

Х. Йодер

# ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ



издательство  
"МИР"

---

# **GENERATION OF BASALTIC MAGMA**

**H. S. Yoder, Jr.**

Geophysical Laboratory  
Carnegie Institution of Washington  
Washington, D. C.

National Academy of Sciences  
Washington, D. C. 1976

Х. Йодер


# ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Перевод с английского  
канд. геол.-мин. наук О. А. ЛУКАНИНА  
и канд. геол.-мин. наук А. В. УХАНОВА

под редакцией  
д-ра геол.-мин. наук А. А. КАДИКА

3030

Издательство «МИР»  
Москва 1979



Книга представляет собой крупное научное обобщение экспериментальных и геохимических данных, охватывающее все главные вопросы генерации базальтовых расплавов: источники магмы, глубину выплавления, физико-химические условия дифференциации, энергетические и тектонофизические аспекты, состав главных типов базальтовых магм и т. п.

Высокий научный уровень монографии, критическая оценка различных экспериментальных данных, четкий и непринужденный стиль изложения делают книгу чрезвычайно полезной для широкого круга геологов, петрологов, геохимиков, геофизиков, а также преподавателей и студентов соответствующих специальностей.

*Редакция литературы по геологии*

1904 020 000

И  $\frac{20805-138}{041(01)-79}$  138-79

© Перевод на русский язык, «Мир», 1979

## Предисловие редактора перевода

Последнее десятилетие является периодом интенсивных экспериментальных и теоретических исследований, направленных на выяснение физико-химической природы процессов, протекающих в глубинах Земли. Благодаря этому геохимия и геофизика получили возможность более обоснованного обсуждения проблем химической эволюции коры и верхней мантии.

Предлагаемая вниманию читателя книга принадлежит перу американского ученого Х. С. Йодера, известного своим большим вкладом в экспериментальную петрологию. Главной задачей книги, как отмечает сам автор, является изложение основных проблем образования базальтовых магм — глобального явления для Земли на всех этапах ее развития — в свете данных экспериментальных и теоретических исследований. Она подводит итог тем усилиям, которые были затрачены многими исследователями на выяснение физико-химических условий плавления верхней мантии и эволюции магм при их подъеме к поверхности Земли, и в этом ее исключительное значение для последующего развития теории магнеобразования. Важно, что при обсуждении условий образования базальтовых магм привлекаются данные геофизики и предпринимается попытка рассмотреть этот процесс с энергетической точки зрения.

Логика построения книги определяется стремлением ответить на вопросы, каким образом, где и когда происходит образование базальтовой магмы в мантии. В соответствии с этим в центре внимания оказываются следующие проблемы, изложенные в одиннадцати главах:

- 1) природа тех родоначальных пород, которые являются источником базальтовых магм и условия локализации плавления в Земле; 2) процессы плавления и источники тепла для них; 3) механизмы отделения магматических жидкостей и их подъема к поверхности Земли; 4) физико-химические условия эволюции магм; 5) тектонофизика плавления; 6) энергетика, периодичность и динамика развития магматических событий.

Как справедливо отмечает автор в предисловии, несмотря на длительную историю изучения базальтового магматизма, многие стороны этого процесса остаются дискуссионными. И эта ситуация в большой степени определяется отсутствием достаточно полной геофизической и геохимической информации как о минеральном составе верхней

мантии, так и о процессах, протекающих в ней. Ценность работы, осуществленной Х. С. Йодером, заключается не только в обобщении существующих точек зрения, но и в их критическом рассмотрении на основании экспериментальных исследований фазового состояния пород мантии, условий зарождения расплавов и магматических равновесий при высоких температурах и давлениях. Сделанные выводы следует рассматривать как определенную концепцию, модель базальтового магматизма на данном уровне его познания.

В качестве потенциального источника базальтовой магмы в настоящее время рассматриваются такие горные породы, которые а) имеют базальтовый состав (базальт, габбро, тахилит, амфиболит, горнблендит и эклогит) или б) способны давать базальтовую магму при частичном плавлении (метеориты, плагиоклазовые перидотиты, шпинелевые и гранатовые перидотиты). Х. С. Йодер приходит к заключению, что гранатовый перидотит является наиболее подходящим источником базальтовых расплавов. Неизвестен источник калия в базальтовых породах, неясным остается и ряд других проблем, поэтому такую модель исходного вещества следует рассматривать как рабочую, более всякой другой согласующуюся с имеющимися данными.

Следует, по-видимому, согласиться с Х. С. Йодером, что из всех предполагаемых причин плавления верхней мантии два процесса наиболее соответствуют геофизическим и геохимическим данным: а) плавление под влиянием радиоактивного тепла и б) плавление при адиабатическом подъеме вещества мантии. В последнем случае имеется в виду конвективное перемещение пород мантии, формирование диапиров и магматических колонн. Привлекательность адиабатического плавления при понижении давления определяется тем, что оно не требует дополнительных внешних источников тепла и происходит за счет собственного теплосодержания масс мантии.

В книге Х. С. Йодера содержится попытка ответить на вопрос о причине образования больших объемов гомогенных базальтовых магм на протяжении геологической истории Земли. Автор видит ее в том, что при частичном плавлении гранатовых перидотитов в широком интервале физико-химических условий образуются расплавы базальтового состава; в результате этого базальты и оказываются наиболее обычным типом магм на Земле. Несомненно, это важный фактор стабильности состава базальтов, однако он не представляется достаточным. По-видимому, требуется объяснить, почему в процессе частичного плавления перидотитов мантии отделение жидкости происходит именно в тот момент, когда она достигает состава базальта.

Ряд вопросов, рассмотренных Х. С. Йодером, связан с анализом причин химической эволюции базальтов, изменения их химического состава при подъеме. Особое внимание уделено истории оливина — господствующей фазы базальтовых магм. Понижение устойчивости оливина, равновесного с расплавом, при повышении давления накладывает жесткие ограничения на глубины магмообразования

и отделения базальтовых жидкостей от родоначальных пород. Важным результатом этого анализа является представление об изменении состава базальтов при их подъеме; в противном случае было бы трудно объяснить их образование вследствие плавления гранатовых перидотитов.

В заключении книги подводится итог нашим знаниям об условиях образования и эволюции базальтовых магм на различных этапах эволюции Земли, выделены очевидные стороны этого явления и задачи, требующие дальнейших полевых и экспериментальных исследований.

Хотя многое, связанное с магмообразованием в мантии, все еще остается неясным, можно согласиться с полными оптимизма заключительными словами автора, что мы находимся в преддверии революционных изменений наших представлений о природе процессов в глубинах Земли. Залогом этого являются нарастающие успехи геохимических и геофизических исследований, базирующихся на экспериментальном и теоретическом моделировании.

Книга Х. С. Йодера, в которой весьма полно изложены проблемы образования базальтовых магм, предназначена для широкой аудитории. Она несомненно представляет интерес для геологов и геофизиков различных специальностей, для всех тех, кто занят исследованием эндогенных процессов планет, а также для студентов, изучающих геохимию.

Книга написана четким и ясным языком. Надо надеяться, что ее прочтут с удовольствием все, кто интересуется проблемой магмообразования.

*А. Кадик*

## Предисловие автора к русскому изданию

Цель этой книги — побудить исследователей во всем мире заняться многочисленными волнующими проблемами, относящимися к разным аспектам образования магмы. Решение этих проблем потребует объединения усилий ученых разных областей знания, которые сейчас еще не имеют дела с этими сложными разносторонними вопросами. Отдельному исследователю придется смотреть шире пределов собственной специальности и искать пути объединения своих исследований с исследованиями коллег, работающих в смежных и отдаленных направлениях.

Автору, безусловно, приятно, что его работа переведена на язык, которым пользуется столь большое число геологов. Если преподавателю в Советском Союзе предоставится случай использовать эту книгу в курсе своих лекций, то он, несомненно, найдет подходящие дополнительные примеры, полевые и экспериментальные, в работах своих коллег. Читатель легко поймет, что некоторые модели в гл. 1 представлены в таком обобщенном виде, что с геологической точки зрения они не всегда кажутся оправданными. Критический анализ этих моделей побудит исследователей к выполнению определенных полевых и лабораторных экспериментов, что поможет им лучше понять образование базальтовой магмы. Автор приветствует критическую дискуссию, особенно если она основывается на новых данных, поддерживает постоянный и свободный обмен идеями.

Автору доставляет удовольствие с благодарностью отметить усилия доктора геолого-минералогических наук А. Кадика, а также О. Лукинина и А. Уханова, которые взяли на себя трудную задачу по переводу книги. Мелкие ошибки были исправлены при подготовке экземпляра для перевода, но автор не предпринимал значительного пересмотра книги. В течение года после выхода книги на английском языке было начато много новых работ в этой области, но большинство из них не закончены и не опубликованы.

*Х. С. Йодер мл.*

*1 ноября 1977 г.*

*Геофизическая лаборатория Института Карнеги*

## Предисловие

Доктор Артур Л. Дея завещал Национальной академии наук вклад для дальнейшего изучения физики Земли. Опекунский комитет<sup>1</sup> Фонда имени Артура Л. Дея учредил чтения и приз имени Артура Л. Дея с условием, чтобы получивший приз подготовил публикацию, предпочтительно книгу, дающую «исчерпывающие обобщение и синтез современных знаний в своей области».

Автор удостоился быть избранным Отборочным комитетом<sup>2</sup> первым призером и лектором, и эта возможность подготовить книгу по теме, предложенной самим автором, представилась очень приятной. Автор уже давно намеревался посвятить время детальному рассмотрению процесса образования магмы<sup>3</sup>. В большинстве исследований существование магмы принимается априори и затем рассматриваются ее перемещения и кристаллизация, но само ее образование редко рассматривается подробно.

Главной сложностью было найти достаточно продолжительный период времени, чтобы проанализировать имеющиеся данные и синтезировать существующие взгляды. В течение двух лет автор собирал воедино отдельные отрывки и куски, которые составили основу серии взаимосвязанных лекций, прочитанных в Дартмутском колледже (5–9 мая 1975 г.) и в Геофизической лаборатории Института Карнеги, Вашингтон (23–27 июня 1975 г.). Автор признателен профессору Р. Деккеру, председателю отдела Наук о Земле в Дартмутском колледже за организацию лекций, а также студентам и сотрудникам за их стимулирующие научную мысль вопросы. Персонал Геофизи-

---

<sup>1</sup> Состав Опекунского комитета: У. Руби, председатель; Р. Гуди; М. Тьюв; Дж. Уилсон.

<sup>2</sup> Состав Отборочного комитета: Г. Фридман, председатель; Дж. Чарни; А. Кокс; Дж. Голдсмит; О. Виллард.

<sup>3</sup> Магма в понимании геологов может быть определена как образующийся в недрах Земли природный подвижный расплав, который может содержать во взвешенном состоянии кристаллы и обломки горных пород, а также растворенные или обособившиеся газы и который при внедрении может образовать горную породу от кристаллической до стекловатой или же извергнуться в виде лавы.

ческой лаборатории представлял собой ту заинтересованную аудиторию, которая была необходима автору для обсуждения вопросов, затронутых в лекциях. Приятнее всего была отзывчивость сотрудников лаборатории, подкрепленная их готовностью взяться за предлагаемые научные проблемы.

Книга предназначена для тех, кто хотел бы получить исчерпывающий обзор проблемы образования базальтовой<sup>1</sup> магмы в месте ее зарождения.

Целью автора было сосредоточить внимание на многих проблемах, подающихся теоретическому анализу и экспериментальному моделированию. Прямые полевые наблюдения процесса образования магмы пока еще, разумеется, невозможны, но нельзя утверждать, что это положение сохранится и в ближайшем будущем. Программа «Магмапровод», разрабатываемая Управлением по вопросам исследования и развития энергетических ресурсов вместе с Геологической службой США в связи с критической нехваткой энергии, может представить благоприятную возможность для непосредственного наблюдения по крайней мере промежуточных магматических камер. Для читателя будет очевидна большая неопределенность представленных здесь выводов, и было бы преуменьшением сказать, что они являются дискуссионными. Если эти выводы устоят в течение сколько-нибудь продолжительного времени, то попытки стимулировать новые исследования предмета будут напрасны.

У читателя сложится впечатление о слабости доказательств, на которых основываются главные концепции о магмах в недрах Земли. Постулируемые модели стали принимать как нечто реальное, вместо того чтобы считать их допущениями, каковыми они являются. В этой области господствуют представления авторитетов, и поэтому следует поощрять критический разбор каждого приводимого аргумента. Фактическое обоснование недостаточное, и читатель непременно будет постоянно спрашивать: где доказательства? Следует воздержаться от высказывания определенных суждений до прочтения всей книги. Убедительные аргументы, содержащиеся в одном ее разделе, в другом разделе могут столкнуться со столь же убедительными возражениями. Не все аргументы могли быть приведены, некоторые (хотя на них и есть ссылки) были опущены, поскольку они основывались на экспери-

---

<sup>1</sup> Базальт является основной эффузивной горной породой, состоящей главным образом из плагиоклаза (обычно лабрадора) и клинопироксена. Некоторые разновидности, кроме того, могут содержать оливин, ортопироксен, нефелин и кварц порознь или в определенных сочетаниях. Базальт может быть стекловатым, тонкозернистым или порфировым. Апатит и магнетит являются обычными аксессуориями. Иногда базальт бывает интрузивным и образует дайки, но в этом случае его обычно называют диабазом (долеритом) или габбро. Средние химические составы обычных разновидностей базальта даны Нокколдсом [308], Мансоном [263], и Чейесом [76].

ментах, которые, как оказалось, были неточными, или же на допущениях, считающихся теперь необоснованными.

Основное внимание в книге уделяется следующим вопросам: из чего, где, как, почему и когда образуется магма. Лекции включали критическое рассмотрение определяющих параметров и принципов, имеющих тесное отношение к образованию наиболее распространенной базальтовой магмы<sup>1</sup>, достигающей земной поверхности. Круг рассматриваемых здесь вопросов ограничен а) природой родоначального вещества и местом в земных недрах, где происходит плавление; б) процессами плавления, включая требующееся для этого тепло и его источники; в) механизмами аккумуляции, отделения и подъема магмы; г) физикохимией эволюции магмы; д) тектонофизикой плавления; е) энергетикой, периодичностью и продолжительностью магматических явлений. Объем лекций увеличился за счет дополнительного материала, необходимого студентам, прослушавшим только общий курс петрологии.

Здесь не делается каких-либо попыток обсуждать побочные или дополнительные магматические камеры и происходящие в них процессы дифференциации, а также механизмы извержения или морфологические формы, образованные продуктами вулканизма. Эти предметы в достаточной мере рассматриваются в учебниках петрологии и вулканологии.

Автор не приносит извинений по поводу широты круга вопросов, охваченных книгой. Совершенно очевидно, что он не является экспертом во всех обсуждавшихся вопросах. Но где найти такого эксперта? Автор стремился осветить многие волнующие стороны процесса образования магмы.

Автору доставляет удовольствие выразить признательность г-же М. Имли, которая перепечатывала черновики и делала исправления с присущими ей заботливостью и терпением; А. Зингеру, собравшему много рисунков и организовавшему их вычерчивание и фотографирование; У. Хендриксу, вычертившему все рисунки; г-же Д. Томас, которая отредактировала экземпляр, представленный в Национальную академию наук и сверила ссылки на литературу. Один из первых черновых вариантов книги был просмотрен д-ром П. Беллом (гл. 1—6), д-ром Б. Майсеном и Х. Наслундом. Более поздние варианты были полностью или частично просмотрены д-ром Н. Арндтом, д-ром Ф. Чейесом, проф. Р. Деккером (гл. 9 и 10), проф. Дж. Дикки, д-ром Х. Хердом (гл. 9), д-ром А. Гофманном, проф. Г. Хуккенхольцем, д-ром Т. Ирвином, д-ром И. Кусиро, проф. Дж. Лайонсом,

---

<sup>1</sup> Базальты и родственные им породы (габбро, амфиболиты и эклогиты) составляют около 42,5% объема земной коры по Ронову и Ярошевскому [365]. За основание земной коры этими авторами принят раздел М (раздел Мохоровичича).

проф. А. Мак-Бирни, проф. С. Морсом, д-ром Д. Пресналлом (гл. 6), д-ром Ю. Робертсоном, проф. Дж.-Г. Шиллингом, д-ром Я. Таллисом (гл. 9) и д-ром Д. Вельде. Многие часы, потраченные этими добрыми друзьями, значительно улучшили рукопись. Споры и обсуждения с этими, а также со многими другими специалистами и учеными широкого профиля были в высшей степени приятными и ценными. Как известно каждому автору, писать книгу по новому предмету означает испытывать большую радость познания. Автор благодарит всех внесших свой вклад в эту книгу.

# 1. Введение

## Продукты вулканизма — источник обновления

Вулканическое извержение — событие грозное и волнующее. Словами невозможно передать общее впечатление от извержения — каждый по-своему вспоминает об этом зрелище, о звуках, вибрации и эмоциях. Вулканические извержения рассматриваются как геологическая катастрофа. Предпринимавшиеся до настоящего времени вулканологические исследования основывались на страхе перед этой опасностью, связанной с гибелью людей и разрушением имущества. Лишь изредка за извержениями признавалась их собственная важная роль — пополнение земной поверхности новым веществом. Фермеры ценят богатые почвы, образованные из некоторых вулканических туфов; даже новые лавовые потоки после соответствующего дробления через несколько лет становятся пригодными для пахоты. И действительно, вулканические продукты являются главным источником обновления вещества, имеющим фундаментальное значение для человечества.

## Необходимость систематических исследований вулканов бурного типа

В современных вулканологических исследованиях основное внимание уделяется непродолжительным явлениям, которые предшествуют извержениям и делают возможным предсказание места, времени и интенсивности вулканических извержений. К сожалению, эти исследования проводятся главным образом на вулканах спокойного типа (например, Килауэа на острове Гавайи), тогда как наибольшую опасность представляет собой взрывной тип (например, Лассен-Пик, Калифорния). Прежде чем произойдет следующее катастрофическое извержение в населенной местности, необходимо организовать систематическое изучение извержений этого типа. Передвижные или телеметрические чувствительные приборы (например, сейсмические, тепловые, измеряющие наклон, фотографические) следовало бы установить на этих вулканах, вблизи густо населенных районов, особенно на западе США (например, на горе Сент-Хеленс [90]).

## Наблюдаемые закристаллизовавшиеся магматические камеры — перемещенные магмы

В настоящее время изучение происхождения огромных объемов сравнительно однородной лавы, изливающейся на поверхность, имеет такое же большое значение, как и исследование упоминавшихся выше кратковременных явлений. Для решения большинства выдвигаемых задач достаточно принять, что лава поднимается из резервуаров, находящихся на небольшой глубине (2—6 км). После застывания эти резервуары вскрываются действием эрозии и их размеры можно установить на основании детальных полевых исследований, собственно и составляющих сущность геологии. Такие массы горных пород, которые по их характерным особенностям определяются как закристаллизовавшиеся из расплавленного или частично расплавленного вещества, называются интрузивными; иными словами, подразумевается, что магма образовалась где-то в другом месте и независимо от механизма ее формирования была перемещена в ту геологическую обстановку, в которой теперь находится. Даже обширные сложные батолиты, обычно обогащенные кремнекислотой и не имеющие видимой подошвы, считаются внедренными, т. е. признается, что образовавшая их магма была перемещена с места ее возникновения. Лишь изредка встречаются достаточно очевидные доказательства, позволяющие сделать вывод о том, что небольшие объемы основных и ультраосновных пород были выплавлены на месте [105, 280]. С другой стороны, многие горные породы, обогащенные кремнекислотой, обнаруживают особенности, указывающие на плавление *in situ*, т. е. анатексис, или, в более широком смысле, палингenez.

## Модели магматического источника — предпосылки

Поскольку непосредственных наблюдений мало, а измерения параметров обычно недостаточно точны для того, чтобы исследователи могли прийти к однозначным выводам, было предложено много различных моделей магматического источника. Некоторые из них рассмотрены ниже. Комментировать существующие в настоящее время модели образования магмы несколько рискованно хотя бы потому, что это потребовало бы более широкого рассмотрения проблемы. Читателю следует помнить, что здесь эти модели представлены вне контекста и используются лишь для иллюстрации отдельных принципиальных вопросов, на которые предстоит ответить. Автору представляется неуместным критиковать их в деталях, однако читателю такое упражнение не возбраняется. Этот обзор моделей предназначен пробудить у читателя научное любопытство и подготовить его к дальнейшему рассмотрению проблемы.

### Модель баллона и соломинки для содовой воды

Одна из простейших моделей, описывающая область магматического источника, показана на рис. 1-1. Эта модель «баллон – соломинка для содовой воды», представленная почти в каждом учебнике общей геологии, предполагает точечный источник тепла и эллипсоидальные изотермы<sup>1</sup>. Хотя Роджерс и Адамс [364] отмечали, что форма, размер и положение магматических источников большей частью неизвестны, можно составить общее представление об их относительных масштабах. Так, например, если диаметр жерла равен 1 км, то центр магматической камеры находится примерно в 11 км ниже вершины вулкана, а объем уплощенной сфероидальной камеры составляет  $90 \text{ км}^3$ , что достаточно для образования 900 лавовых потоков объемом по  $0,1 \text{ км}^3$ . Запас тепловой энергии в этой камере приблизительно составит  $42 \cdot 10^{26}$  эрг, т. е. в 5 раз превышает общую энергию наиболее силь-

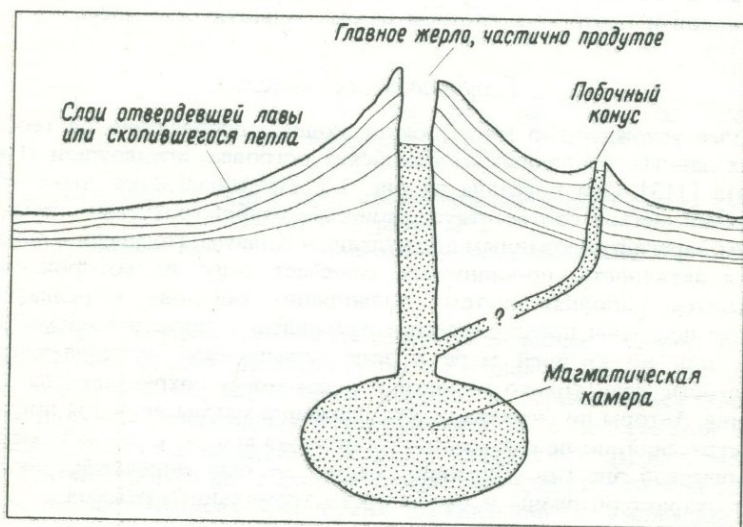


Рис. 1-1. Разрез типичного вулкана по Роджерсу и Адамсу [364].

Форма, размер и положение магматической камеры обычно неизвестны. (С разрешения «Harper and Row».)

<sup>1</sup> Менард [279] приводит подобную же модель, но с более круглой камерой, расположенной на значительно большей глубине, непосредственно над астеносферой, и с соответственно более длинной «соломинкой».

ного из известных до сих пор единичных вулканических извержений<sup>1</sup>. Предполагается, что при отсутствии восполнения магма подвергалась бы дифференциации и со временем была бы исчерпана. Поэтому очевидно, что такая камера не могла бы давать больших объемов однородной магмы в течение продолжительных периодов геологического времени. Возможно ли полное опустошение камеры после каждого эпизода удаления расплава путем ее последующего сжатия? Или же более вероятно, что расплав находится как бы в кристаллической губке, которая деформируется при его выжимании? Какие силы заставляют магму подниматься по трубообразному каналу? Можно также спросить: что представляет собой граница магматической камеры? Является ли она изотермой, линией солидуса, границей между разными составами, структурным разделом, границей твердофазового изменения или диффузии или чем-то иным? Различие уровней магмы в главном выводном канале и каналах дочерних конусов предполагает различие плотностей магмы; возможно, что магма дочерних конусов содержит больше кристаллов и поэтому в среднем имеет большую плотность.

### *Геофизическая модель*

Более усложненную масштабную модель, основанную на геофизических данных, собранных на Гавайских островах, предложили Итон и Мурата [113]. Она показана на рис. 1-2. Предполагается, что глубина генерации магмы соответствует наиболее глубокофокусным землетрясениям, зарегистрированным под вулканом Килауэа. По мнению авторов, «такая активность, по-видимому, отмечает зону, из которой магма собирается, наполняя систему подводящих каналов». Стрелками на рисунке показаны предполагаемые направления движения магмы в полость или по крайней мере в зону повышенной проницаемости и пористости, если только полости и поры могут сохраняться на такой глубине. Авторы подчеркивали, что движение магмы является причиной землетрясений, но не связывали образования магмы с высвобождением сейсмической энергии. Источник магмы не был определен, также не были охарактеризованы и особенности термального режима.

### *Модель кристаллической каши*

Эта модель, основанная на описании Грина и Рингвуда [152] и показанная на рис. 1-3, иллюстрирует по меньшей мере две идеи, дополняющие основные представления. Во-первых, стрелки указывают на выделение из неизвестного источника «каши», состоящей из кристаллов и расплава и имеющей, как полагают, меньшую плотность по

<sup>1</sup> На основании уравнения  $\Delta E = V \cdot \rho (C_p \Delta T + \Delta H_m)$ , где  $V = 90 \cdot 10^{15} \text{ см}^3$ ;  $\rho = 2,78 \text{ г/см}^3$ ;  $\Delta T = 1250^\circ\text{C}$ ;  $\Delta H_m = 87,5 \text{ кал/г}$ ;  $C_p = 0,25 \text{ кал/г}^\circ\text{C}$  (1 кал =  $4,186 \cdot 10^7 \text{ эрг}$ ).

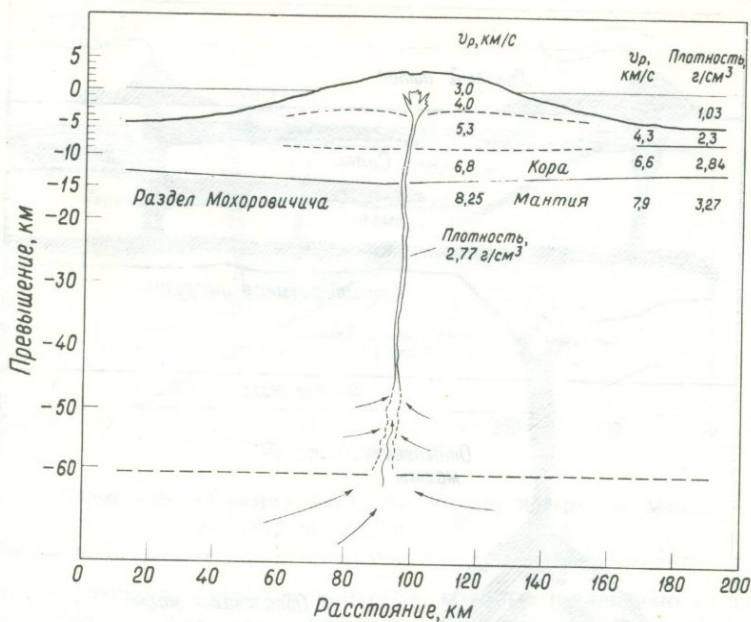


Рис. 1-2. Схематический разрез через идеализированный гавайский вулкан по Итону и Мурате [113].

(Авторское право, 1960 г., Американской ассоциации прогресса науки.)

сравнению с тем слоем, где она образуется. Возникает вопрос, каким должно быть соотношение кристаллов с расплавом, чтобы эта смесь могла отделиться от вмещающей породы и переместиться кверху. Какова скорость перемещения и уменьшается ли в достаточной мере давление, чтобы компенсировать скорость охлаждения? Вторая важная идея — глубина сепарации расплава из расплав-кристаллической каши. Модель не дает никаких химических ограничений, и Уилли предполагает, что расплав будет базальтовым независимо от глубины сепарации. Однако физические ограничения могут иметь большое значение для глубины сепарации расплава, которая может фиксироваться зоной скалывания или слоем пониженной плотности.

### Модель зоны Беньофа

Весьма впечатляющая модель (рис. 1-4) области источника магмы была разработана Котсом [83]. Ему принадлежит один из наиболее ранних и ясных набросков теории тектоники плит, в котором подчеркивалось значение зоны Беньофа [32] как одной из главных

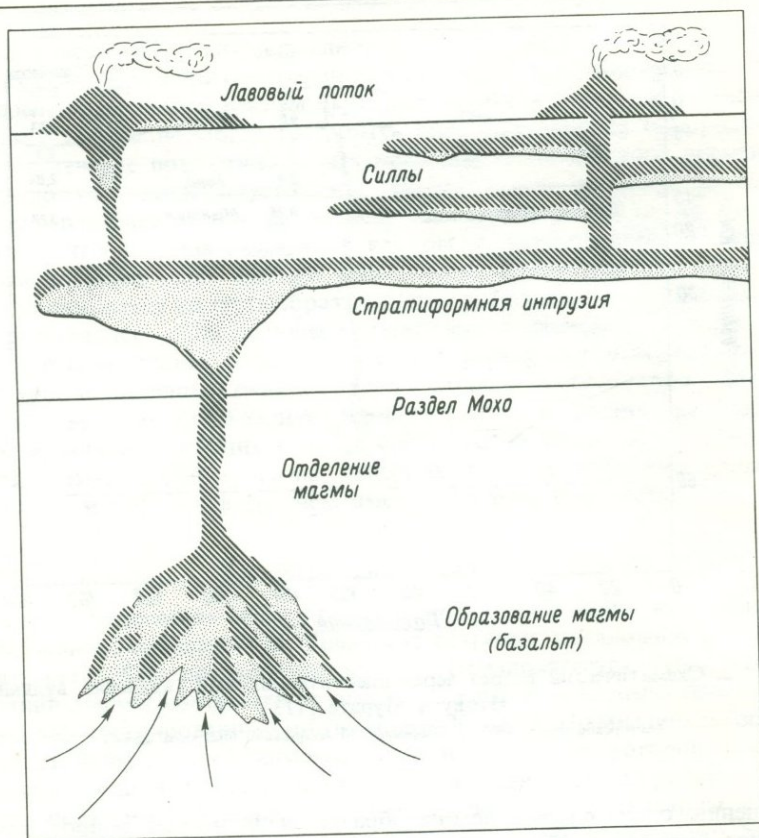


Рис. 1-3. Схема процесса образования магмы в результате диапирового подъема мантии по Уилли [486].

Области, покрытые крапом, представляют собой кристаллическое ультраосновное вещество; области с диагональной штриховкой — интерстициальный базальтовый расплав или кристаллические базальт и габбро. (С разрешения Минералогического общества Америки.)

обстановок генерации магмы. Он полагал, что на глубине около 100 км в перидотитах существует зона, содержащая «карманы» базальта, оливинного базальта, эклогита или преимущественно стекловатого материала неизвестного происхождения, которые, подвергаясь переплавлению, дают базальтовые расплавы или же при добавлении воды и вещества из зоны надвига — андезитовые. Количество корового материала, добавленного к способной извергнуться базальтовой магме, определяет размах «дифференциации» вдоль тренда базальт — андезит — риолит. Котс не уточняет, каким образом было первоначально выплавлено вещество базальтового состава. Каковы же на самом деле

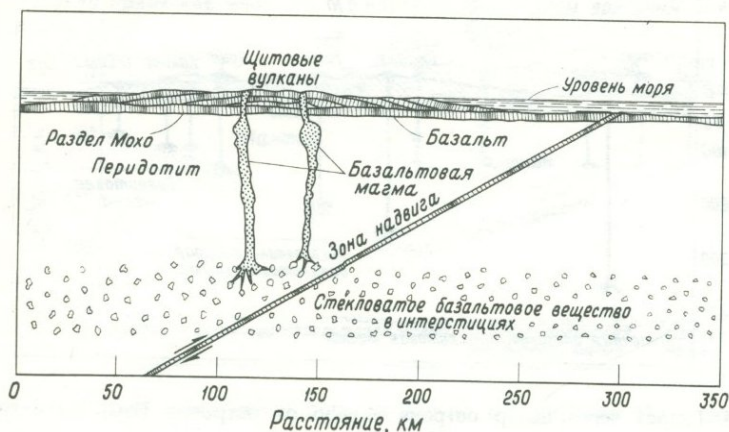


Рис. 1-4. Схематический разрез через земную кору и верхнюю мантию в районе островной дуги по Котсу [83].

Показана только первая стадия развития. (Авторское право Американского геофизического союза.)

факторы физико-химического контроля, которые независимо от источника материала всегда обуславливают один и тот же тренд магматического фракционирования? На этой модели изображены также дополнительные магматические камеры, вытянутые в вертикальном направлении, но причины их существования и этой вытянутости не описываются. Указывают ли удлиненные формы на диапиризм, или же они являются результатом длительной ассимиляции вмещающих пород? Согласно этой модели, возникновение базальтовой магмы происходит в узком интервале глубин в противоположность следующей модели.

### Модель глубины генерации

Куно [222] представил модель (рис. 1-5), которая связывает тип магмы (установленный по распространению поясов горных пород на поверхности) с местоположением землетрясений в зоне Беньофа. Но землетрясения происходят в настоящее время, тогда как возраст вулканов увеличивается в направлении от желоба к континенту [416]. Эта модель была предложена в ходе полемики как ответ Йодеру и Тилли, которые полагали, что более ранняя схема Куно [221] указывает на образование каждого типа магмы из особого слоя исходного вещества, имеющего свои характеристики. По схеме Куно, не предусматривающей существования каких-либо дополнительных промежуточных камер, щелочно-базальтовая магма образуется в более глубоких слоях, высокоалюминиевая базальтовая магма — на промежуточных глубинах, а толеитовая магма — на еще меньших глубинах. Интересно, что Куно характеризует магму как «карманы» или «капли» (в зависимости от масштаба),

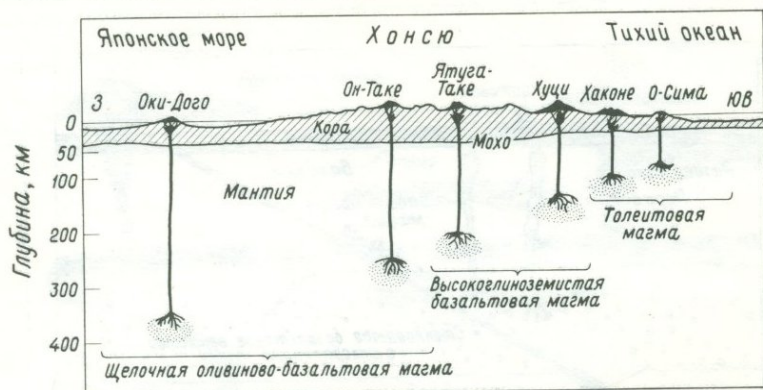


Рис. 1-5. Разрез через центр острова Хонсю от островов Идзу до острова Оки-Дого.

Показаны глубины образования различных базальтовых магм по Куно [222], который полагал, что мантия однородна и использовал в своих построениях средние глубины очагов современных землетрясений. (С разрешения «Academic Press».)

которые скапливаются в системах сходящихся трещин. Необходимо также отметить, что у Куно расплав по своей природе локализован, хотя тепловой режим им не был определен. Предложенная позже модель Тараканова и Леви [433] представляет собой модификацию вышеописанной; она предполагает, что различные магмы происходят из особых «пластичных» слоев, которые чередуются с «твердыми» слоями. Авторы указывали на слоистую структуру зоны Беньофа, хотя, согласно более распространенной точке зрения, она считается однородной плитой, вдвигаемой в мантию.

### Модель глубины сепарации

В той же статье Куно [222] излагает идеи Йодера и Тилли [501] применительно к среде магнеобразования. Хотя названные авторы не связывали генерацию магмы именно с зоной Беньофа, они подчеркивали важность глубины отделения магмы от исходного вещества, предположительно в промежуточных камерах, как это показано на рис. 1-6. Как полагали Йодер и Тилли, магма, состоящая из кристаллов и жидкости, образуется приблизительно на одинаковых глубинах. Гутенбергом [160] была описана зона низких сейсмических скоростей, которую можно связывать с частичным плавлением. Поскольку состав расплава, образующего вместе с кристаллами кашу, изменяется по мере подъема к поверхности в соответствии с изменением физико-химических условий, в зависимости от глубины отделения расплава от каши получают магмы разных типов.

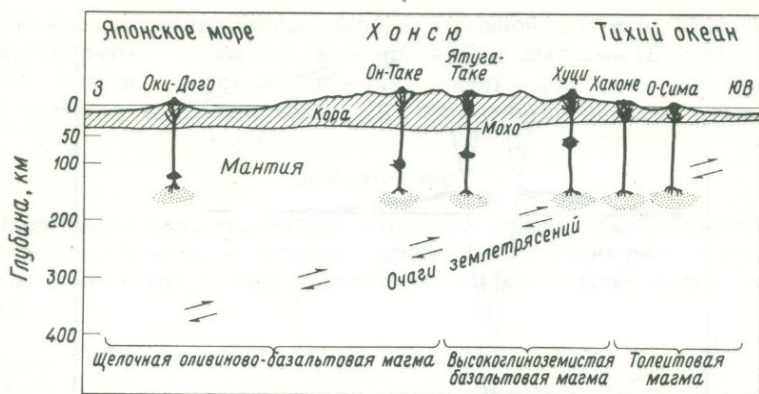


Рис. 1-6. Разрез через центр острова Хонсю от островов Идзу до острова Оки-Дого.

Показаны глубины образования первичной магмы (области, покрытые крапом) и места отделения расплава (неправильные черные раздувы на вертикальных каналах), согласно гипотезе Йодера и Тилли в интерпретации Куно [222]. По Йодеру и Тилли [501] образование магмы не связано с очагом современных землетрясений в зоне Беньофа. (С разрешения «Academic Press».)

Ни модель Куно, ни его толкование модели Йодера и Тилли не дают приемлемого объяснения тому факту, что при образовании некоторых вулканических островов (например, Гавайских) щелочные базальты появляются на самом последнем этапе. Кажется нелогичным, чтобы последние порции магмы поступали с наибольшей глубины обычно спустя значительный промежуток времени и проходя сквозь все вулканическое сооружение. Следует отметить также такие острова (например, остров Лансароте, Канарские острова; остров Ян-Майен; остров Малл, Шотландия), где щелочные базальты образуют щит, а последние извержения оказываются толейтовыми. Щелочные базальты, проявляющиеся на значительном удалении от островной дуги, при подъеме из глубинного источника, по-видимому, не встречали препятствий, но щелочные породы, недавно обнаруженные в зоне, примыкающей к желобу [21], сформировались из магмы, подъем которой мог быть затруднен, если, конечно, она действительно происходит из области, находящейся непосредственно под вулканом.

### Модель взрывной диаатремы

Для описания структуры взрывных диаатрем и других вулканических структур Мак-Гетчин [272] предложил сложную модель (рис. 1-7). Он подчеркнул большое значение газов, диффундирующих с глубины (А) и вызывающих расплавление какой-то области (В) в неоднородной расслоенной мантии. Мак-Гетчин разделял точку зрения Джексона и

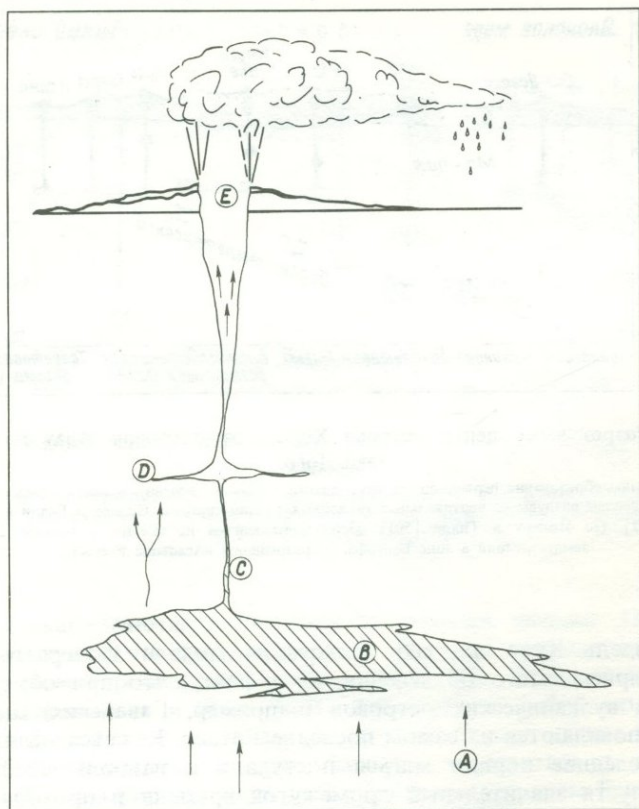


Рис. 1-7. Комбинированный разрез вулканической системы по Мак-Гетчину [272], на котором показаны диффузия летучих (A), место образования магмы (B), дайкообразная проводящая магматическая камера (C), промежуточная магматическая камера (D) и взрывной кратер (E).

(С разрешения Научной лаборатории в Лос-Аламосе.)

Райта [204], которые на схематическом разрезе Гавайских островов показали тугоплавкие слои, чередующиеся с более легкоплавкими. Граница расплавленной области предположительно связывается с солидусом горных пород, плавящихся под воздействием летучих (Мак-Гетчин согласился с такой интерпретацией [личное сообщение, 1975]). Представляется интересным рассмотреть, пересекает ли трещина (C) расплавленную область, или же она перехватывается апофизой магматической камеры. На своей схеме Мак-Гетчин показал промежуточную магматическую камеру (D), но она имеет отношение к спокойным извержениям

и не является составной частью системы взрывной диатремы. Сравнивая на рисунке размеры поверхностного проявления диатремы ( $E$ ) и расплавленной области, следует помнить, что значительная часть выполняющего диатрему материала состоит из обломков прорванных слоев.

### Заключение

Представляя здесь эти модели, автор стремился проиллюстрировать круг идей и дать обзор некоторых вопросов, подлежащих рассмотрению. Другие модели будут охарактеризованы по мере дальнейшего изложения.

## 2. Исходное вещество

### Главное требование — способность давать базальтовую магму

Прежде чем начать анализ проблемы магмообразования, необходимо установить, что представляет собой подвергнувшееся плавлению исходное вещество, поскольку мантия, как показывают рассмотренные ниже сейсмические данные, преимущественно находится в кристаллическом состоянии. Слагающая мантию горная порода (или породы) должна отвечать необходимому условию — давать не содержащий кристаллы расплав базальтового состава или промежуточную смесь кристаллов с расплавом, от которой такой расплав мог бы отделиться на земной поверхности или вблизи нее. Базальты формировались в огромных объемах в течение всего геологического времени и на большей части поверхности Земли. При современных извержениях их иногда можно наблюдать в полностью расплавленном состоянии, а стекловатые структуры более древних базальтов указывают на то, что они также были полностью расплавленными. В широком смысле современные и более древние базальты очень сходны по своему составу. С базальтовыми составами, например, посредством кристаллизационного фракционирования могут быть связаны многие другие главные типы горных пород [47]. Поэтому базальтовая магма обычно считается исходной, «родительской», по отношению к другим, «дочерним», магмам<sup>1</sup>. В таком случае среди этих главных типов пород базальт должен был бы иметь более высокие температуры ликвидуса<sup>2</sup>, чем дочерние продукты. Поскольку связь температур ликвидуса с составом имеет большое значение, ниже будут даны некоторые подробности, подтверждающие это принципиальное представление о родительских и дочерних расплавах.

---

<sup>1</sup> Но не все магматические горные породы обязательно ведут свое происхождение от базальта. Андезиты, например, могли бы образоваться не из базальта, а непосредственно из более примитивного материала [492].

<sup>2</sup> Ликвидус — это максимальная температура насыщения первичной твердой фазой расплава данного валового состава. Выше этой температуры система полностью жидкая. Иными словами, это температура, при которой в равновесных условиях выпадает первый кристалл. В системе переменного состава ликвидус является геометрическим местом точек в координатах температура — состав, отвечающим максимальному насыщению твердой фазой расплавленной фазы.

## Проверка соотношения родоначальной и дочерних магм

На рис. 2-1 представлен корреляционный график между экспериментально определенными температурами ликвидуса и железистостью горных пород. Для пород, железистость которых меняется от 0,5 почти до 1,0, он может быть представлен прямой линией. Это положение подтверждается установленными фазовыми соотношениями в системе диопсид – форстерит – альбит – анортит [501], в которой главные изменения происходят в плагиоклазовом твердом растворе. Базальтовая магма, имеющая железистость 0,5, предположительно могла бы дать путем фракционирования все расплавы с последовательно повышающейся железистостью. Иными словами, магма с более высокой температурой ликвидуса является возможной родоначальной магмой по отношению к дочерней магме, имеющей более низкую температуру ликвидуса. И обратно, с точки зрения физической химии невероятно, чтобы магма, имеющая более высокую железистость, в разумных пределах  $P_{O_2}$  давала расплав с более низкой железистостью. При желании читатель может проверить этот принцип, рассмотрев систему форс-

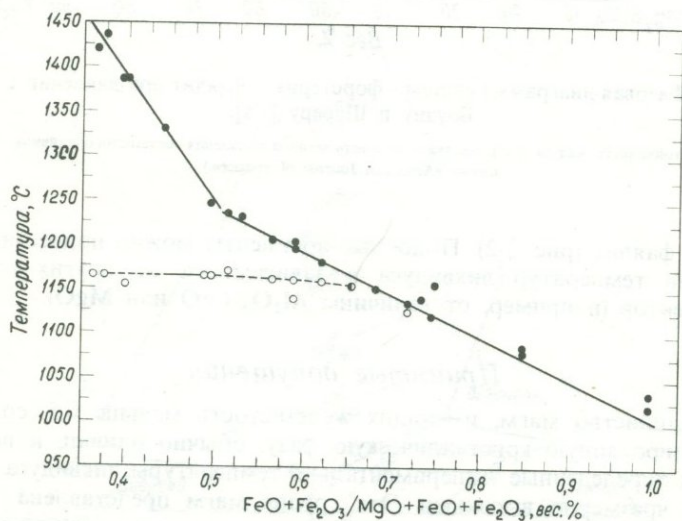


Рис. 2-1. График зависимости температуры ликвидуса при давлении 1 атм от обогащенности железом для природных основных пород по данным лабораторных определений [442].

Ликвидусные фазы: при высоких температурах — преимущественно оливин, при низких — плагиоклаз, изредка сосуществующий с клинопироксеном. Черные кружочки — температуры ликвидуса; светлые кружочки — температуры, при которых все главные фазы начинают кристаллизоваться вместе. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

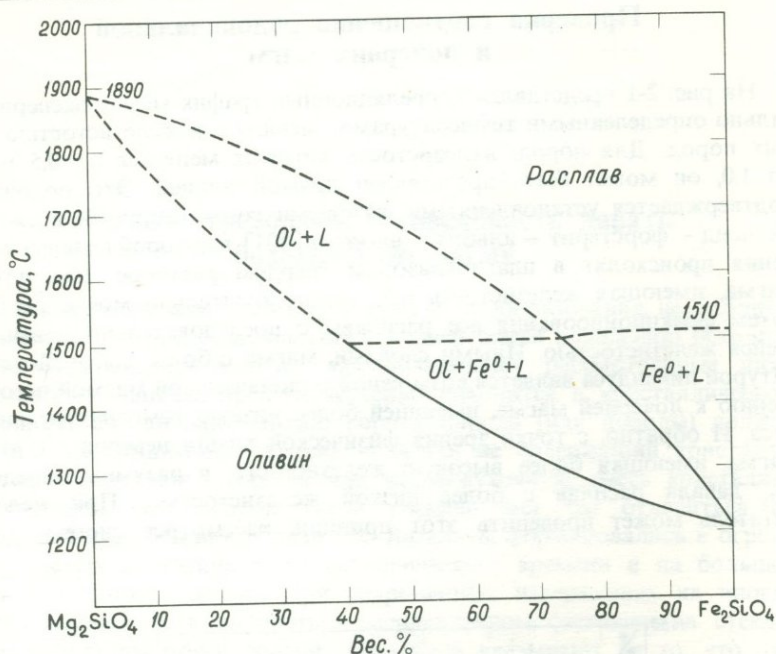


Рис. 2-2. Фазовая диаграмма системы форстерит – фаялит при давлении 1 атм по Боуэну и Шереру [48].

Показана устойчивость железа ( $Fe^0$ ), продукта инконгруэнтного плавления железистого оливина. (С разрешения «American Journal of Science».)

терит – фаялит (рис. 2-2). Подобные аргументы можно привести и для вариаций температур ликвидуса в зависимости от других главных компонентов (например, от величины  $Al_2O_3/CaO$  или  $MgO$ ).

### Принятые допущения

Большинство магм, имеющих железистость меньше 0,5, содержат аккумулярованную кристаллическую фазу, обычно оливин, и поэтому для них определенные экспериментально температуры ликвидуса оказываются чрезмерно высокими. Эта группа магм представлена такими породами, как пикриты, анкарамиты и океаниты, которые не встречаются в полностью стекловатом состоянии после естественной или вынужденной закалки. Очевидно, что такие породы, образовавшиеся путем аккумуляции кристаллов, не пригодны для проверки соотношений между родоначальной и дочерними магмами. Йодер и Тилли [501] полагают, что исследованные ими породы некогда были полностью расплавленными и что летучие компоненты не были их существенной

составной частью. (Из сказанного ниже будет видно, что летучие компоненты должны снижать температуру ликвидуса и смещать состав расплава к состоянию, соответствующему меньшему отклонению от исходного. В лабораторных условиях породы, потерявшие свои летучие, должны плавиться при аномально высоких температурах.)

Влияние аккумуляции кристаллов в магме на результаты последующих лабораторных определений температур ликвидуса легко оценить, рассмотрев простую тройную систему. На рис. 2-3 из состава  $P$  первоначально кристаллизуется оливин, к которому присоединяется анортит, когда при понижении температуры состав расплава достигает точки  $L$ . Если в расплаве  $L$  аккумулируется оливин, то валовой состав таких аккумулятивных слоев может в зависимости от пропорции захваченного расплава меняться от  $P$  через  $A$  до форстерита. Температуры ликвидуса кристаллических кумулатов, если их измерить в лаборатории, должны оказаться аномально высокими по сравнению с температурой исходного вещества  $P$ . Переплавление таких кумулатов [466], естественно, дало бы ту же самую серию производных магм, что и родоначальный материал. Редкие расплавы, богатые оливином, такие,

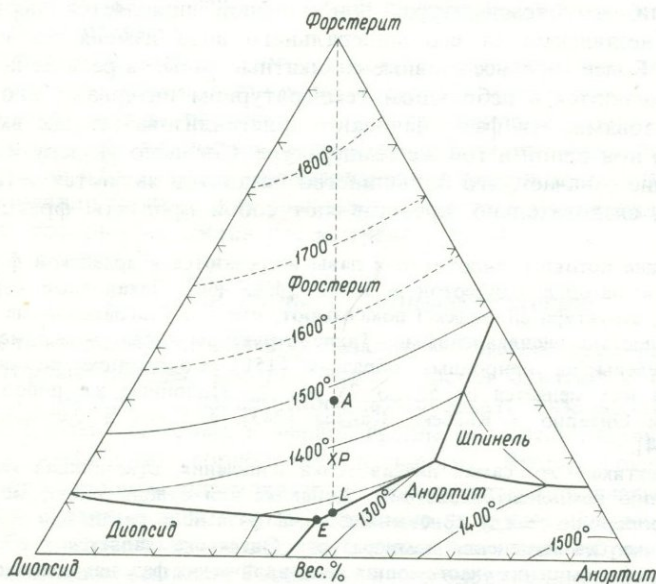


Рис. 2-3. Фазовая диаграмма системы форстерит — диопсид — анортит по Осборну и Тайту [326].

Следует обратить внимание на изменение ликвидуса, по мере того как расплав  $L$ , получившийся из валового состава  $P$ , аккумулирует форстерит. Если в расплаве будет аккумулировано 23% форстерита, то общий состав расплава и аккумулированных кристаллов будет отвечать точке  $A$  и температура ликвидуса поднимется на  $100^{\circ}\text{C}$  по сравнению с температурой ликвидуса исходного вещества. (С разрешения «American Journal of Science».)

как расплав *A* (например, пикритовые или коматиитовые<sup>1</sup>) нельзя во всех случаях считать переплавленными кумулатами. Они могут быть также жидкими продуктами, образовавшимися на последних стадиях частичного плавления родоначального вещества, если соблюдаются соответствующие температурные и иные условия. Чтобы объяснить высокие температуры расплавов, допускается большая, чем обычно, глубина их генерации, на которой родоначальное вещество включает особые минеральные фазы высоких давлений (рис. 4-2), в результате чего при плавлении получается состав, близкий к таким ультраосновным породам.

### Фазовые равновесия в базальте в поверхностных условиях

Йодер и Тилли [501], исследовав при давлении 1 атм множество разновидностей природных базальтов, отметили, что все их главные фазы (оливин, клинопироксен, ортопироксен и плагиоклаз) могут появляться на ликвидусе в качестве первичных силикатных фаз. Они также установили, что температура, при которой появляется первичный силикат, независимо от его минерального вида изменяется в узких пределах. Более того, все главные силикатные фазы, за редким исключением, появляются в небольшом температурном интервале, около 80°. Иными словами, эти фазы начинают кристаллизоваться все вместе и примерно при одной и той же температуре. Согласно Йодеру и Тилли, это явление означает, что большинство базальтов являются эвтектоидными<sup>2</sup> и, следовательно, представляют собой продукты фракционной

<sup>1</sup> Тонкие потоки перидотитовой лавы встречаются в архейской формации Комати на нагорье Барбертон в ЮАР [458—460]. Закалочные структуры (например, структура спинифекс) показывают, что эти ультраосновные породы были полностью расплавленными. Такие структуры были экспериментально воспроизведены на природных образцах [151]. Содержание нормативного оливина в них меняется от 55 до 75 вес. %. Подобные же породы были найдены в Онтарио и Квебеке, Канада [343], а также в Западной Австралии [304].

<sup>2</sup> Эвтектика — это самая низкая точка плавления, отвечающая какому-то соотношению компонентов системы. Добавляя или отводя тепло, можно изменить пропорцию между кристаллическими фазами и расплавом в эвтектической точке без изменения температуры. Эвтектика является пересечением поверхностей насыщения участвующих кристаллических фаз, находящихся в равновесии с расплавом при минимальной температуре плавления. Если отводится соответствующее количество тепла, то расплав эвтектического состава при кристаллизации в равновесных условиях в точке эвтектики даст все кристаллические фазы, участвующие в системе. Если же при сохранении эвтектической температуры в достаточном количестве подводится тепло, то смесь фаз, отвечающая эвтектическому составу, в равновесных условиях полностью расплавится.

кристаллизации. В широком смысле базальты оказываются равновесными по отношению к условиям земной поверхности. Иначе говоря, состав расплава после его отделения по мере подъема постепенно приспособляется к условиям поверхности (предположительно путем кристаллизации и удаления соответствующих фаз), приближаясь к состоянию химического равновесия при 1 атм.

Считается, что лишь редкие лавы имеют состав, свойственный мантии. Составу глубинного источника могут соответствовать лавы щелочных базальтов, содержащие нодулы, в которых присутствуют минеральные фазы (например, ортопироксен), несовместимые с этой магмой при низком давлении. Куиро и Томпсон [236, 232] показали экспериментально, что один из изученных ими образцов абиссальных оливиновых толеитов при 7,5 кбар оказался эвтектическим, что может означать отделение расплава от родоначального вещества на глубине около 25 км. Указанные авторы полагают, что на пути к поверхности никакой кристаллизации из расплава не происходило и что состав этого расплава соответствует эвтектике плагиоклазового перидотита при данном давлении. Эти наблюдения рассматриваются как очевидные доказательства того, что базальтовые магмы контролируются физико-химическими факторами. Базальты не являются ни случайными продуктами, ни первичными расплавами.

Насколько известно автору, стекла с железистостью меньше 0,5 исключительно редки. Закалочные структуры таких пород (например коматиитов) иногда рассматриваются как свидетельство, что когда-то порода была полностью расплавленной. Один «свежий» образец, содержащий 6,63%  $H_2O^+$ , характеризовался железистостью 0,263 [151]. В образовании таких редких расплавов, возможно, участвовали летучие, влияние которых на состав рассмотрено в гл. 4.

### *Главные типы исходных веществ*

Как потенциальный источник базальтовой магмы рассматриваются такие горные породы, которые имеют состав близкий к базальтам или которым приписывается способность давать базальтовую магму при частичном плавлении. К первой группе относятся базальт, габбро, тахилит, амфиболит, горнблендит и эклогит. Вторая группа пород включает метеориты, плагиоклазовые перидотиты, шпинелевые перидотиты и гранатовые перидотиты. Отнесение их к потенциальным источникам базальтовой магмы связано с признанием важной роли оливина в родоначальном веществе. Рассмотрим последовательно каждый из этих типов пород.

### **Базальты или габбро**

Простейшим источником базальтового расплава является *закристаллизованный* исходный базальт или габбро. Очевидно, что для получения расплава желаемого состава необходимо полное плавление исходного

вещества такого же состава. Однако из-за осаждения кристаллов, фракционирования и негидростатического давления представляется маловероятным, чтобы вещество когда-либо полностью расплавилось *in situ*. Но если состав, соответствующий базальту или габбро, случайно попадет на такую глубину, где он будет отвечать инвариантной (т. е. эвтектической) точке или окажется близким к ней, то частичное плавление будет давать расплав точно такого же состава, что и полное плавление (см., например, фазовые отношения абиссального оливинового толеита при 7,5 кбар, описанные Кусиро [232]). Такой исходный материал предполагался еще с давних пор: в 1858 г. об этом писал фон Котта, а несколько позже, в 1887 г., У. Грин.

Некоторые петрологи в отличие от тех, кто рассматривает в качестве источника базальтовой магмы полностью закристаллизованные базальт или габбро, предполагали существование *расплавленного* вещества базальтового состава, являющегося остаточным в процессах образования самой Земли. Дэли [94] предположил существование *стекловатого* слоя (тахилита), и такая возможность имеет то преимущество, что не требует существенной энтальпии плавления. По предположению Дэли, стекловатый базальт находится на глубине 60 км ( $\approx 17$  кбар), где температура, как он полагал, должна быть выше температуры плавления кристаллического базальта (возможно,  $1300^\circ\text{C}$ ). Дэли доказывал, что давление настолько увеличивает вязкость расплава, что последний становится как бы твердым и по сейсмическим характеристикам соответствующим стеклу. Однако при тех температурах, которые должны быть в мантии, тахилит ( $V_p = 6,5$  км/с) не мог бы иметь такую сейсмическую скорость, чтобы его можно было считать родоначальным веществом [2, 40]<sup>1</sup>. Более того, невероятно, чтобы стекло сохранило свое аморфное состояние при температурах и давлениях, существующих в верхней мантии. Все эти положения заставляют отложить рассмотрение вопроса о происхождении, однако существуют более серьезные возражения против признания базальтов, габбро и их стекловатых аналогов исходным веществом.

### Эклогит — эквивалент базальта, отвечающий высокому давлению

Йодер и Тилли [499] установили, что базальты (и габбро) стабильны лишь на небольших глубинах (рис. 2-4); отсюда следует,

<sup>1</sup> Бриджман (см. [96]) получил более низкую сжимаемость (а поэтому у него при расчетах получались более высокие скорости) для гавайского тахилита. Однако в этом образце содержалось 20% кристаллов, тогда как в образце, использованном Адамсом и Гибсоном [2], содержалось только 3% кристаллов. Адамс и Вильямсон [3] приводят формулы для расчета скоростей по величинам сжимаемости  $\beta$  и плотности  $\rho$ :  $V_p = 13,13(10^6\beta\rho)^{-1/2}$ ;  $V_s = 7,37(10^6\beta\rho)^{-1/2}$  (отношение Пуассона принято равным 0,27).

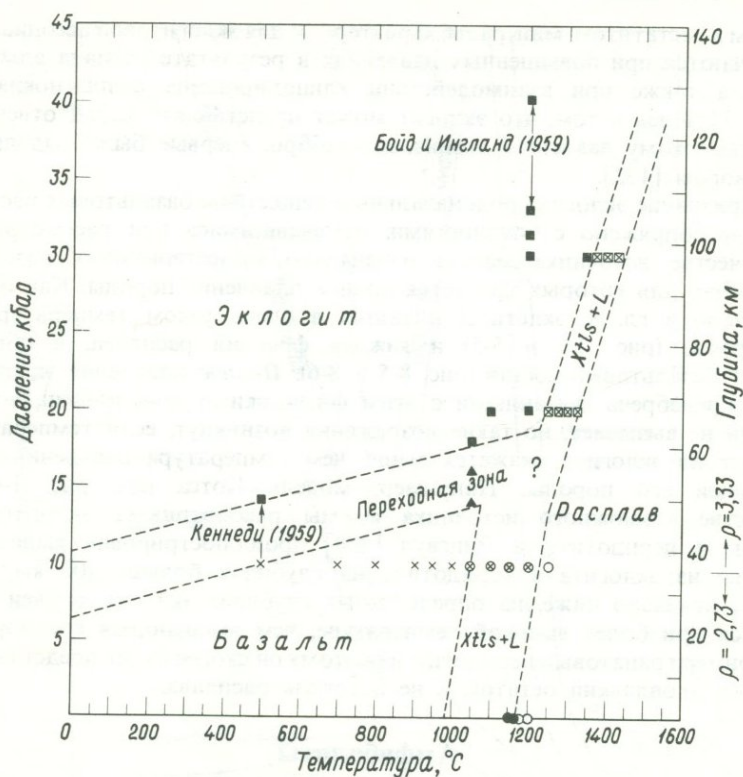


Рис. 2-4. Экспериментально установленные термодинамические условия стабильности природных эклогитов [501], природных базальтов, превращенных в стекло [214] и тахилитов [51].

Символы обозначают условия экспериментов, определяющих каждую область. Вспросительным знаком помечена область превращений, не выясненных данными экспериментами. Обратите внимание на то, что базальты ограничены глубинами менее 50 км. tls — тахилиты. (С разрешения издательства Оксфордского университета.)

что эти породы могли бы быть источником лишь для магм относительно небольших глубин. Было установлено также, что все исследованные базальты могут быть превращены в эклогит. Полученные экспериментально эклогиты состоят из простой минеральной ассоциации, преимущественно из клинопироксена и граната. Некоторые из этих эклогитов содержали также небольшие количества гиперстена, кварца или кианита — по отдельности или в разных сочетаниях. Превращение минеральной ассоциации, характерной для базальта, в эклогитовую было подтверждено экспериментами над комбинациями простых минералов, представляющих собой конечные члены твердых растворов. В дополнение к рассмотренным ниже реакциям анортита с форсте-

ритом и энстатитом, минералы, характерные для эклогитовой ассоциации, получаются при повышенных давлениях в результате распада альбита [42], а также при взаимодействии клинопироксена с плагиоклазом [227, 7]. Идея о том, что эклогит может представлять собой отвечающий высокому давлению эквивалент габбро, впервые была выдвинута Фермором [132].

Признание эклогита родоначальным веществом базальтовых расплавов не сопряжено с трудностями, отмечавшимися при рассмотрении в качестве источника магмы изначально существовавших базальта и габбро, для которых требуется полное плавление породы. Как будет показано в гл. 8, эклогиты плавятся в очень узком температурном интервале (рис. 2-4 и 5-5) и каждая фракция расплава, в общем, имеет базальтовый состав (рис. 8-5 и 8-6). Полное плавление эклогита, если пренебречь связанными с этим физическими проблемами, возражений не вызывает, но такие возражения возникнут, если температура плавления эклогита окажется выше, чем температура плавления вмещающей его породы. Например, модель Котса (см. рис. 1-4) в качестве возможного источника магмы рассматривает эклогитовые линзы в перидотите, а Рингвуд [358] проиллюстрировал выделение магмы из эклогита в перидотите на глубинах больше 100 км. Как будет показано ниже, на определенных глубинах эклогит должен плавиться при более высокой температуре, чем вмещающая его порода, например гранатовый перидотит, и поэтому он скорее будет представлять собой тугоплавкий остаток, а не источник расплава.

## Амфиболиты

Поскольку амфиболиты в общем имеют состав базальт плюс вода, их также можно рассматривать как исходные породы для образования базальтовой магмы при высоких давлениях воды. Вагнер [467] считал амфиболиты главной родоначальной породой, порождающей базальтовые магмы. Йодер и Тилли [501] продемонстрировали, что амфиболиты действительно могли образоваться из габбро или базальта путем добавления воды при высоких давлениях. Более того, в лабораторных условиях базальтовые расплавы в присутствии воды могут быстро полностью закристаллизоваться в виде амфибола (рис. 2-5). Интересно заметить, что еще Лакруа [242] считал горнблендит водосодержащим эквивалентом базальта. Но к сожалению, устойчивость амфиболитов ограничивается температурой и давлением [144]. Ламберт и Уилли [243] показали, что амфибол перестает быть устойчивым при давлении свыше 30 кбар, т. е. на глубине около 100 км.

Ни одного реликта амфибола не было отмечено на всей цепи Гавайских вулканов, хотя Татхилл [447] и полагал, что этот минерал является определяющим для горной породы, производящей базальтовые магмы. Однако Джексон и Райт [204] установили, что амфибол не так уж редок в нодулях, содержащихся в щелочных базальтах, но в самих

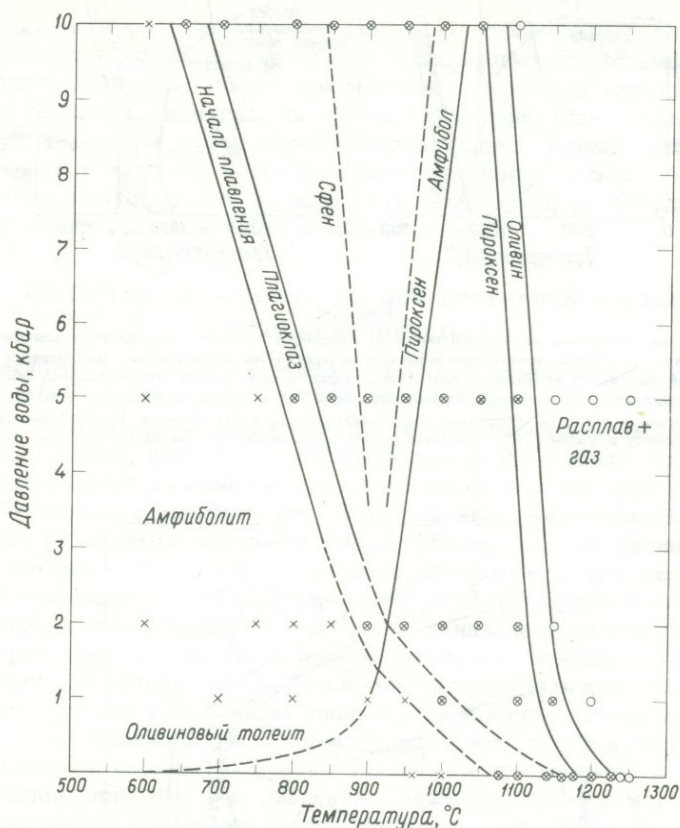


Рис. 2-5. Фазовые соотношения в системе природный оливин — талеит — вода в координатах температура — давление по Йодеру и Тилли [501].

Примечательно, что устойчивость базальта ограничена областью низких давлений (небольших глубин) и что амфибол имеет широкое поле устойчивости. Символы, обозначающие условия экспериментов, использованы для проведения фазовых границ. Крестики — кристаллическое состояние; крестики в кружочках — кристаллы + расплав; светлые кружочки — расплав. (С разрешения издательства Оксфордского университета.)

базальтах этот минерал отсутствует. Генетические связи между базальтами и амфиболсодержащими нодулями еще не установлены. Нет никаких доказательств того, что амфиболы разлагаются по мере движения магмы к поверхности в процессе извержения, например, в результате высвобождения летучих при низких давлениях. Распад амфиболов, представленных широким рядом разновидностей, при давлениях несколько ниже 30 кбар был подтвержден другими исследованиями (рис. 2-7). Кроме того, рассмотрение амфиболитов или горнблендитов в качестве источника базальтовых столь же необосновано, как это

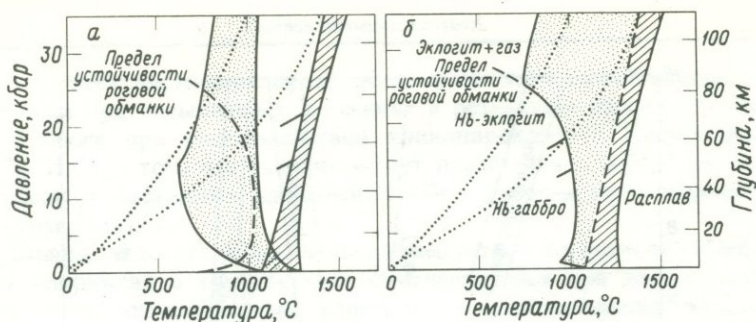


Рис. 2-6.

а – обобщенная диаграмма, на которой показаны интервалы плавления базальтового вещества: сухого (диагональная штриховка) и в присутствии избытка воды (крап). Пунктирные кривые – рассчитанные геотермы для областей под океанами (более низкие температуры) и под щитами (более высокие температуры). б – вычисленный интервал плавления базальтового вещества в присутствии 0,1 вес. % воды. Основной расплав образуется только в заштрихованной области. Нь – роговая обманка. Заимствовано из работы Ламберта и Уилли [243]. (Авторское право Американской ассоциации прогресса науки.)

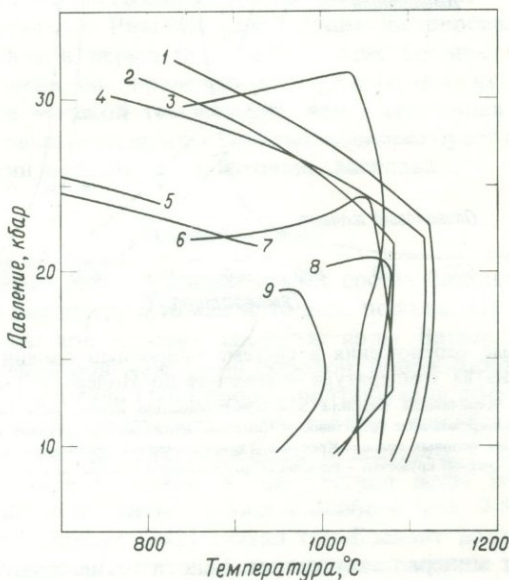


Рис. 2-7. Экспериментально определенные пределы устойчивости амфибола в равновесии с избытком воды.

Изучены следующие природные образцы: 1 – мегакрист керсутита, Какануи, Новая Зеландия; 2 – коричневый амфиболовый милонит, скала Сан-Паулу, экваториальная часть Срединно-Атлантического хребта; 3 – оливиновый нефелинит, остров Оаху, Гавайские острова; 4 – керсутитовый эклогит, Какануи, Новая Зеландия; 5 – высокоглиноземистый оливиновый толеит, Соай, Шотландия; 6 – щелочной оливиновый базальт, Хуалалаи, остров Гавайи; 7 – «щелочной оливиновый базальт», синтетическая смесь; 8 – оливиновый толеит, Килауза, остров Гавайи; 9 – кварцевый толеит, Пикчер-Голд, Орегон. Обобщено по работе Меррилла и Уилли [282]. (С разрешения Геологического общества Америки.)

было отмечено для базальтов или габбро. Из этого следует, что в образовании наиболее распространенных базальтовых магм амфибол не играет большой роли, но его присутствие на глубинах меньше 100 км может оказывать влияние на направление фракционирования [47]. Из всех названных типов горных пород только эклогит можно рассматривать в качестве потенциального источника базальтовых магм, но в нем отсутствует та минеральная фаза, которая представляется определяющей или ключевой, а именно оливин.

### Является ли оливин важной составной частью исходной породы?

Стекловатые базальты с наиболее высокой температурой ликвидуса при 1 атм имеют на ликвидусе оливин. Поэтому считается, что оливин должен быть ключевой фазой в родоначальном веществе. Иными словами, оливин должен быть одной из важных фаз горной породы, если выплавленная из нее магма имеет этот минерал на ликвидусе. Это вовсе не означает, что оливин, являясь важной фазой, должен быть также и самой обильной фазой. Магнезиальный оливин имеет очень высокую температуру плавления, и поэтому в форстеритсодержащей системе оливин обычно характеризуется обширным полем ликвидуса. Это часто приводит к тому, что в начале плавления системы состав расплава оказывается сильно смещенным по отношению к составу форстерита. Это положение можно проиллюстрировать простой тройной диаграммой (рис. 2-3). Если валовой состав исходного вещества имеет на ликвидусе оливин (точки *A* или *P*), то можно ожидать, что расплав эвтектического состава *E*, будучи удаленным из системы, в процессе охлаждения при том же давлении также будет осаждать оливин. Альтернативные концепции будут приведены ниже. В следующем разделе приводятся другие аргументы в пользу важной роли оливина в исходном веществе.

### Метеориты

Долгое время считалось, что богатые силикатами метеориты характеризуют вещество, заключенное в недрах Земли. Наиболее распространенные метеориты — хондриты (90%) сравнительно однородны в отношении главных компонентов. По-видимому, они входят в состав Солнечной системы, а не являются случайными обломками, занесенными в нее извне. Их возраст (4,5 млрд. лет) принят как возраст Земли. Однако некоторые изотопные соотношения не согласуются с этим, а содержания теплотворных элементов (K, U, Th) не вполне отвечают предположению, что Земля состоит из хондрита. В хондритах отношение K/U составляет около  $8 \cdot 10^4$  по сравнению с  $10^4$ , характерным для большинства земных пород [37]. Хондритам свойственно слишком высокое (0,755) отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по сравнению с континентальными (0,705) [138]

или океаническими (0,7026) базальтами [168]. Некоторые исследователи [473, 251] полагают, что составу вещества внутренней части Земли более соответствуют ахондриты. Эта точка зрения подтверждается новыми данными по изотопии кислорода [82]. По мнению других исследователей, более представительны углистые хондриты, поскольку они наименее дифференцированы и содержат более подходящее количество компонентов с повышенной летучестью [350].

### *Важные фазы метеоритов*

Во всех трех типах метеоритов имеются разновидности, в которых оливин является преобладающей фазой. Существуют также разновидности, обогащенные ортопироксеном. Петролог мог бы назвать такие породы перидотитами или, точнее, гарцбургитами. Некоторые разновидности, кроме того, содержат клинопироксен, но ни в одной из этих пород не обнаружено граната<sup>1</sup>, состав которого был бы совместим с образованием базальтовых расплавов. Интересно, что некоторые хондриты содержат плагиоклаз, и поэтому они представляются ассоциациями низкого давления. Хондриты не могут быть продуктами *полного* разрушения какой-то крупной планеты, однако существует вероятность (правда, очень небольшая), что они произошли за счет разрушения ее внешней оболочки. Метеориты, по-видимому, представляют собой материал, не вовлеченный в агрегацию первичных планет Солнечной системы. Что же тогда доказывает принадлежность силикатных метеоритов к ассоциациям низкого давления? Определяющим является сосуществование плагиоклаза с оливином или ортопироксеном.

### *Фаза, не совместимая с оливином при высоком давлении*

Как показано на рис. 2-8, анортит и форстерит реагируют при сравнительно низком давлении (8 кбар), образуя ортопироксен + клинопироксен + шпинель [237]. Было также установлено, что сосуществование анортита и энстатита ограничено условиями низкого давления. При давлении около 15 кбар (рис. 2-9) они реагируют, давая ортопироксен + клинопироксен + кварц. Присутствие в плагиоклазе альбитовой составляющей должно повышать давление, отвечающее пределу стабильности [121; К. Уиндом, личное сообщение, 1975], а содержание в оливине железа — снижать его [150; 120]. Если бы метеориты дейст-

<sup>1</sup> Гранат из метеорита Алленде, например, обогащен гроссуляром, тогда как гранаты ультраосновных пород, считающихся происходящими с больших глубин, по составу преимущественно пироп-альмандиновые. Очень редкие нодулы гроспидита из кимберлитовых трубок Сибири содержат гроссуляр + клинопироксен + кианит [422].

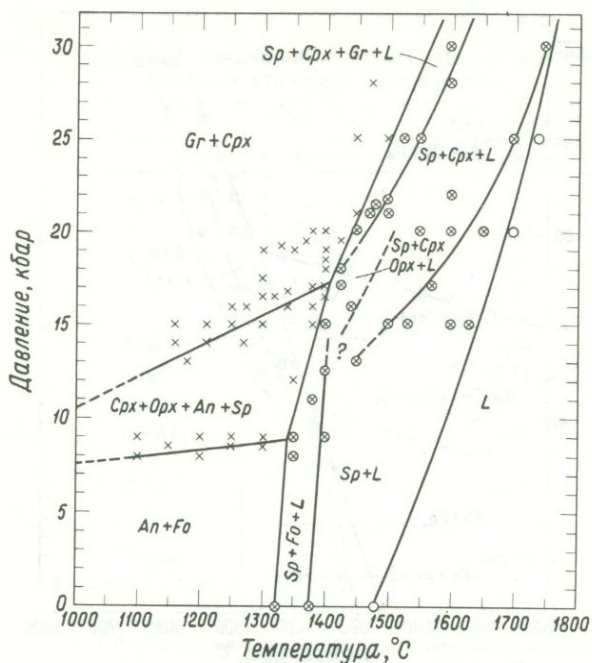


Рис. 2-8. Фазовая диаграмма в координатах давление – температура для смеси анортита и форстерита с молекулярным отношением 1:1 по данным Кусиро и Йодера [237].

Символы обозначают условия экспериментов: крестик – кристаллическое состояние; крестик в кружочке – кристаллы + расплав; светлый кружочек – расплав. An – анортит; Crpx – клинопироксен; Орpx – ортопироксен; Sp – шпинель; Gr – гранат; Fo – форстерит; L – расплав. (С разрешения издательства Оксфордского университета.)

вительно были обломками разрушенной планеты, ее диаметр был бы значительно меньше, чем у Луны, в центре которой давление достигает 50 кбар. На основании распределения Fe/Mg между оливином и ортопироксеном минеральные ассоциации силикатных метеоритов, несмотря на их брекчированность, кажутся находящимися в равновесии<sup>1</sup>. Оливин метеоритов, варьирующий по составу от Fo<sub>85</sub> до Fo<sub>70</sub>, мог бы быть составной частью исходного вещества, способного давать тугоплавкий остаток с модальным оливином Fo<sub>90</sub>, но метеориты не пригодны для выделения расплавов с нормативным Fo<sub>90</sub>. (Читатель при желании может вновь обратиться к фазовой диаграмме Боуэна и Шерера [48],

<sup>1</sup> Ван Шмус и Вуд [452] в основу классификации хондритов положили степень равновесности оливина и ортопироксена. Однако, как полагают, образцов, обнаруживающих недостаточную однородность, мало [Б. Мейсон, личное сообщение, 1976].

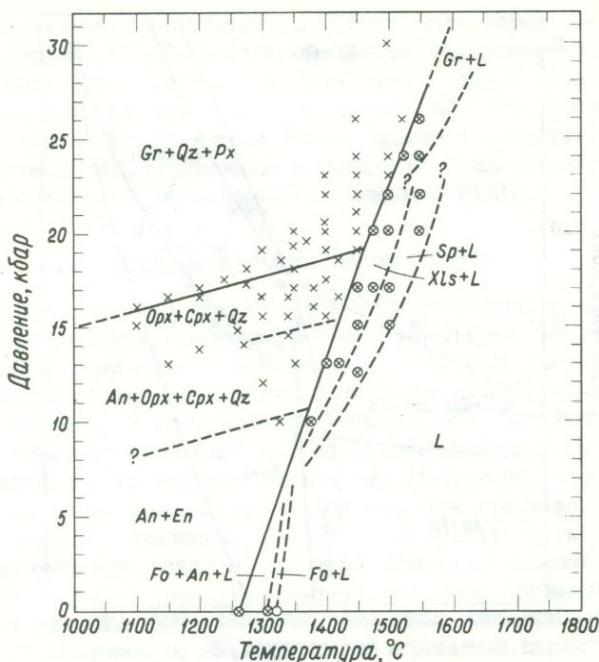


Рис. 2-9. Фазовая диаграмма в координатах давление — температура для смеси анортита и энстатита с молекулярным отношением 1:2 по данным Куширо и Йодера [237].

Символы обозначают условия экспериментов: крестик — кристаллическое состояние; крестик в кружочке — кристаллы + расплав; светлый кружочек — расплав. Буквенные обозначения те же, что на рис. 2—8, и кроме того: En — энстатит; Px — пироксен; Qz — кварц; Xls — кристаллы. (С разрешения издательства Оксфордского университета.)

приведенной на рис. 2-2.) Исключительно важной представляется преобладающая степень окисления вещества, а метеориты, как известно, по степени окисления варьируют очень широко.

### Близки ли метеориты к перидотиту?

Составы силикатных метеоритов можно вполне обоснованно так разделить на группы, чтобы их нормы<sup>1</sup> были сопоставимы с нормами

<sup>1</sup> Норма — это рассчитанный минеральный состав горной породы, выраженный через гипотетические конечные члены минералов, аналогичных, особенно в случае базальтов, реальным конечным членам модальных минералов, которые присутствуют в породе или образовались бы при полной кристаллизации из тех же самых химических компонентов при сравнительно низких давлениях и в отсутствие летучих. Систему расчета норм, разработанную Кроссом, Иддингсом, Пирссоном и Вашингтоном в 1902 г., называют системой CIPW (по первым буквам фамилий авторов). Описание этой системы расчета можно найти в петрологических работах [472, 182, 206 и др.].

Таблица 2-1

## Сравнение химических составов (вес.%) метеорита (данные уточнены) и перидотита

Окисел	Метеорит, Алленде, Мексика <sup>1</sup>	Перидотит, кратер Солт-Лейк, Гавайские острова <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	46,50	48,26
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	4,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,25
FeO	9,91	9,94
MnO	0,24	0,14
MgO	33,31	32,51
CaO	3,59	2,98
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,66
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,07
Сумма	99,99	100,00
FeO/(FeO + MgO)	0,229	0,234

<sup>1</sup> После вычитания, согласно Зейтцу и Кусиро [402], следующих элементов (вес. %): O<sub>2</sub> - 4,73; Fe - 19,2; Ni - 1,45; S - 2,21.

<sup>2</sup> Анализ пересчитан после вычитания H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> [224].

земных перидотитов (табл. 2-1). Металлическое железо, никель и серу необходимо при этом отбросить, так же как и кислород (за исключением некоторых восстановленных хондритов). (Если метеориты представляют материал, из которого образовалась Земля, то железо, никель и сера в настоящее время преимущественно находятся в ее ядре.) Существование богатых оливином метеоритов служит главным подтверждением того, что перидотиты представляют собой родоначальное вещество Земли. Однако присутствие плагиоклаза и отсутствие граната, минерала, имеющего наибольшее значение при выплавлении расплавов базальтового состава при высоком давлении, по-видимому, выдвигают серьезные возражения против принятия силикатных метеоритов, а не их метаморфизованных аналогов в качестве мантийного вещества. На основании экспериментов, результаты которых в обобщенном виде сведены на рис. 2-8 и 2-9, показано, что метеориты являются ассоциациями низкого давления. Теперь остается показать, что метеориты близки к разным типам перидотитов, найденных на Земле. Рис. 2-10, основанный на работах Кусиро и Йодера [237], а также Мак-Грегора [260], схематически иллюстрирует соотношение плагиоклазового перидотита со шпинелевым и гранатовым.



Рис. 2-10. Обобщенная фазовая диаграмма для различных перидотитов, построенная по экспериментальным данным, представленным на рис. 2-8.

Шкала глубин основывается на средней плотности  $3,2 \text{ г/см}^3$ . SFC — поверхность.

Шпинелевые перидотиты образуют обширные интрузии в центральных частях складчатых поясов, а также встречаются в виде нодулей в щелочных базальтах и в форме мелких интрузий в крупных зонах разломов. Гранатовые перидотиты обычно встречаются в складчатых поясах, подвергшихся метаморфизму высоких ступеней, а также в виде нодулей в щелочных базальтах и в кимберлитовых трубках. Гранатовые перидотиты характеризуются сравнительно узким рядом составов и распространены по всему земному шару. Из рис. 2-10 следует, что гранатовые перидотиты стабильны только на глубинах верхней мантии. Оценку глубины, на которой образовались эти гранатовые перидотиты, можно получить путем изучения состава сосуществующих минералов.

## Гранатовые перидотиты из верхней мантии

Главными минералами гранатовых перидотитов являются оливин, ортопироксен, клинопироксен и гранат. Составы этих фаз можно поместить в вершинах тетраэдра, дав затем соответствующие названия их различным сочетаниям (рис. 2-11). Составы сосуществующих пироксенов изменяются в зависимости от температуры, причем солидус,

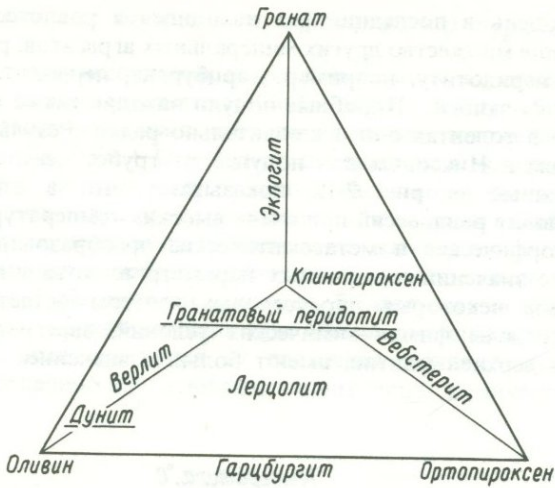


Рис. 2-11. Тетраэдр номенклатуры минеральных ассоциаций, состоящих из оливина, клинопироксена, ортопироксена и граната.

Породы, названия которых подчеркнуты, располагаются внутри тетраэдра.

как это было экспериментально установлено Дэвисом и Бойдом [98] и Бойдом [49], довольно нечувствителен к изменению давления [300]. Кроме того, содержание алюминия в ортопироксене *в присутствии граната* зависит от давления<sup>1</sup>. Эта функциональная зависимость экспериментально определена Мак-Греггором [261]. Зависимость содержания алюминия в ортопироксене от давления чувствительна к температуре, и поэтому температура должна быть заранее оценена по двупироксеновому сольвусу. Считается, что такие косвенные индикаторы температуры<sup>2</sup> и давления сравнительно нечувствительны к присутствию элементов-примесей (например, титана [5]).

Располагая такой информацией, Бойд и Никсон [54] подвергли проверке пироксены нодулей гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок; полагают, что эти нодули были очень быстро вынесены с больших глубин посредством взрывов. Принимается, что полученные для каждого нодуля температура и давление определяют условия,

<sup>1</sup> Содержание алюминия в ортопироксене, равновесном со *шпинелью*, по видимому, нечувствительно к изменению давления [314, 137].

<sup>2</sup> Другие оценки температуры или давления, при которых образовался гранатовый перидотит, можно сделать, используя распределение Fe – Mg в следующих минеральных парах: Орх – Срх [219]; Орх – Gr [483]; Ол – Орх [315, 335]; Срх – Gr [344, 6].

в которых нодуль в последний раз находился в равновесии. В этих трубках есть еще множество других минеральных агрегатов, родственных гранатовому перидотиту, например: гарцбургит, лерцолит, вебстерит, дунит и изредка эклогит. Подобные нодули находят также в щелочных базальтах, но в толеитах они исключительно редки. Результаты, полученные Бойдом и Никсоном для нодулей из трубок северного Лесото и представленные на рис. 2-12, показывают, что в этих нодулях отражены условия равновесий при очень высоких температурах и давлениях. Метаморфические и метасоматические преобразования вызвали бы понижение значений измеряемых параметров. Хотя интерпретация резких изгибов некоторых пироксеновых геотерм остается спорной [281, 146], пределы физико-химических условий, зарегистрированные в нодулях из верхней мантии, имеют большое значение.

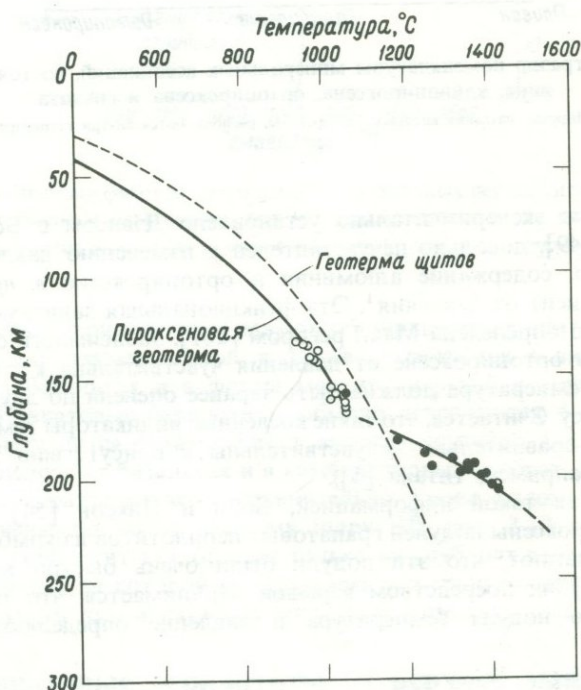


Рис. 2-12. Оценки температур и глубин равновесия лерцолитовых нодулей (зернистых — светлые кружочки, рассланцованных — черные кружочки) главным образом из кимберлитов северной части Лесото [54].

Температуры вычислены на основании диопсидового сольвуса по Дэвису и Бойду [98] с использованием отношения  $Ca/(Ca + Mg)$  в природных диопсидах. Давление оценено по данным Мак-Грегора [261] с использованием общего содержания  $Al_2O_3$  в природных эстатитах. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

### Ключевое положение гранатового перидотита

Минеральные ассоциации, встреченные в нодулях, схематично удобно показать с помощью системы  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  (рис. 2-13). Эта диаграмма проливает свет на ключевое положение гранатового перидотита ( $\text{Fo} + \text{En} + \text{Di} + \text{Py}$ ) по отношению к эклогитовой ассоциации ( $\text{Di} + \text{Py}$ ), которая дает большую часть компонентов базальтовых расплавов, так же как по отношению к другим крайним ассоциациям, зарегистрированным в нодулях из кимберлитовых трубок. Возникает несколько вопросов: а) представляют ли эти ассоциации первичную мантию? Не являются ли они б) кумулатами, выделившимися из расплавов, образовавшихся при частичном плавлении мантии, или в) тугоплавкими остатками от плавления мантии? Прийти к однозначному решению на основании одних лишь химических данных не

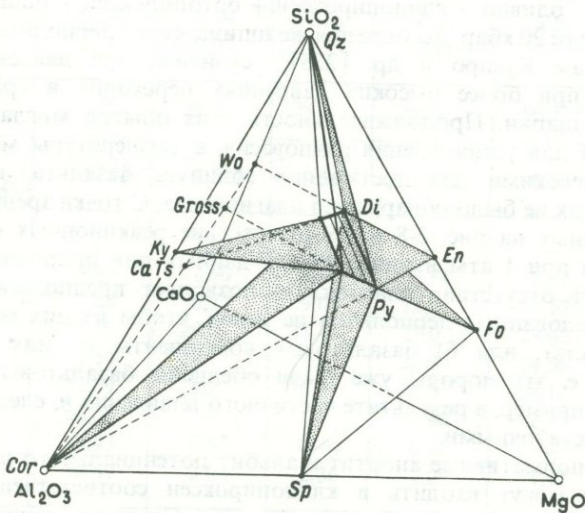


Рис. 2-13. Система  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ , иллюстрирующая положение эклогитовой ассоциации (соединительные линии  $\text{Py} - \text{Di}$ ), представляющей базальтовые составы, а также ее соотношение с ассоциацией предполагаемого родоначального гранатового перидотита ( $\text{Fo} + \text{En} + \text{Di} + \text{Py}$ ) по О'Харе и Йодеру [321].

Для  $\text{Di}$  и  $\text{Py}$  показано по одному типу твердых растворов, для других составов твердые растворы конечных членов не показаны. Плоскости, покрытые крапом, представляют главные тройные ассоциации, разделяющие объемы четверных ассоциаций, каковыми являются:  $\text{Di} + \text{Py} + \text{Ky} + \text{Qz}$ ;  $\text{Di} + \text{Py} + \text{Ky} + \text{Cor}$ ;  $\text{Di} + \text{Py} + \text{Cor} + \text{Sp}$ ;  $\text{Di} + \text{Py} + \text{En} + \text{Qz}$ ;  $\text{Di} + \text{Py} + \text{En} + \text{Fo}$  и  $\text{Di} + \text{Py} + \text{Fo} + \text{Sp}$ .  $\text{Fo}$  - форстерит;  $\text{En}$  - энстатит;  $\text{Di}$  - диопсид;  $\text{Py}$  - пироп;  $\text{Sp}$  - шпинель;  $\text{Cor}$  - корунд;  $\text{CaTs}$  - кальциевая молекула Чермака;  $\text{Ky}$  - кианит;  $\text{Gross}$  - гроссулярь;  $\text{Wo}$  - волластонит;  $\text{Qz}$  - кварц. Составы, выраженные конечными членами, нанесены в молекулярных процентах.

представляется возможным<sup>1</sup>, однако в гл. 6 будут приведены другие данные, которые можно использовать для решения этих вопросов.

### *Может ли гранатовый перидотит быть источником базальтовой магмы?*

Если читатель принимает выводы о том, что: а) гранатовый перидотит имеет минеральный состав, соответствующий условиям верхней мантии; б) его валовой состав совпадает с составом исходного вещества, образующего Землю; в) эта горная порода преобладает среди имеющихся глубинных образцов, то неизбежен вопрос: способен ли гранатовый перидотит давать вещество базальтового состава?

К сожалению, в серии лабораторных экспериментов с разными давлениями и температурами было изучено всего по одному образцу гранатового лерцолита и шпинелевого лерцолита. Ито и Кеннеди [200] установили, что гранатовый лерцолит превращается в минеральную ассоциацию оливин + клинопироксен + ортопироксен + шпинель при давлении менее 20 кбар. Ассоциация же шпинелевого лерцолита, согласно экспериментам Кусиро и др. [235], устойчива при давлениях ниже 20 кбар, а при более высоких давлениях переходит в гранатосодержащие ассоциации. Продолжительность этих опытов могла быть недостаточной для установления равновесия, а температуры могли быть слишком высокими для достижения солидуса базальта, но в этих экспериментах не было обнаружено плагиоклаза. С точки зрения данных, представленных на рис. 2-8 и 2-9 (отсутствие реакционных отношений плагиоклаза при 1 атм и однозначных данных для природных горных пород), факт отсутствия плагиоклаза позволяет предполагать, что а) состав исследованных лерцолитов не таков, чтобы из них мог образоваться базальт, или б) базальтовые компоненты из них были уже удалены, т. е. эти породы уже были обеднены базальтовыми компонентами, например, в результате частичного плавления и, следовательно, являются остаточными.

Однако нормативные анортит и альбит потенциального плагиоклаза при 1 атм могут входить в клинопироксен соответственно в виде молекул кальциевого чермакита и жадеита. Согласно данным Йодера и Тилли [501], клинопироксены могут содержать до 26 вес. % нормативного анортита. В гранатовом лерцолите, исследованном Ито и Кеннеди [200], содержание нормативного анортита составляет 4,7 вес. %, тогда как в шпинелевом лерцолите, исследованном Кусиро и др. [235], оно равно 10,2 вес. %. Кроме того, близкий к среднему по Нокколдсу [308] синтетический перидотит, содержащий 8% нормативного

<sup>1</sup> Пример графического метода установления связи между исходным веществом, первичным расплавом, тугоплавким остатком и кумулатами приведен О'Харой и др. [320].

Таблица 2-2

Сравнение составов (вес. %) стекол, образованных при частичном плавлении природного гранатового леерцолита, по Кусиро [233]

Оксид	Исходное вещество <sup>1</sup>	10 кбар, 1375°С	15 кбар, 1450°С	20 кбар, 1475°С	Закаленное бронзитовое габбро <sup>2</sup>	Эвтектический состав при 40 кбар, Di <sub>47</sub> Py <sub>47</sub> Fo <sub>3</sub> En <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	44,54	50,3	51,4	50,3	51,33	50,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	12,4	14,1	12,3	13,69	11,89
TiO <sub>2</sub>	0,26	1,07	1,24	1,10	1,01	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,44	0,31	0,38	н. о.	—
FeO <sub>общ</sub>	10,24	10,5	10,0	10,4	10,17	—
MnO	0,13	0,19	0,21	0,18	0,18	—
MgO	37,94	9,62	8,07	9,97	8,94	25,78
CaO	3,32	12,5	11,2	12,0	11,60	12,17
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,80 <sup>3</sup>	1,07 <sup>3</sup>	1,49 <sup>3</sup>	1,84	—
K <sub>2</sub> O	0,14	0,44	0,76	0,65	0,50	—
NiO	н. о.	0,07	н. о.	0,11	н. о.	—
Сумма	100,00	98,3	98,4	98,8	99,87 <sup>4</sup>	100,00
FeO						
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	0,213	0,522	0,553	0,511	0,532	—
Q	—	2,02	3,97	—	—	—
or	0,83	2,60	4,49	3,84	2,95	—
ab	2,88	6,77	9,05	12,6	15,57	—
an	5,70	29,0	31,4	25,0	27,62	32,44
di	8,54	27,1	19,8	28,3	24,56	21,75
hy	12,59	28,2	26,8	21,5	24,17	26,35
ol	68,54	—	—	4,96	2,47	19,46
cr	0,43	0,65	0,46	0,56	—	—
il	0,49	2,03	2,36	2,09	1,92	—
	100,00	98,37	98,33	98,95	99,26	100,00

<sup>1</sup> Таба-Путсоа, северное Лесото, образец № 1611 [54], пересчитано на безводный состав.

<sup>2</sup> Интрузия Маскокс [198].

<sup>3</sup> Часть Na при анализе потеряна.

<sup>4</sup> Включая P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и H<sub>2</sub>O.

н. о. — не определялось.

анортита, в области кристаллы + расплав дает стекло, которое по результатам химического анализа имеет базальтовый состав [349]. В этих экспериментах при давлении 1 атм плагиоклаз как минеральная фаза не наблюдался. Приняв, что равновесие было достигнуто, мы сталкиваемся с дилеммой: каким образом базальт с плагиоклазом в качестве главной фазы может быть получен из состава, который кристаллизуясь при низком давлении, в частности при 1 атм, плагиоклаза не дает? В экспериментах Куиро [233] рассланцованный гранатовый лерцолит был подвергнут частичному плавлению (10–25% расплава) и полученное стекло по нормативному составу оказалось базальтовым, несмотря на то что плагиоклаз не наблюдался (табл. 2-2). Можно полагать, что частичное плавление некоторых неистощенных перидотитов может давать расплав базальтового состава, если этот расплав отделить от кристаллов. Если же расплав не отделяется от кристаллов, то перидотит не обязательно даст расплав с нормативным плагиоклазом и плагиоклаз в неясной форме останется в составе клинопироксена.

### Метеориты не могут быть источником базальтовой магмы

Представляется, что некоторые перидотиты при частичном плавлении могут дать расплавы базальтового состава<sup>1</sup>, хотя очень близкие к ним хондриты, которые сформировали прото-Землю, не дают расплавов с приемлемыми отношениями Fe/Mg. Валовая проба необычного углестого хондрита Алленде была расплавлена на 25% при фугитивности кислорода, контролировавшейся железовуститовым и вюстит-магнетитовым буферами [402], и этот расплав был проанализирован. Он оказался сходным с некоторыми лунными ферробазальтами и имел отношение  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ , равное 0,797. Для образования обычных земных базальтов содержание магния в нем недостаточно, однако при более низкой фугитивности кислорода расплав был бы более магниальным из-за выделения металлической фазы. Уэйджер [465], сравнив средние содержания по 94 анализам хондритов со средне-взвешенным значением по 4 перидотитам, пришел на этом основании к выводу о том, что хондритовые метеориты не могут быть веществом

<sup>1</sup> Перидотиты, которые сохранили все необходимые компоненты для образования расплава базальтового (или эклогитового) состава, часто называют *неистощенными*. В качестве *истощенных* некоторыми исследователями рассматриваются перидотиты, из которых такие компоненты были экстрагированы частично или полностью. Применимость этих терминов к данному перидотиту зависит от истории этой породы, глубины, на которой экстрагируется расплав, его температуры и состава. Эти термины не вполне определенные, и при использовании их необходимо делать пояснения.

мантии. Автор полагает, что этот вывод должен рассматриваться как предварительный, до тех пор пока не будет хорошо установлено влияние  $P_{O_2}$ .

### Фазовые равновесия позволяют рассматривать гранатовый перидотит как источник базальтовой магмы

Вывод о том, что частичное плавление гранатового перидотита действительно будет приводить к образованию базальтового состава, находит некоторое подтверждение в соответствующих фазовых диаграммах. Здесь приводится только один пример (рис. 2-14); а остальные помещены в гл. 6. Безводная система диопсид – форстерит – кремнезем при давлении 20 кбар имеет две невариантные точки [228]. Система содержит три фазы, свойственные гранатовым перидотитам,

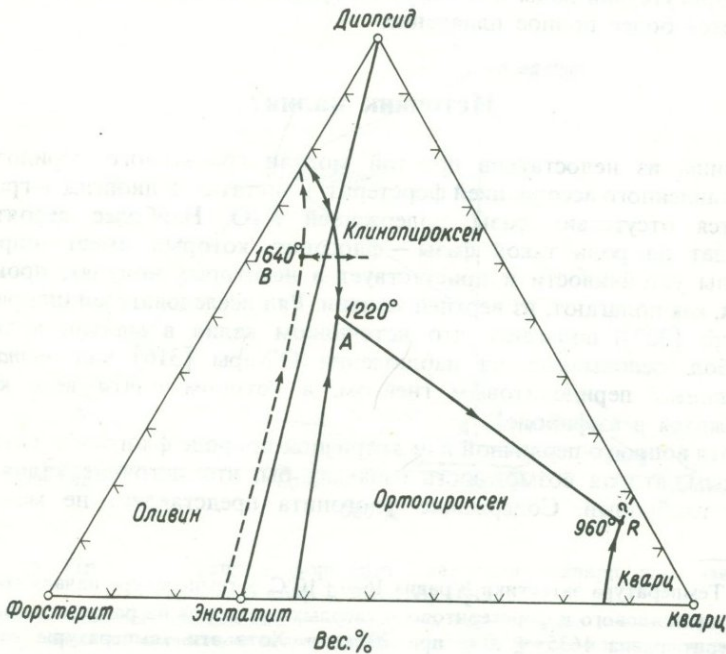


Рис. 2-14. Система форстерит – диопсид – кварц при давлении 20 кбар в безводных условиях (пунктирные линии) и в условиях избытка  $H_2O$  (сплошные линии) [228, с изменениями].

Для безводных условий невариантная точка  $Orx + Crx + Qz + L$  не показана. Та же самая система при 10 кбар приведена Уорнером [471]. Нонвариантные точки А, В и R соответствуют андезиту, базальту и риолиту. (С разрешения «American Journal of Science».)

а эвтектический<sup>1</sup> состав *B* характерен для базальта с нормативным оливином и гиперстеном. (Вторая неинвариантная точка, которую характеризуют ортопироксен + клинопироксен + кварц + расплав, не была определена экспериментально при 20 кбар и поэтому не нанесена на рис. 2-14.)

Та же система при давлении паров воды 20 кбар также обнаруживает две неинвариантные точки. Неинвариантная точка *A* применительно к фазам, свойственным гранатовому перидотиту, имеет нормативный состав, соответствующий андезиту. (Принципиальные доказательства, относящиеся к образованию из перидотита в безводных условиях базальта, а в водных — андезита, были приведены Йодером [492].) Для некоторых составов дальнейшее плавление при температуре выше точки *A* давало бы расплавы вдоль граничной кривой оливин — клинопироксен, аналогичные базальтовым. Важно отметить, что при плавлении в безводных условиях любые сочетания диопсида, энстатита и форстерита будут давать первичные жидкости базальтового состава, тогда как в присутствии воды для получения расплавов базальтового состава требуется более полное плавление.

### Источник калия?

Одним из недостатков простой модели гранатового перидотита, представленного ассоциацией форстерит + энстатит + диопсид + гранат, является отсутствие фазы, содержащей  $K_2O$ . Наиболее вероятный кандидат на роль такой фазы — флогопит, который имеет широкие пределы устойчивости и присутствует в некоторых нодулях, происходящих, как полагают, из верхней мантии. Ряд исследователей (например, Оксбург [327]) полагают, что источником калия в мантии является амфибол, основываясь на наблюдении О'Хары [316] над метаморфизованным перидотитовым гнейсом, в котором почти весь калий содержится в амфиболе!

Хотя вопрос о первичной или вторичной природе флогопита остается спорным, вторая возможность означала бы, что источник калия еще более глубокий. Содержание флогопита представляет не меньший

---

<sup>1</sup> Температура эвтектики *B* равна  $1640 \pm 10^\circ C$ , а температура начала соосаждения диопсидового и форстеритового твердых растворов на разрезе диопсид — форстерит равна  $1635 \pm 10^\circ C$  при 20 кбар. Хотя эти температуры отстоят одна от другой в пределах погрешности измерений, максимальная температура должна находиться на граничной кривой между этими двумя точками. Максимальная температура отмечает пересечение граничной кривой с линией, соединяющей форстеритовый твердый раствор с составом диопсидового твердого раствора, имеющего наибольшую термальную устойчивость в равновесии с оливином. Такой диопсидовый твердый раствор не обязательно будет лежать на разрезе диопсид — энстатит.

интерес в связи с проблемами содержания в нем воды и генерации тепла за счет калия. Если флогопит является основным источником калия в частичной выплавке, то тогда во всем интервале плавления с последовательным удалением расплавов должны сохраняться достаточные количества флогопита. К сожалению, с точки зрения радиогенного выделения тепла и на основании содержания  $K_2O$  в хондритах [193, 194], взятого в качестве предельного<sup>1</sup>, количество флогопита порядка одного процента считается уже избыточным.

На рис. 2-15 представлены предполагаемые ликвидусные отношения между флогопитом, форстеритом и энстатитом. В начале плавления этой ассоциации расплав *A* значительно обогащен калием, и поэтому флогопит

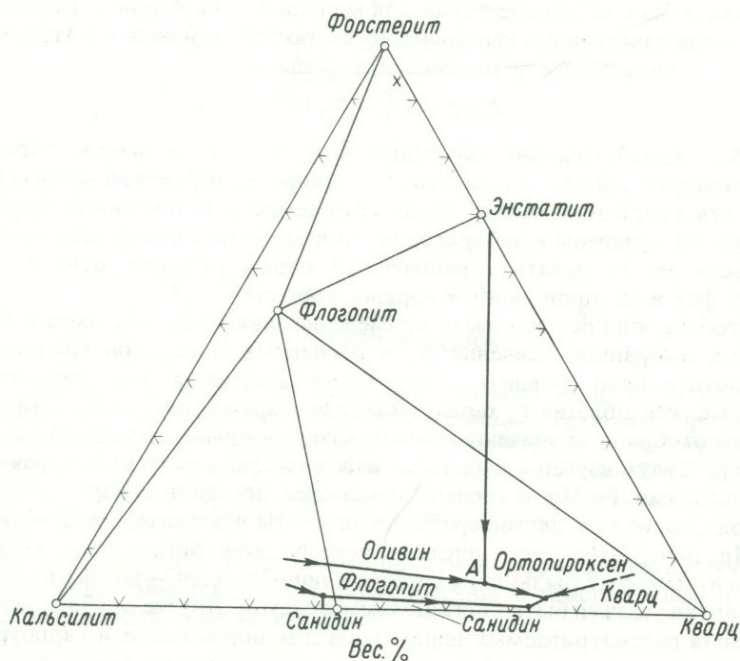


Рис. 2-15. Проекция системы форстерит — кальсилит — кварц при давлении 20 кбар и избытке  $H_2O$ .

Положение невариантных точек для наглядности смещено в сторону больших содержаний форстерита: эти точки, по-видимому, соответствуют первым процентам форстерита. Диаграмма построена на основании соотношений, представленных в работе Лута [256] для 3 кбар. (Лейцит при 20 кбар нестабилен.) Ассоциация форстерит + энстатит + флогопит начинает плавиться при температуре *A*, около  $1130^{\circ}C$  [284] и расплав имеет состав *A*. Общий состав *X* (вблизи разреза форстерит — энстатит) аналогичен части составов слюдяного перидотита. (С разрешения «American Journal of Science».)

<sup>1</sup> Минимальное содержание  $K_2O$  в мантии было  $0,017\%$ , если содержащихся в атмосфере  $^{40}Ar$  выделен из мантии [35].

израсходуется первым<sup>1</sup>. Однако низкое содержание  $K_2O$  в океаническом базальте может отражать отсутствие флогопита или его пренебрежительно малое количество в исходном материале (т. е. в истощенном перидотите) и допускает в качестве источника калия одну из главных фаз (например, клинопироксен).

### Соответствуют ли сейсмические скорости гранатовому перидотиту?

Если гранатовый перидотит и есть та горная порода, которая является источником базальтовых магм, то его физические свойства совпадали бы с установленными для мантии Земли. Адамс и Вильямсон [4] вывели зависимость сейсмических скоростей первичных и вторичных волн от сжимаемости и плотности породы:

$$K_S/\rho = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2$$

где  $K_S$  — адиабатический объемный модуль, т. е. величина, обратная сжимаемости,  $1/\beta$ ;  $\rho$  — плотность;  $V_p$  — скорость первичной волны;  $V_s$  — скорость вторичной волны. Если сжимаемость и плотность пород и минералов измерены в лаборатории, то измеренные в поле сейсмические скорости могут давать ограниченный набор решений относительно видов фаз и их пропорций в горных породах.

Чтобы проиллюстрировать применение зависимости Адамса и Вильямсона, выбранные значения  $V_p$  и  $\rho$  главных минералов гранатового перидотита надо сравнить с пределами изменения этих параметров, которые, как полагают, характерны для мантии (рис. 2-16). Эти тщательно отобранные значения представляются приемлемыми до тех пор, пока не будут изучены вариации этих свойств в эклогитах с разными отношениями Fe/Mg и степень изменения последних. Бёрч [39] ясно показал, насколько двуминеральные эклогиты чувствительны к величине Fe/Mg (рис. 2-16), — чем плотнее порода, тем богаче она железом. Эклогит, который бы попал в сечение клинопироксен — гранат и отвечал бы мантии, должен быть обогащенным железом. Другие опубликованные значения рассматриваемых параметров для пироксенита и гарцбургита слишком изменчивы, чтобы их имело смысл анализировать. Андерсон [12] на основании отобранных им значений рассчитал, что мантия должна состоять на 45–75% из оливина, на 25–50% из пироксена и меньше чем на 15% из граната. Гранатовый перидотит и некоторые эклогиты представляют собой возможные типы горных пород верхней

<sup>1</sup> Согласно определению фазовых отношений в системе Fo — Qz — An<sub>50</sub> — Ab<sub>50</sub> — H<sub>2</sub>O с десятипроцентной добавкой KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> при 15 кбар [234], амфибол, другой возможный источник калия, также израсходовался бы первым в реакционной точке, в которой сосуществуют форстерит, энстатит, амфибол, расплав и пар.

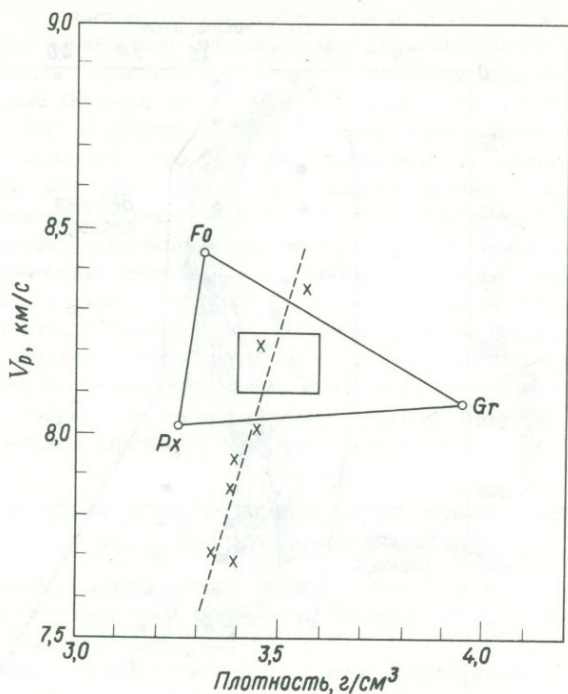


Рис. 2-16. Избранные значения скоростей первичных волн,  $V_p$ , и плотности главных минералов гранатового перидотита (светлые кружочки), пределы изменения этих параметров в верхней мантии (прямоугольник), а также их значения, измеренные для разных эклогитов (крестики), по данным Бёрча [39].

Содержание в эклогитах железа увеличивается вместе с плотностью. Ортопироксен и клинопироксен обозначены Pх. Fo — форстерит; Gг — гранат.

мантии, однако, для того чтобы прийти к определенным выводам, сейсмические данные слишком двусмысленны, а неистощенные и неизменные породы еще не изучены.

### Проверка физических параметров методом Монте-Карло

На основании параметров, включающих скорости упругих волн  $V_p$  и  $V_s$ , плотность, периоды свободных колебаний Земли, дисперсию поверхностных волн, массу и момент инерции Земли, Пресс [340, 342] выполнил проверку по методу Монте-Карло 18 возможных моделей верхней мантии под океаном. Он установил, что модель эклогитовой фации (около 50% эклогита) в общем приемлема для глубины от 80 до 150 км, ниже которой до глубины 300 км залегает переходная зона, а для больших глубин более предпочтительной ока-

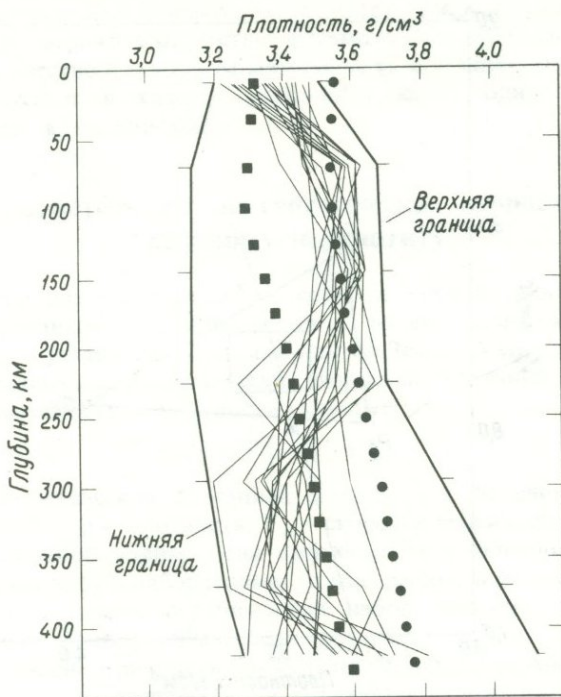


Рис. 2-17. Наиболее удачные модели распределения плотности в верхней мантии под океаном [341].

Границы определяют пределы, принятые при отборе по методу Монте-Карло. Черные кружочки обозначают величины плотности для эклогитовой модели, а черные квадратики — для пиролитовой модели Кларка и Рингвуда [79]. (С разрешения Американской ассоциации прогресса науки.)

зывается перидотитовая модель (рис. 2-17). Пресс полагал, что «эклогит» представляет собой кристаллический продукт высокого давления, образовавшийся в результате частичного плавления (15%) перидотита, причем последний не был полностью истощен в отношении эклогитовых (базальтовых) компонентов. Модель Пресса гравитационно неустойчива, но он подчеркивал, что значительные различия в свойствах не обязательно связаны с неоднородностью мантии. Например, контрасты плотности могут быть стабилизированы тепловыми градиентами.

### Состав (составы) мантии не определен

Каков же тогда состав мантии? Из-за недостатка точной информации о минеральных видах, их количестве и составе изменение валового состава мантии от места к месту не может быть определено. Вариации изотопии свинца и стронция в базальтовых магмах в настоящее время интерпретируются как результат плавления масс разного состава или возраста [140, 181, 60]. По Эрланку и Кейблу [124], отношения

содержаний таких элементов, как K/Rb, K/Ba и Zr/Nb, также позволяют заключить, что химические различия между некоторыми базальтами нельзя приписать фракционированию, и поэтому приходится предполагать разные области источников питания.

Существование в мантии огромных масс, однородных по возрасту или составу, означает, что мантия претерпела несколько эпизодов переплавления, вероятно, на ранней стадии истории Земли, когда тепловой поток был в несколько раз больше, чем в настоящее время (рис. 5-8). Подъем диапировых масс, например, мог быть тогда повсеместным, и движение некоторых из таких масс могло заканчиваться на умеренных глубинах, когда они наталкивались на подошву истощенных, менее плотных слоев. Такие захваченные и охлажденные массы, находящиеся вблизи поверхности, могли быть источником магмы, выделившейся в более позднем цикле повторного нагревания (см. гл. 10). Но отложим обсуждение гетерогенности мантии, пока не будут рассмотрены принципы процесса плавления (см. гл. 6).

### **Гранатовый перидотит предварительно принят в качестве источника магмы**

На основании вышеизложенного приходим к выводу, что, говоря об источнике базальтовых расплавов, следует отдать предпочтение гранатовому перидотиту, поскольку:

1. Проявления гранатового перидотита соответствуют глубинной обстановке.

2. Большое сходство по составу с метеоритами подтверждает его происхождение из материала, аккумулированного при формировании Земли.

3. Частичные расплавы, полученные из природных образцов гранатового перидотита при высоком давлении, имеют базальтовые составы.

4. Минеральная ассоциация гранатового перидотита, как установлено экспериментально, устойчива при высоких давлениях и температурах.

5. Порода характеризуется соответствующими плотностями и скоростями прохождения сейсмических волн.

По указанным причинам большинство последующих рассуждений относительно генерации магмы основываются на минеральных ассоциациях, характерных для пород этого типа. Читателю следует помнить, что эти выводы имеют рабочий характер, что они не достаточно хорошо обоснованы и будут проверяться в следующих главах.

Чтобы дать читателю физическое представление о веществе, которое предполагается в мантии, на фото 1 представлен образец гранатового перидотита. Внешний вид этой породы породил применительно к мантии концепцию «сливового пудинга», где гранат и клинопироксен, потенциальные базальтовые «сливы», сидят в «пудинге» из оливина и ортопироксена. Весьма возможно, что в условиях температуры и давления, существующих в мантии, где эта горная порода стабильна, она не имеет таких красивых цветов, как на фото, а раскалена почти добела.

### 3. Глубина плавления

Что касается *источника магм*, то фундаментальное рассмотрение проблемы вернуло бы нас, очевидно, в область умозрительных рассуждений, которую мы уже покинули, убедившись в их бесплодности. Однако наше невежество относительно условий в недрах Земли, по-видимому, существенно не затрудняет занятий объектом, находящимся перед нами.

Харкер [166]

Большинство споров о том, где в мантии происходит плавление, в значительной мере основано на представлениях об образовании Земли. Поскольку состав Земли и распределение типов горных пород на глубине зависит от процессов образования планеты, необходимо знать а) произошла ли Земля путем сравнительно холодной аккумуляции и была затем разогрета за счет распада радиоактивных элементов и превращения гравитационной энергии в тепловую, или б) была ли Земля первоначально расплавленной и подвергшейся дифференциации при охлаждении.

#### Происхождение прото-Земли: холодная аккумуляция, дифференцированный расплав или то и другое

Эти главные концепции лучше всего могут быть описаны с помощью схематической двухкомпонентной системы. Хотя тройные точки, включающие расплав, не определены еще в лаборатории ни для одной горной породы, характеризующие их соотношения, вероятно, близки к представленным на рис. 3-1А для системы форстерит —  $\text{H}_2\text{O}$ . Если во время конденсации Земли эффективное давление было около  $10^{-2}$  бар, то Земля в зависимости от ее валового состава могла пройти через стадию расплава. Состав X на рис. 3-1Б при охлаждении прошел бы через область расплава. В отличие от этого состав Y, очень разбавленный в отношении потенциально возможного силиката, при остывании в область расплава не попал бы. Если при агрегации эффективное давление было около  $10^{-6}$  бар (рис. 3-1В), то газ при любом составе конденсировался бы непосредственно в кристаллическое вещество, не проходя через фазу расплава. Эвтектика, которая на рис.

---

<sup>1</sup> Иной анализ проблемы, при котором учитывается распространенность химических элементов в Солнце, а точка А предположительно характеризуется давлением в несколько сотен бар, читатель может найти в работе Вуда [484]. Поскольку планеты в Солнечной системе, вероятно, имеют разный состав, современная распространенность элементов в Солнце, по-видимому, не соответствует начальному составу той особой зоны газового облака, из которой образовалась Земля. Термодинамические расчеты тройной точки зависят от знания состава этой газовой смеси, но состав газов, существовавших до образования прото-Земли, экспериментально не определен.

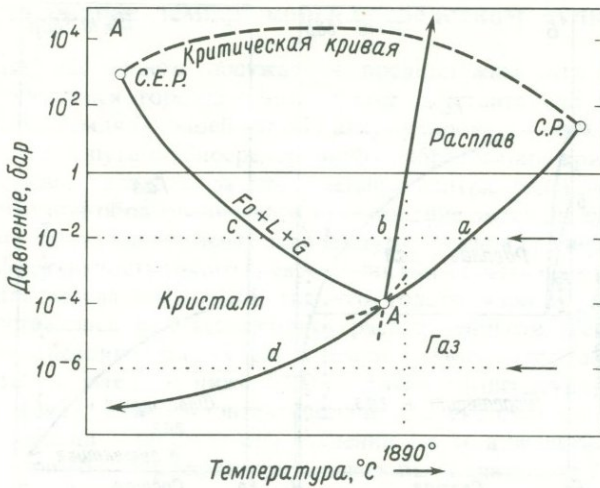


Рис. 3-1А. Схематическая диаграмма в координатах температура — давление высокотемпературной части системы форстерит —  $H_2$ , предполагающая конгруэнтные соотношения на всех моновариантных кривых.

$A$  — инвариантная точка для форстерита;  $C.P.$  — критическая точка для форстерита;  $C.E.P.$  — первая критическая конечная точка бинарной системы. Строчными буквами обозначены точки, расположенные в сечениях, отвечающих постоянным давлениям (отмеченных тонкими стрелками), которые представлены на рис. 3-1Б и 3-1В. Жирные стрелки показывают, что кривые продолжают. Жирные пунктирные линии, проходящие через точку  $A$ , являются метастабильными продолжениями кривых равновесия (жирные линии) фаз форстеритового состава.

3-1В не показана, имеет температуру около  $-260^\circ C$ . Наиболее полезными были бы практические эксперименты, которые включали бы систему форстерит — водород или систему диоксид — водород при соответствующих давлениях как аналог конденсации звезды. Важно было бы идентифицировать состав газовой фазы, что позволило бы использовать термодинамические данные для расчета фазовых отношений.

Две альтернативы, представленные на рис. 3-1А, не обязательно отражают крайние пределы давления, во время остывания и агрегации прото-Земли, вероятно, происходили изменения давления и состава. Соотношения между скоростями агрегации и охлаждения могли оказывать значительное влияние на текстуру аккумулялированного вещества. Например, если газовое облако сначала охлаждалось при  $10^{-2}$  бар (рис. 3-1Б, состав  $X$ ) с образованием капелек расплава, которые закристаллизовывались еще до их агрегации, то текстура могла быть аналогичной текстуре хондрита. Хондриты могли образоваться путем быстрого остывания или закалки таких капелек. Однако, если при охлаждении газа могли непосредственно образовываться кристалли-

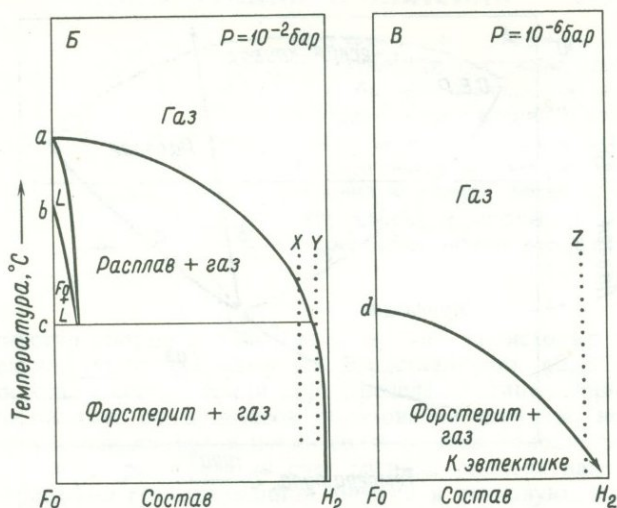


Рис. 3-1Б. Схематическая диаграмма в координатах температура – состав высокотемпературной части системы форстерит –  $H_2$  при общем давлении, равном  $10^{-2}$  бар.

Строчными буквами помечены те же точки, что и на рис. 3-1А. X и Y соответственно обозначают составы, которые иллюстрируют возможное образование при охлаждении хондритовой и ахондритовой текстуры.

Рис. 3-1В. Схематическая диаграмма в координатах температура – состав высокотемпературной области системы форстерит –  $H_2$  при общем давлении, равном  $10^{-6}$  бар.

Точка, обозначенная строчной буквой, соответствует аналогичной точке на рис. 3-1А. Z представляет собой состав, иллюстрирующий остывание газового облака, образовавшего Землю, при очень низком давлении и сравнительно низкой температуре.

ческие агрегаты (рис. 3-1Б, состав Y или рис. 3-1В, состав Z), текстура могла бы быть близкой к текстуре ахондритов.

Другим весьма важным фактором является время, необходимое для аккумуляции или «выметания» конденсирующихся веществ. Если время выметания было кратким, то индивидуализированные массы были бы малы и теплота нагревания при столкновениях сохранялась бы. С другой стороны, если для агрегации требовалось множество орбит, то произошло обособление крупных масс, аккумуляция была замедленной и теплота соударений могла рассеиваться. В первом случае образовалась бы сравнительно однородная прото-Земля, тогда как во втором образовавшаяся прото-Земля была бы неоднородной и степень этой гетерогенности зависела бы от размеров обособленных масс до их соударения.

## Формирование земной коры посредством вулканизма

В целях настоящего обсуждения предположим, что давление в конденсирующемся тороидальном облаке действительно могло быть низким и что Земля большей частью аккумулировалась из сравнительно холодного газа путем непосредственного образования кристаллов без участия стадии расплава, за исключением центра тороида. Бёрч [37] полагал, что при образовании ядра превращение потенциальной энергии гравитации могло бы повысить температуру массы в среднем до 1600°C. Однако эффективность такого превращения могла быть низкой и большая часть тепла могла рассеяться, так что только ядро и часть нижней мантии оставались или становились расплавленными. Температура в начале конденсации главных фаз в плагиоклазовый перидотит должна была быть значительно ниже 1250°C. Такая температура, по Шереру и Йодеру [392], является эвтектической для системы анортит — форстерит — диопсид — энстатит при давлении 1 атм, а эвтектика с парами, например, при  $10^{-6}$  бар характеризовалась бы значительно более низкой температурой. Земная кора, образованная на ранней стадии посредством вулканических процессов, вероятно, была андезитовой по составу вследствие дегазации мантии — процесса, который, как полагают, привел к образованию океанов. Андезит, согласно Йодеру [492], считается образовавшимся при частичном плавлении мантии с участием воды (см. невариантную точку *A* на рис. 2-14). Вода предположительно присутствовала в составе водосодержащих минералов в виде свободной фазы или являлась продуктом окисления захваченного при агрегации Земли первичного водорода.

## Столкновения, глубокое перемешивание наружной оболочки и частичное плавление

Образование земной коры предполагает, что на какой-то глубине ниже поверхности существует область, обедненная коровым веществом. На основании современных представлений об истории Луны кажется вероятным, что Земля претерпела поверхностное расплавление до глубины около 50 км в результате столкновений, кульминация которых предполагается около 4 млрд. лет назад [437]. В то время как средняя глубина плавления могла быть около 50 км, некоторые области могли испытать импактное плавление до глубины 200 км, что сопоставимо с радиусом наиболее крупных сталкивавшихся с Землей тел. Возникает вопрос, прошло ли достаточное время, чтобы все вещество, расплавленное при ударе, закристаллизовалось. Иными словами, сохранились ли карманы расплавленного вещества, образовавшиеся в результате столкновений, которые должны были быть более сильными, чем наблюдаемые на лунной поверхности?

В результате воздействия ударов перемешивание вещества коры и верхней мантии было, вероятно, очень полным. Следует помнить,

что древнейшие горные породы уже включают кварцсодержащие осадки и окружены гранито-гнейсами<sup>1</sup>, имеющими возраст около 3,75 млрд. лет [288]. Наиболее вероятно, что кварц происходит из разбитой и перемешанной андезитовой (в среднем содержащей 15% модалного кварца) земной коры. Очень примечательно, что на Земле еще не найдено никаких следов эквивалента лунного импактитового реголита. Если процессы тектоники плит в докембрийское время действовали так же, как и в более поздние периоды, то земная кора могла пройти в своем развитии несколько циклов. Чтобы стереть все следы прежних циклов, эрозия должна была быть очень действенной, а коровая субдукция (поддвижение) — полной.

### Магма — остаток расплавов, сохранившихся со времени формирования Земли?

Выбор между имеющимися возможностями, очевидно, слишком широк, чтобы на основании немногочисленных известных фактов дать единственную последовательность событий, описывающую образование Земли. Читателю следует помнить о возможном существовании остаточных очагов («карманов») магмы, по крайней мере в докембрийское время, являющихся следствием а) первоначального расплавленного состояния Земли, б) ее переплавления за счет превращения гравитационной энергии, в) глубокого воздействия ударов на поверхность Земли и г) распада короткоживущих радиоактивных изотопов. Если такие карманы существуют в настоящее время, их размеры исходя из отношения осей<sup>2</sup> должны быть меньше, чем длина объемных сейсмических волн, наблюдаемых на поверхности, т. е. меньше нескольких десятков километров [416]. Скорость остывания таких мелких очагов, зависящая от температуры окружающих пород, вероятно, была достаточной, чтобы такие остаточные магмы закристаллизовались еще до конца архея. И конечно, нет никаких способов узнать, каковы были первоначальные размеры этих очагов захваченных магм.

---

<sup>1</sup> Гранитные расплавы не являются возможными продуктами частичного плавления перидотита. Предполагается, что они образовались а) как производные базальтовых или андезитовых расплавов, отделенных от материнского вещества, или б) как продукты частичного плавления осадочного материала. История происхождения риолитов и гранитов сама по себе заслуживает отдельного тома.

<sup>2</sup> Отношение осей является отношением меньшей оси к большей оси эллипсоидального жидкого включения; оно сильно влияет на жесткость и затухание волн во вмещающих горных породах [470].

### Сейсмические данные подтверждают существование промежуточных магматических камер

При установлении глубины генерации современных расплавов мы опираемся преимущественно на сейсмические данные. Магнитные измерения и измерения электрического сопротивления не дают возможности оконтурить магматическое тело, но они могут свидетельствовать о его наличии. Порат и др. [334] на основании высокой электропроводности выявили широкие области повышенных температур в мантии, а Морган [292] сделал то же на основании наличия сильных изостатических гравитационных аномалий. Можно ожидать, что в результате теплового расширения при температурах, близких к солидным, произойдет ослабление силы тяжести; однако подток в верхи мантии и коры более горячего, но также и более плотного мантийного вещества может увеличить силу тяжести.

Кора и мантия в целом на всех глубинах проводят и первичные, и вторичные сейсмические волны, и поэтому эти оболочки рассматриваются как находящиеся преимущественно в твердом состоянии. Такая точка зрения подтверждается данными по приливным деформациям и собственным колебаниям Земли. Изменения скоростей и затухания сейсмических волн в определенных районах позволяют, однако, полагать, что некоторые области могут быть не полностью твердыми. Куботе и Бергу [220] вслед за Горшковым [147] удалось оконтурить такие области в провинции Катмай на Аляске, где поперечные волны ослабевают предположительно из-за присутствия расплава. Используя четыре сейсмические станции, они оконтурили магматические резервуары, находящиеся на небольшой глубине. Наблюдая большое число землетрясений, Кубота и Берг заметили такие направления прохождения лучей, вдоль которых сейсмические станции не принимали поперечные волны от некоторых определенных центров землетрясений. Этот «экранирующий эффект» позволил определить границы магматической камеры. Установленное таким образом вертикальное распределение камер показано на рис. 3-2. Эти камеры авторами рассматриваются как промежуточные (на пути подъема магмы), а не как первичные, т. е. не как место генерации магмы.

Горшков [147] пришел к выводу, что магматическая камера под вулканом Ключевская Сопка, Камчатка, находится на глубине между 50 и 75 км, и полагал, что она имеет форму выпуклой линзы или трехосного эллипсоида. Более поздние исследования Федотова и Токарева [129] показали, что кровля зоны интенсивного фракционного плавления и образования магмы находится на глубине 50–60 км, однако «главная зона магнообразования приурочена к интервалу глубин от 120 до 200–250 км...». Итон и др. [112], основываясь на 10-процентном ослаблении скорости  $P$ -волн выявили область частичного плавления под Йеллоустонским национальным парком, Вайоминг, распространяющуюся почти от поверхности до глубины около 100 км.

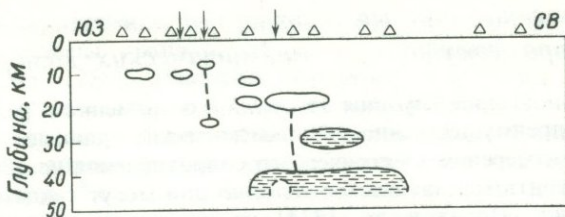


Рис. 3-2. Вертикальное распределение магматических камер (оконтуренные участки) и возможных подводящих каналов (пунктирные линии) в вулканической области Катмай, Аляска, по данным Куботы и Берга [220].

Две наиболее глубокие камеры из числа оконтуренных, как полагает Симодзуру, могут состоять из многих более мелких карманов расплава. Показаны вулканы (треугольники) и сейсмические станции (стрелки). Четвертая сейсмическая станция находится на острове Кадьяк, в 150 км юго-восточнее линии разреза. Вертикальный и горизонтальный масштабы примерно одинаковы. (С разрешения «Bulletin Volcanologique».)

Диаметр этой области, характеризующейся затуханием сейсмических волн, составляет около 30 км у поверхности и увеличивается до 60 км на глубине 60 км. На основании запаздывания времени прихода телесеismicических  $P$ -волн Стиплс и Йер [428] сделали вывод, что под кальдерой Лонг-Валли, Калифорния, аномально горячие или частично расплавленные горные породы находятся на глубине более 7 км и менее 40 км. Скорость здесь по сравнению с окружающим веществом понижена более чем на 5% — возможно, в пределах 10–15%. Хотя границы этой камеры выявлены довольно плохо, многочисленные детальные геологические и географические данные подтверждают гипотезу авторов о наличии здесь остаточной промежуточной магматической камеры. Санфорд и др. [373] интерпретировали большие амплитуды отраженных поперечных волн (как  $S_xP$ , так и  $S_xS$ ) от какой-то поверхности на глубине около 18 км под Сокорро, Нью-Мексико, как вызванные присутствием «горячего вещества с низкой жесткостью». Этот район известен своим высоким тепловым потоком, горячими источниками и недавними базальтовыми извержениями.

### Является ли зона пониженных скоростей доказательством частичного плавления?

Если магматические камеры Аляски и Камчатки — промежуточные и не являются местами магнообразования, то необходимо взглянуть на характер распределения скоростей в более широком масштабе, что, к сожалению, сопряжено с большой потерей разрешающей способности. Однако рост информации в результате изучения поверхностных волн за последние 10 лет значительно улучшил понимание более глубоких структур. На рис. 3-3 показано изменение скоростей seismicических волн с глубиной по данным Нура [310]. Область понижен-

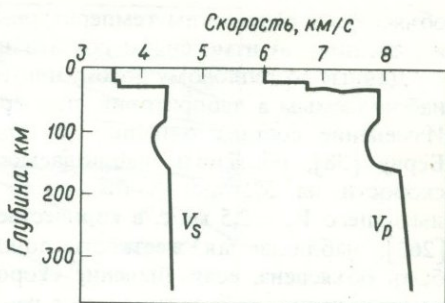


Рис. 3-3. Приблизительные скорости первичных  $V_p$  и вторичных  $V_s$  волн в верхней мантии по данным Нура [310].

ных скоростей простирается примерно от 70 до 150 км. В этой зоне пониженных скоростей, открытой Гутенбергом [160], амплитуда — параметр, который трудно измерить точно — сильно уменьшается (рис. 3-4). Профили, приведенные Нуром [310], не обязательно характерны для всей Земли, и ряд авторов полагают, что зона пониженных скоростей отсутствует на обширных площадях океанов и континентальных щитов [216, 209]. Некоторые данные по вертикальной дисперсии поперечных волн и волн Лява показывают фундаментальное различие мантии под океанами и под континентами. Обсуждение этого вопроса еще продолжается. Обращенность скоростей, там где она наблюдается, может

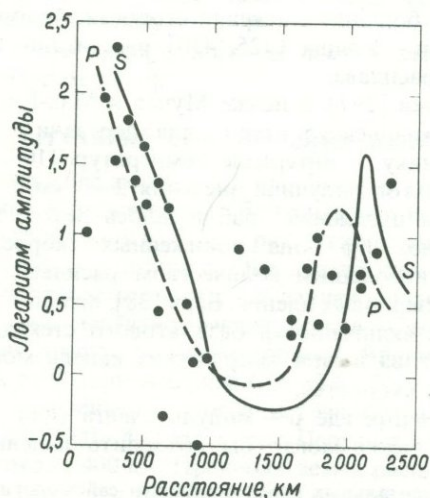


Рис. 3-4. Глобальные средние значения сейсмических амплитуд для первичных  $P$  и вторичных  $S$  волн на различных расстояниях регистрации по Гутенбергу [161].

Вариации амплитуд подтверждаются данными по первичным волнам от ядерных взрывов (черные кружочки), произведенных в Нью-Мексико и Неваде [11]. Падение амплитуды в интервале от 100 до 1000 км приписывается зоне пониженных скоростей. (С разрешения «Scientific American, Inc».)

объясняться а) высоким температурным градиентом, б) твердофазовым изменением, в) изменением состава или г) частичным плавлением.

Данные по тепловому потоку и потенциальным фазовым изменениям, наблюдаемым в лаборатории, поддерживают первые две возможности. Изменение состава оливина от  $Fo_{90}$  до  $Fo_{70}$  могло бы, согласно Бёрчу [38], объяснить наблюдаемое изменение скорости. Снижение скорости на 5% могло бы также означать присутствие расплава, имеющего  $V_p = 2,5$  км/с, в количестве около 7%. Как отмечает Матадо [262], наблюдаемая жесткость зоны пониженных скоростей может быть объяснена, если значение скорости, соответствующее кристаллическому перидотиту, уменьшить в расчете на присутствие в нем 5% жидких включений. Кубота и Берг [220] возрастание коэффициента Пуассона для района под долиной Катмай объясняли допущением, что верхняя мантия в этом месте расплавлена минимально на 8% своего объема.

### Экспериментальные доказательства наличия зоны частичного плавления

Интерпретация зоны пониженных скоростей как области частичного плавления подтверждается экспериментами Спетцлера и Андерсона [425, 13], которые определили скорость продольных и поперечных волн в цилиндре льда, содержащего неправильные карманы рассола NaCl. Даже при очень небольшом количестве присутствующей жидкости ими наблюдались большие снижения скорости. Авторы в соответствии с теорией Эшелби — Уолша [125, 470] рассчитали также влияние на скорость капель расплава.

Мурас и Судзуки [297], а позже Мурас и Мак-Бирни [296], используя стержни из кварцевого стекла для передачи волн сжатия через расплав к приемнику, в интервале температур  $1100-1500^\circ\text{C}$  для расплавленных базальтов получили значения 2–3 км/с. В обоих экспериментах с началом плавления<sup>1</sup> наблюдалось резкое падение скорости. Из рис. 3-5 ясно, что зона пониженных скоростей может быть связана с очень небольшим количеством расплава, присутствующего в виде тонких межзерновых пленок. Бёрч [38], использовавший в качестве модели оливин с включениями базальтового стекла, нашел, что присутствие 6% расплава в виде сферических капель могло бы объяснить зону пониженных скоростей.

Поскольку  $V_s^2 = \mu/\rho$ , где  $\mu$  — модуль сдвига (или жесткость), увеличение плотности также могло бы объяснить падение скорости попе-

<sup>1</sup> Для экспериментальных работ в области сейсмологии существует много благоприятных возможностей. Теперь возникла необходимость в высокотемпературных приемных устройствах для измерения скорости и величины затухания волн в силикатных расплавах при условиях, соответствующих мантийным. В этом деле в связи с разработкой некоторых электронных деталей из керамики, способных выдерживать температуру  $500^\circ\text{C}$  [Дж. Роули, личное сообщение, 1975], уже достигнут прогресс.

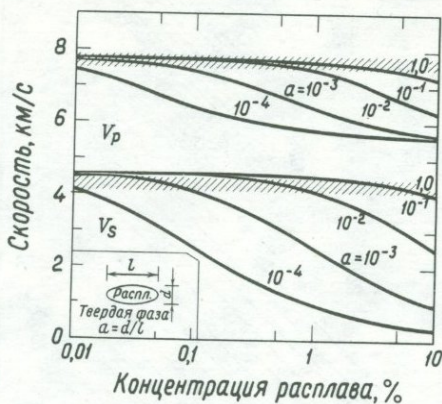


Рис. 3-5. Вариации скоростей первичных волн  $V_p$  (волн сжатия) и вторичных волн  $V_s$  (волн смещения) при температуре  $1200^\circ\text{C}$  в зависимости от концентрации расплава при допущении разных значений отношения осей расплавленных капель  $a$ , как это показано на врезке, по Андерсону и Спетцлеру [13].

Большая и меньшая оси эллипсоидальных капель соответственно обозначены  $l$  и  $d$ . Заштрихованная область представляет собой зону пониженных скоростей. (С разрешения «Elsevier Scientific Publishing Company».)

речных волн. Пресс [341] уже показал (рис. 2-17), что в указанной зоне плотность действительно увеличивается, однако изменение плотности не объяснило бы трехкратного увеличения затухания (см. ниже), наблюдавшегося Нуром [310].

### Затухание сейсмических волн

Затухание, уменьшение амплитуды, или функция рассеивания сейсмических волн, обычно выражается как безразмерная величина  $Q$ , определяемая в виде увеличенного в  $2\pi$  раз отношения запаса энергии к энергии, рассеянной за один цикл. Она неизвестным образом связана с вязкостью. Если вязкость низкая, то данная область, по-видимому, горячая и, возможно, частично расплавленная. Сакс и Окада [372] определили  $Q$  для разрезов, пересекающих Японию и Перуанско-Чилийский регион в Южной Америке (рис. 3-6). Если значения  $Q$  от 50 до 100 означают плавление, то тогда источник магмы под Японией находится на глубине 300–400 км, а под Перуанско-Чилийским регионом — на глубине около 400 км. Предполагаемая расплавленная область под Японией находится над поддвигаемой плитой, характеризующейся очень высокими значениями  $Q$  (1000–3000), тогда как под Перуанско-Чилийским регионом поддвигаемая плита резко обрывается предполагаемой расплавленной областью. Сакс и Окада отметили отсутствие низких значений  $Q$  вблизи известных действующих вулканов и предположили, что там «должны быть узкие трубообразные каналы, про-

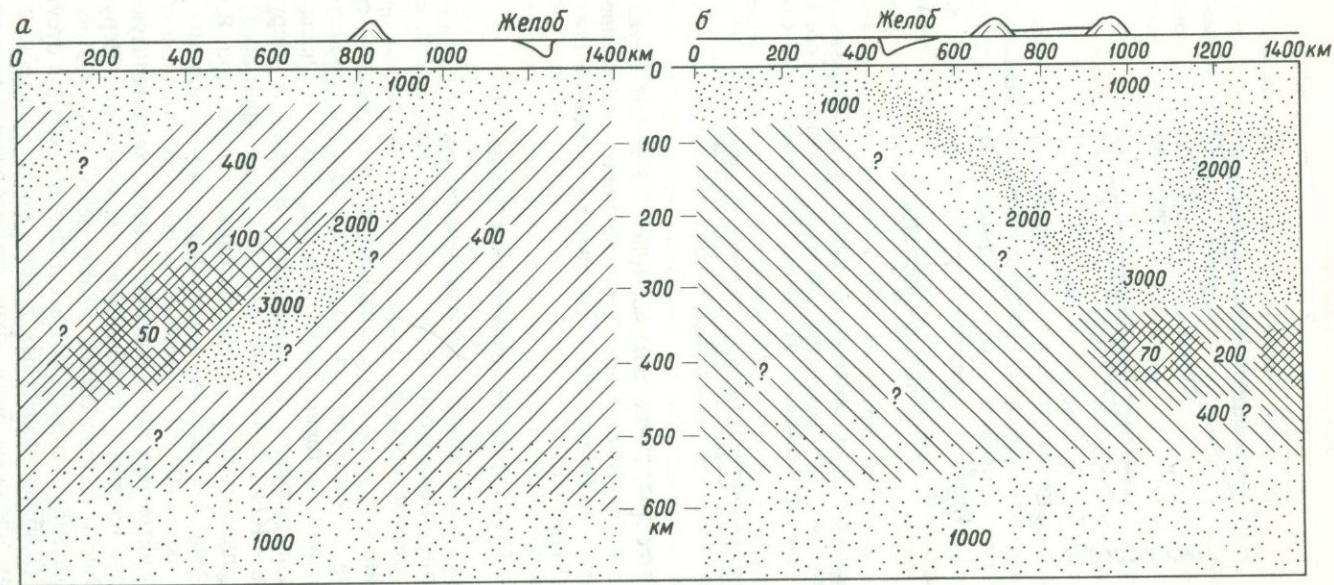


Рис. 3-6. Структура затухания сейсмических волн под Японией (а) и Южной Америкой (б), выраженная через величины  $Q$  по данным Сакса и Окады [372].

Крпом помечены области с высоким значением  $Q$  (1000–3000), диагональной штриховкой – области с промежуточными значениями  $Q$  (300–500), штриховкой в двух направлениях – области с низкими значениями  $Q$  (50–100). (С разрешения «Elsevier Scientific Publishing Company».)

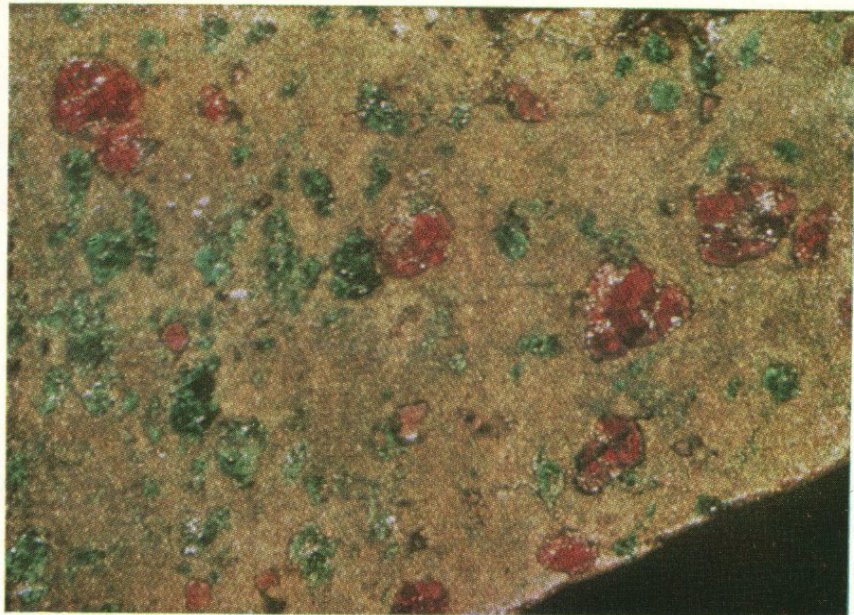


Фото 1. Природный гранатовый перидотит, образец № 1242, Суннёре, Норвегия.

Оливин (оливковый), ортопироксен (серый), клинопироксен (ярко-зеленый), гранат (вино-красный). Ширина полировки 7 см. Образец любезно предоставлен доктором Х. Шмиттом. Фото доктора П. Хэйра.



Фото 2. Зернистый гранатовый перидотит, образец № 1859N, рудник Монастери, ЮАР.

Ширина шлифа 8 мм. Фото любезно предоставлено доктором Ф. Бойдом.

водящие магму с глубиной». Наличие асейсмичной зоны на глубине 350—500 км под Чили и Перу говорит о том, что температуры там настолько высоки, что горные породы не могут накапливать энергию деформации и неспособны к упругим изломам. Известно, что землетрясения в этом районе происходят на глубинах свыше 700 км.

### Выводы

Сейсмические данные показывают, что магма может образовываться в широких областях, обычно на глубине от 50 до 170 км. В других районах, характеризующихся специфической структурной обстановкой, источник магмы может находиться на глубине 300—400 км. Для независимого определения формы магматической камеры, характера распределения расплава и степени плавления сейсмических данных недостаточно. При этом бывает трудно понять, является ли обнаруженная магматическая камера местом генерации магмы, или она представляет собой область, где расплав отделяется от переместившейся частично расплавленной каши. Большинство споров о связи маглообразования с тектоникой при отсутствии определенных критериев будут, вероятно, спотыкаться на этом пункте. Многие геофизики отдают предпочтение модели магматической камеры, представляющей собой сплюснутый сфероид, вытянутый в горизонтальном направлении и представленный частично расплавленным веществом, которое содержит до 8% расплава в виде мелких выделений, варьирующих по форме от тонких пленок до шариков. (Форма диспергированного расплава будет рассмотрена позже в гл. 9). Полевые геологи, мнение которых основано главным образом на исследованиях остывших и эродированных камер переместившейся магмы, предпочитают модель магматической камеры с более неправильной формой и неопределенным основанием, а также линзообразное тело или протяженный слой.

## 4. Процессы плавления

### Разнообразие механизмов

Теперь, когда читатель имеет общее представление о том, что плавится и где плавится, будет сделана попытка изложить существующие идеи о том, как образуется расплав. Предложено очень большое количество механизмов образования расплавов, каждый из которых имеет как свои достоинства, так и свои недостатки. Некоторые механизмы применимы только для определенных структурных условий, в то время как другие имеют универсальное значение. Полезно рассмотреть действие каждого механизма в различных условиях применительно к тектонике плит. Механизмы учитывают изменения давления, температуры, состава, положения в пространстве, ориентированного давления (стресса), а также резкие изменения различных других свойств. Изменение практически любого из известных параметров состояния может быть причиной плавления. Не все механизмы будут описаны, однако те механизмы, которые здесь выбраны, дадут возможность представить роль других параметров.

### Плавление важнейших минералов

Представляется необходимым рассмотреть сначала поведение при плавлении четырех минералов, являющихся конечными членами важнейших групп твердых растворов гранатового перидотита, так как некоторые процессы определяются характером кривых плавления этих минералов. В разное время выдвигались различные предположения о ходе плавления с увеличением давления: кривая плавления приближается к некоторому фиксированному значению (рис. 4-1, а), достигает максимума (рис. 4-1, б), заканчивается в критической точке (рис. 4-1, в), или продолжается неограниченно (рис. 4-1, г). Эти взгляды были пересмотрены, когда накопилось достаточно данных, относящихся к более высоким давлениям.

В соответствии с данными Девиса и Ингленда [99] при давлении до 50 кбар форстерит  $Mg_2SiO_4$  плавится (рис. 4-2) с градиентом  $4,77^\circ C/кбар$ . Акимото [8] нашел, что кривая плавления ограничивается фазовым переходом форстерита в  $\beta$ -фазу, названную Моримото и др. [293, см. также 289] «модифицированной» шпинелью (ромбической структуры). При давлении около 125 кбар переход происходит при  $1000^\circ C$ , а при давлении 115 кбар при  $800^\circ C$ .

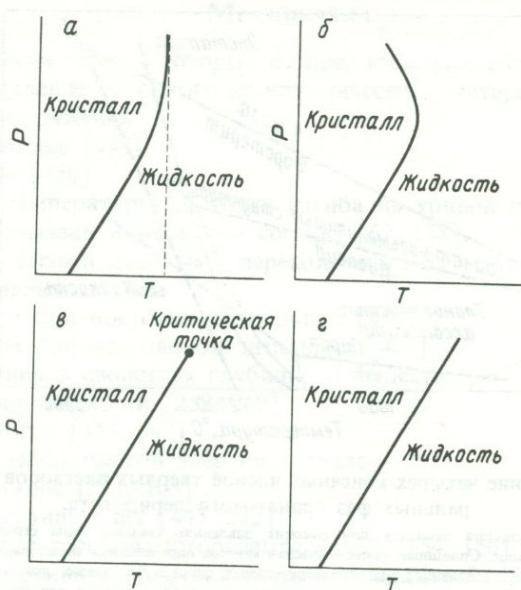


Рис. 4-1. Схематическое изображение различных представлений о плавлении силиката при увеличении давления.

*a* – асимптотическое приближение к предельной температуре плавления; *б* – температура плавления достигает максимальной величины; *в* – кривая плавления заканчивается в критической точке; *г* – непрерывное увеличение температуры плавления в пределах всего наблюдаемого интервала давлений.

При давлении до 5 кбар диопсид  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  плавится (рис. 4-2) с начальным градиентом  $13^\circ\text{C}/\text{кбар}$  [488], который потом снижается до  $7,5^\circ\text{C}/\text{кбар}$  при 50 кбар [52]. При 1 атм диопсид плавится incongruently с образованием твердого раствора клинопироксена относительно обогащенного  $\text{MgSiO}_3$  и жидкости, обогащенной  $\text{CaSiO}_3$ . Кривая плавления на рис. 4-2 отмечает исчезновение последних кристаллов. Верхний предел давления, до которого сохраняется incongruentный характер плавления диопсида, неизвестен. Основываясь на поведении германатного аналога диопсида, Рингвуд [357] предположил, что кривая плавления диопсида, возможно, ограничивается разложением диопсида на фазы с гранатовой и ильменитовой структурами.

Энстатит  $\text{MgSiO}_3$  плавится (рис. 4-2) с начальным градиентом  $12,8^\circ\text{C}/\text{кбар}$ , который затем при давлении около 50 кбар снижается до  $6^\circ\text{C}/\text{кбар}$  [53]. Область очень низких давлений осложняется incongruentным плавлением с образованием форстерита и жидкости, а также полиморфным переходом в протоэнстатит. Природа и положение кривой инверсии остаются до сих пор дискуссионными [235, 77].

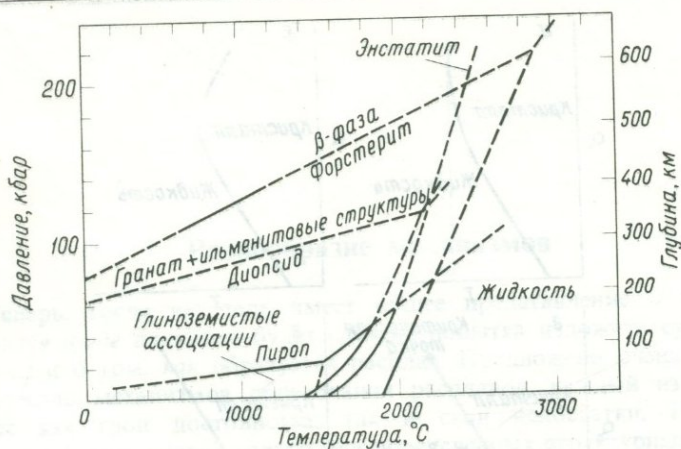


Рис. 4-2. Плавление четырех конечных членов твердых растворов главных минеральных фаз гранатового перидотита.

Для продуктов разложения диопсида при высоких давлениях указаны типы структур, а не составы образующихся минералов. Сплошные линии — участки кривых, определенные экспериментально; пунктирные линии — экстраполяция, основанная на предварительных данных, а также данных, полученных для составов, обогащенных железом или структурных аналогов силикатов, как указано в тексте.

Кривая плавления, вероятно, ограничивается распадом энстатита на  $\beta$ - $Mg_2SiO_4$  и стишовит [359] при давлениях выше 200 кбар.

При давлении выше 21,6 кбар и  $1510^\circ C$  пироп  $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  плавится (рис. 4-2) с градиентом  $14,1^\circ C/кбар$  [50]. При меньших давлениях пироп образует ряд минеральных ассоциаций; для 1 атм характерна ассоциация форстерит + кордиерит + шпинель. Пироп — единственный конечный член группы граната, который неустойчив при 1 атм и характеризуется наибольшими изменениями температуры плавления в зависимости от давления. Пироп устойчив до очень высоких давлений ( $< 300$  кбар), затем он распадается на смесь  $MgSiO_3$  (перовскитовая структура) и корунд [249].

Кривые, изображенные на рис. 4-2, иллюстрируют общую закономерность: температуры плавления важнейших силикатов повышаются с увеличением давления и ограничиваются фазовыми переходами или реакциями. Оценки влияния присутствия других компонентов в виде твердых растворов, особенно компонентов, содержащих Fe, дают основание предполагать, что рассмотренные выше четыре важнейшие фазы гранатового перидотита будут стабильны до самых больших глубин, которые в настоящее время считаются вероятными уровнями генерации магмы (т. е. до  $\sim 400$  км). Однако нам более важно знать пределы стабильности ассоциации минералов. Этот вопрос рассматривается в гл. 6.

## Механизмы

Ниже перечислены некоторые из предложенных механизмов, вызывающих плавление исходного кристаллического материала.

Снятие напряжения

растяжение [488]

сжатие [450]

Подъем температуры до точки изгиба на кривой плавления

изгиб вызван изменением состава [62, 178]

изгиб вызван фазовыми переходами [338]

Конвективный подъем

подъем при постоянной энтропии [454]

подъем при постоянной энтальпии [469]

Возмущения в свойствах глубинного вещества

теплопроводности [252, 269]

плотности [157, 347]

Переход механической энергии в тепловую

надвигание [311, 103]

поддвигание плит [443, 272]

развитие трещины (propagating crack) [154, 156]

регенеративная обратная связь (regenerative feedback) [404, 15]

диссипация энергии приливов [405]

Изменение состава

диффузия в результате различия давлений [30]

приток летучих [501, 24]

Выделение тепла при радиоактивном распаде

внутренний источник [208]

внешний источник [183]

Остаточные жидкости прото-Земли

изначальный сконденсированный газ [360]

остаточные жидкости, выжатые при кристаллизации [72]

Экзотермические химические реакции

на поверхности [205]

в камере [93, 102]

Порядок, в котором перечислены указанные механизмы, не отражает их значимости.

### Снятие напряжения

#### *Растяжение*

Определение в лаборатории первой кривой плавления широко распространенного порообразующего силиката при высоких давлениях дало основание предложить в качестве механизма плавления снятие напряжения. Йодер [488] изучил ход плавления диоксида до очень высокого для того времени давления, 5 кбар, при температурах



Рис. 4-3. Модель генерации магмы по Йодеру [488], основанная на снятии напряжения при растяжении.

Пунктирная кривая со стрелками показывает эффективное понижение давления и последующее изменение температуры, когда образовавшаяся магма движется к поверхности. (С разрешения издательства Чикагского университета.)

до  $1500^{\circ}\text{C}$  в аппарате высокого давления, в котором средой, передающей давление, служил аргон. Он предположил, что давление в области образования магм, которая, как тогда считалось, находится у основания земной коры или вблизи него, может снижаться, например, в результате спокойного сводового поднятия вышележащих пород или образования в них разрывных нарушений. При снижении давления температура исходного материала становится выше температуры плавления, в результате чего происходит плавление. Пример снижения давления на 5 кбар показан на рис. 4-3. Теплота, необходимая для плавления, поступает из самой исходной области (т.е. процесс является адиабатическим). В соответствии с этой моделью образуется около 6% расплава. Возможность существования таких условий в мантии здесь не рассматривается, поскольку связанные с этим вопросы обсуждаются в гл. 9.

### Сжатие

Концепция снятия напряжения в более изящном виде была предложена Уффеном [450] и в дальнейшем подтверждена Уффеном и Джессопом [451], которые рассмотрели эффекты сжатия, а не растяжения. Модель Уффена воспроизведена на рис. 4-4. Она предусматривает процесс попеременного сжатия и разрушения на фоне непрерывно возрастающей температуры. В конце концов наступает момент, когда достаточно будет одного разрывного нарушения, чтобы понизить давление настолько, что температура окажется выше кривой плавления и будет происходить плавление. Геологическое подтверждение

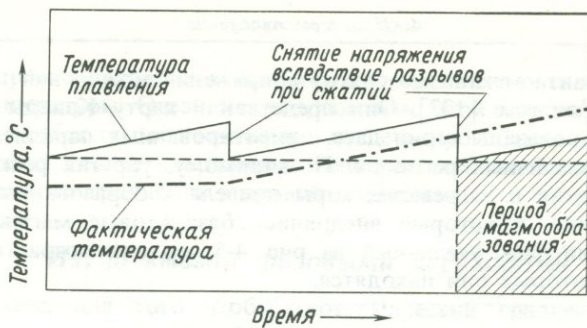


Рис. 4-4. Модель генерации магмы по Уффену [450], основанная на снятии напряжения в результате разрывных нарушений, возникающих при сжатии в области повышения температуры.

(Авторское право Американского геофизического союза.)

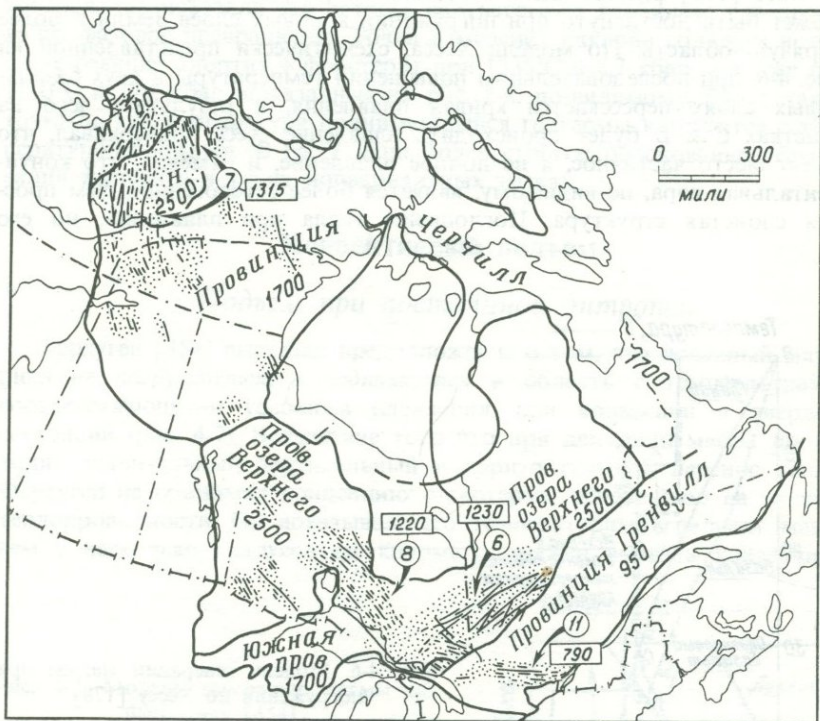


Рис. 4-5. Серии даек диабазов в пределах Канадского щита, сформировавшиеся после горообразовательных процессов, связанных со сжатием в провинциях.

Карта составлена Фаригом и Уондлесом (Геологическая служба Канады) [127]. Числа в кружках относятся к сериям даек, возраст которых в миллионах лет указан в соответствующих прямоугольниках. М — провинция Медвежьего озера; Н — провинция Невольничьего озера. [С разрешения «Macmillan (Journals) Ltd.»]

такого варианта механизма снятия напряжения можно найти в работе Фарига и Уонлесса [127]. Они представили карту Канады (рис. 4-5), на которой показаны серии даек, ориентированных параллельно осям складок в различных регионах. По-видимому, упругая реакция после периода сжатия и нагревания коры привела к образованию зон низкого давления, в которые внедрялись базальтовые магмы. Возраст каждой серии даек, указанный на рис. 4-5, моложе возраста тех провинций, в которых они находятся.

## Подъем температуры до точки изгиба на кривой плавления

### Изгиб вызван изменением состава

Хесс [178] развил идею Баддингтона [62] о том, что плавление может быть достигнуто при погружении коровых слоев Земли в более горячую область. По модели Хесса, схематически представленной на рис. 4-6, при последовательном повышении температуры в двух базальтовых слоях пересекается кривая плавления, в результате чего на участках *C* и *D* будет происходить плавление. Хесс подчеркивал, что имеет место частичное, а не полное плавление, и отмечал, что континентальная кора, по-видимому, является более гетерогенной, чем простая слоистая структура. Поглощение тепла при плавлении, по его



Рис. 4-6. Модель генерации магмы при погружении по Хессу [178].

Изгиб на кривой начала плавления вызван изменением состава пород. Кривые *A* и *B* обозначают солидусы пород, названия которых подчеркнуты, до и после смешения соответственно. Вновь устанавливающееся термическое равновесие (температуры на пунктирной кривой возвращаются к начальным значениям) приводит к частичному плавлению в точках *C* и *D*. (С разрешения Геологического общества Америки.)

мнению, просто приводит к некоторому уменьшению скорости повышения температуры. Очевидно, что, согласно этой модели, для начала плавления необходимы значительная степень прогибания и, так же как и в гипотезах снятия напряжения, непосредственная близость кривой геотермического градиента к кривой плавления.

### Изгиб вызван фазовыми переходами

Если Хесс, для того чтобы геотермический градиент пересекался с кривой плавления, допускал соответствующие изменения валового состава, Пресналл и др. [338] полагали, что более вероятными условиями для начала плавления является существование на солидусе вещества одного валового состава изгибов, связанных с изменением его фазового состояния в безводных условиях. С ростом температуры плавление будет начинаться на солидусе при наименьшей температуре, которая, как показали эти авторы, соответствует глубинам, где происходит фазовое превращение. Точки изменения наклона солидуса вследствие реакций анортит + форстерит при  $1335^{\circ}\text{C}$  и 8,7 кбар, а также при  $1410^{\circ}\text{C}$  и 17,2 кбар, показанные на рис. 2-8, по-видимому, будут также точками, где температура поднимающейся геотермы встретится с температурой солидуса. В гл. 7 дано более строго обоснование образования жидкости в таких невариантных точках.

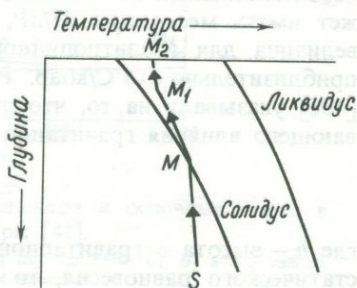
## Конвективный подъем

### Подъем при постоянной энтропии

Ферхуген [454] высказал предположение о том, что исходный материал не *позружается*, а *поднимается* в область с температурами, соответствующими условиям плавления, при конвекции в твердом состоянии (рис. 4-7). Вследствие того что при движении массы происходит значительный вертикальный и горизонтальный перенос тепла, Ферхуген не принимал концепцию о геотерме, основанную на модели теплопроводности. Он доказывал, что температурный градиент менее чем в несколько градусов на километр должен вызвать конвекцию.

Рис. 4-7. Модель генерации магмы по Ферхугену [454].

Модель основана на конвективном подъеме вещества с глубины  $S$  по адиабате, которая пересекает солидус в точке  $M$ , где начинается плавление. В точке  $M_1$  происходит отделение жидкости, которая поднимается к поверхности по другой адиабате.  $M_2$  — температура жидкости на поверхности. (С разрешения Геологического общества Америки.)



При движении материала вверх из точки  $S$  по адиабате ( $0,2-0,5^\circ\text{C}/\text{км}$ ) плавление начинается в точке  $M$  солидуса. По мере протекания процесса плавления тепло поглощается и масса охлаждается до тех пор, пока не достигнет точки  $M_1$ , где по Ферхугену происходит отделение жидкости. Поднимающаяся к поверхности жидкости имеет температуру  $M_2$ . Степень плавления и причина отделения жидкости не уточняются. Тепловые условия, необходимые для плавления, различия в плотностях между расплавом и исходными породами, минимальная глубина образования магм обсуждаются в гл. 5.

Конвектирующая система очень чутко реагирует на соотношение между конвективным теплопереносом и кондуктивными потерями тепла через границы масс. Шоу [403] рассмотрел такую систему «переходного состояния». Он отметил, что в том случае, когда теплоперенос больше, чем тепловые потери, происходит нагревание окружающего периферического материала, температурный градиент уменьшается и конвекция прекращается. В том случае, когда теплоперенос меньше, чем потери тепла, магма охлаждается, увеличивается ее вязкость, начинается кристаллизация, температурный градиент уменьшается и конвекция также прекращается. Количественный анализ этой проблемы представляет собой очень трудную, но благородную задачу. В моделях образования магм обычно предполагается адиабатический подъем материала. Однако это допущение должно рассматриваться как спорное.

### *Подъем при постоянной энтальпии*

Вальдбаум [469] предположил, что подъем масс до достижения условий плавления — изоэнтальпийный, а не изоэнтропийный процесс. Необратимое адиабатическое снижение давления выражается уравнением Джоуля—Томсона [210]:

$$\left. \frac{dT}{dP} \right|_H = \frac{V(T\alpha_p - 1)}{C_p},$$

где  $V$  — объем,  $\alpha_p$  — термическое расширение при постоянном давлении,  $C_p$  — теплоемкость при постоянном давлении, а  $H$  — энтальпия. В соответствии со значениями для отдельных минералов по Вальдбауму изоэнтальпийный адиабатический подъем гранатового перидотита может иметь место при  $dT/dP$ , равном примерно  $-23^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . Эта же величина для изоэнтропийного адиабатического подъема составляет приблизительно  $0,5^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . Рамберг [346], а также Шоу и Джексон [408] указывали на то, что это уравнение не содержит члена, учитывающего влияния гравитации

$$- \frac{V \cdot \rho \cdot g \cdot d \cdot h}{dP},$$

где  $h$  — высота в гравитационном поле. Если принять условие гидростатического равновесия, то уравнение сводится к изоэнтропийному

выражению. Уравнение Джоуля–Томсона применимо и к случаю экструзии магмы через узкое отверстие. (На возможные геофизические приложения эффекта Джоуля–Томсона обращали внимание Адамс [1] в 1922 г. и Боуэн [47] в 1928 г.)

## Возмущения в параметрах состояния глубинного вещества

### Возмущения в теплопроводности

Некоторые процессы генерации магмы зависят от необычных возмущений какого-либо одного или нескольких свойств вещества. Здесь рассматриваются два примера: возмущения в теплопроводности и в плотности.

Любимова [252] отметила общее понижение теплопроводности с ростом температуры (рис. 4-8) и высказала предположение, что при дальнейшем повышении температуры процессы лучеиспускания должны вызывать увеличение теплопроводности. Предполагается, что на глубинах 50–100 км теплопроводность имеет минимальное значение, равное 0,003 кал/(см·с·град). Такая низкая теплопроводность верхней

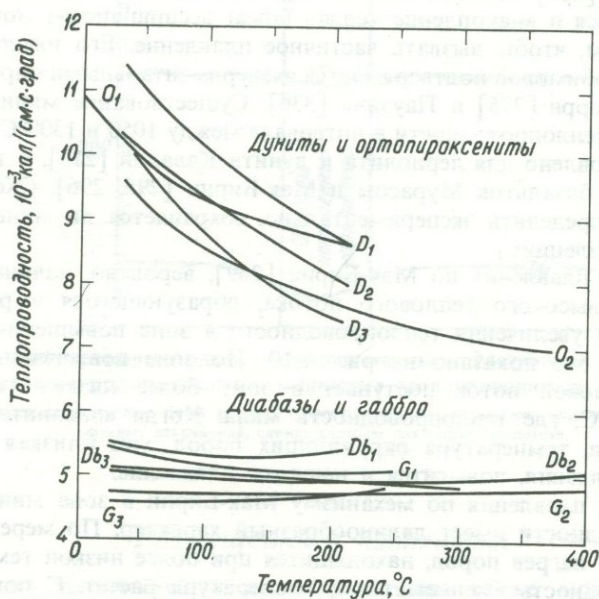


Рис. 4-8. Изменение теплопроводности ультраосновных и основных пород в зависимости от температуры [41].

$D_1$ ,  $D_2$  и  $D_3$  — дуниты;  $O_1$  и  $O_2$  — ортопироксениты;  $Db_1$ ,  $Db_2$  и  $Db_3$  — диабазы;  $G_1$ ,  $G_2$  и  $G_3$  — габбро. (С разрешения «American Journal of Science».)



Рис. 4-9. Изменение теплопроводности лерцолита, дунита [213] и двух типов базальтов [296] в зависимости от температуры.

Между 1050 и 1300°С отмечается минимальная теплопроводность как для ультраосновных, так и для основных пород. (С разрешения Института изучения землетрясений Токийского университета и Геологического общества Америки.)

мантии снижает скорость выделения тепла из внутренних частей Земли. Мак-Бирни [269] полагал, что температура на этих глубинах должна увеличиваться и «накопление тепла» («heat accumulation») может быть достаточным, чтобы вызвать частичное плавление. Его интерпретация выводов Любимовой подтверждается экспериментальными определениями Мак-Куорри [275] и Пауэлла [336]. Существование минимума эффективной теплопроводности в интервале между 1050 и 1300°С (рис. 4-9) было установлено для лерцолита и дунита Кавадой [213], а также для двух типов базальтов Мурасом и Мак-Бирни [295, 296]. (Желательно было бы определить экспериментально, сохраняется ли минимум при высоких давлениях.)

Процесс плавления по Мак-Бирни [269], вероятно, начинается под действием высокого теплового потока, образующегося в результате небольшого увеличения теплопроводности в зоне повышенных напряжений, как это показано на рис. 4-10. По зоне повышенных напряжений тепловой поток поступает в зону более низких температур 1050–1300°С, где теплопроводность мала. Когда «накопится» достаточно тепла, температура окружающих пород, уже близкая к температуре плавления, повысится и начнется плавление.

Процесс плавления по механизму Мак-Бирни в зоне минимальной теплопроводности имеет лавинообразный характер. По мере того как происходит нагрев пород, находящихся при более низкой температуре, теплопроводность уменьшается и температура растет. С повышением температуры теплопроводность еще больше уменьшается, а температура возрастает до тех пор, пока не достигается минимальная теплопроводность. Таким образом, создается тепловая ловушка для выплавления магм.

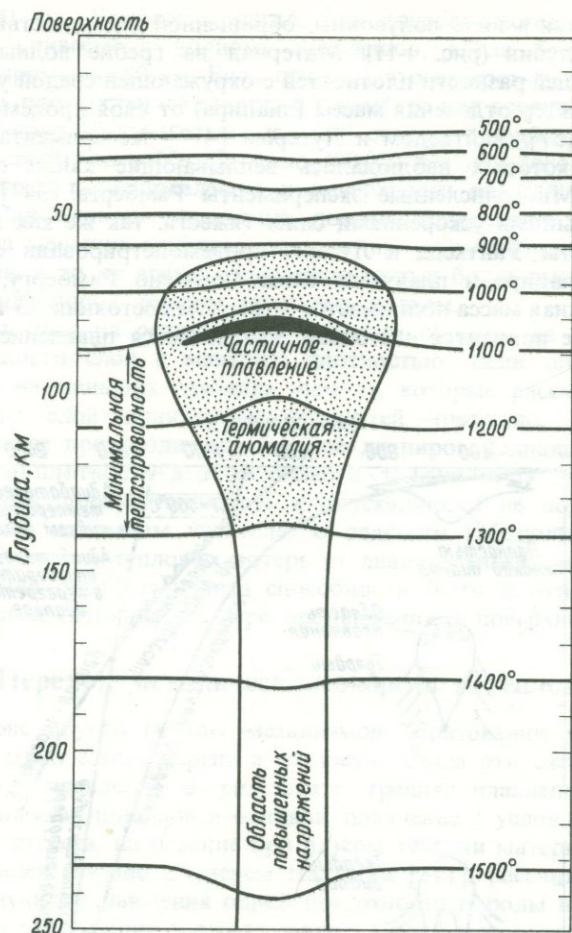


Рис. 4-10. Интерпретация модели генерации магмы по Мак-Бирни [269], которая основана на представлении о минимуме теплопроводности (рис. 4-9).

Область, обладающая несколько более высокой теплопроводностью, вследствие существования в ней аномальных напряжений, служит каналом для теплового потока.

### Возмущения в плотности

Разность плотностей в поле гравитации также может вызвать целый ряд явлений, приводящих к плавлению. Рамберг [347] рассмотрел поведение на глубине 1000 км отдельного всплывающего слоя толщиной в несколько километров, отличающегося от окружающей среды плотностью и вязкостью. Процесс начинается с нарушения формы слоя:

он изгибается в виде полуволны, обращенной выпуклостью в сторону меньших глубин (рис. 4-11). Материал на гребне волны вследствие существующей разности плотностей с окружающей средой устремляется вверх. Характер отделения массы (диапира) от слоя продемонстрирован Гроутом [157], Уайтхедом и Лутером [477] экспериментами в резервуарах, в которых наблюдались всплывающие капли с длинными хвостами. Многочисленные эксперименты Рамберга [347] на центрифуге с большими ускорениями силы тяжести, так же как и некоторые эксперименты Уайтхеда и Лутера, продемонстрировали связь между массами диапира и плавучего слоя. Согласно Рамбергу, термически изолированная масса поднимается в твердом состоянии до тех пор, пока давление не понизится настолько, что начнется плавление на глубине

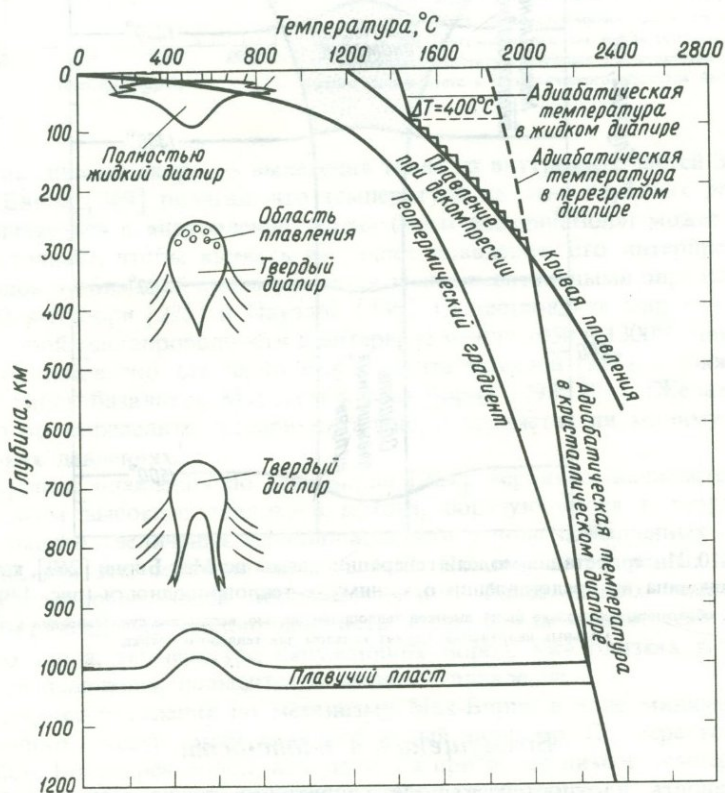


Рис. 4-11. Модель генерации магмы по Рамбергу [347].

Модель основана на динамической нестабильности пласта, обладающего меньшей плотностью, чем окружающие породы. Отделяющаяся от пласта масса поднимается к поверхности в твердом состоянии в виде диапира и на некоторой глубине плавится в результате уменьшения давления (декомпрессии). (С разрешения «Elsevier Publishing Company».)

около 300 км. Рамберг полагал, что адиабатическая декомпрессия способна привести к полному плавлению, когда масса достигнет глубины примерно 80 км. Если принять, что вязкость равна  $10^{22}$  пуаз, а разность плотностей составляет  $0,3 \text{ г/см}^3$ , то при первичной мощности слоя примерно 10 км и максимальной скорости подъема, предсказанной Рамбергом, потребуется около 400 000 лет для того, чтобы масса переместилась по направлению к поверхности на 1000 км. Фазовые превращения, включая плавление, должны безусловно ускорять этот процесс на меньших глубинах, так как при этом возрастает разность плотностей, в то же время охлаждение масс и более высокая вязкость окружающих пород должны замедлять подъем.

Модель диапира основывается главным образом на динамической нестабильности слоя с меньшей плотностью. Если диапиры могут возникать на меньших глубинах, чем те, которые рассмотрены Рамбергом, то слой пониженных скоростей, очевидно, является той областью, где происходит зарождение диапиров. Однако Пресс [342] нашел, что плотность в этой области должна быть высокой и нестабильность должна приводить к опусканию, а не подъему массы. Кроме того, напомним читателю о редкости габбровых батолитов. Детальный анализ тепловых потерь от диапира может иметь большое значение для определения его способности быть источником магмы на различных глубинах по мере продвижения к поверхности [ср. 71].

### Переход механической энергии в тепловую

В основе другой группы механизмов образования магмы лежит переход механической энергии в тепловую. Сюда относятся: плавление при сдвиге, плавление в результате трения, плавление, связанное с деформациями приливов и отливов, плавление в условиях дифференциального стресса, нагревание при вязком течении материала. Появление этой идеи связано с именем Наттинга [311], рассчитавшего силу, необходимую для движения одной поверхности породы по другой при отсутствии деформации и раскалывания. Принимается, что затраченная работа на единицу площади полностью переходит в тепло:  $dq = kFdx$ , где  $dq$  — количество выделяющегося тепла,  $k$  — коэффициент трения,  $F$  — сила, а  $dx$  — смещение. При этом даже частичного выделения энергии в виде сейсмических волн не происходит. Например, если сила ( $F$ ), прижимающая два слоя породы друг к другу, равна 1 кбар, смещение ( $dx$ ) = 1 см, а коэффициент трения ( $k$ ) = 0,20, тогда количество образующегося тепла ( $dq$ ) составляет  $4,8 \text{ кал/см}^2$ . Этого количества тепла достаточно, чтобы повысить температуру слоя толщиной 1 см, имеющего удельную теплоемкость  $0,30 \text{ кал/(г} \cdot \text{град)}$  и плотность  $2,5 \text{ г/см}^3$ , примерно на  $6,4^\circ\text{C}$ .

Получены экспериментальные данные, которые показывают, что температура, возникающая вдоль поверхностей скольжения, может приближаться к точке плавления минералов. Бауден и др. [44] наблю-

дали локальное кратковременное повышение температуры до  $1000^{\circ}\text{C}$  при умеренных нагрузках и скоростях перемещения, используя стекло, кварц и другие прозрачные твердые материалы, которые позволяют измерять инфракрасное излучение. Наиболее убедительные эксперименты были проведены с металлами, для которых можно использовать более разнообразные методы [45]. Принимая во внимание, что площадь истинного контакта является важным фактором для генерации тепла, Рейтен [351] подчеркнул также, что скорости деформации должны быть больше чем  $10^{-14}/\text{с}$ .

### Надвигание

Де Люри [103] применил идею Наттинга к случаю однокилометрового надвига внешнего слоя Земли мощностью 60 км, при котором, как он полагал, может быть получено достаточное количество тепла для нагревания и плавления зоны толщиной 200 м у основания надвигающейся толщи. Он отметил, что формула Наттинга не применима для этапа, когда начинается плавление и трение уменьшается. Он подчеркнул также, что значение имеет скорость деформации и теплоизоляционные свойства материалов.

### Поддвигание плит

С развитием теории тектоники плит случай, рассмотренный Де Люри, был детально проанализирован. Токсез и др. [444], например, рассчитали температуру в поддвигающейся плите в зависимости от времени, учитывая при этом влияние фазовых превращений, радиоактивного разогрева, адиабатического сжатия и сдвиговых деформаций (рис. 4-12). Они полагали, что при скорости перемещения 8 см в год и значительном разогревании вследствие сдвиговых деформаций плавление может начаться вдоль верхней поверхности плиты толщиной 100 км на глубинах до 180 км. Такие магмы, вероятно, образуются при плавлении значительной доли верхней части опускающейся плиты, сложенной метаморфизованными осадками и океаническими базальтами, т. е. состав этих магм, по-видимому, не является базальтовым. Температуры, более подходящие для образования базальтовой магмы, достигаются на глубине примерно 200 км, т. е. большей, чем та, которая необходима для выплавления базальтов в прилегающих областях мантии при более высокой температуре!

Мак-Кензи и Склетер [273], пытаясь объяснить высокий тепловой поток, который, как тогда полагали, имеет место над поддвигающейся плитой за глубоководным желобом, вычислили поток вследствие нагревания при стрессе. Принимая в расчетах то же значение скорости поддвигания (8 см в год), что и Токсез и др., они получили для вклада сдвиговых деформаций в тепловой поток величину  $0,6 \text{ мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ , которая составляет  $1/25$  величины, вычисленной

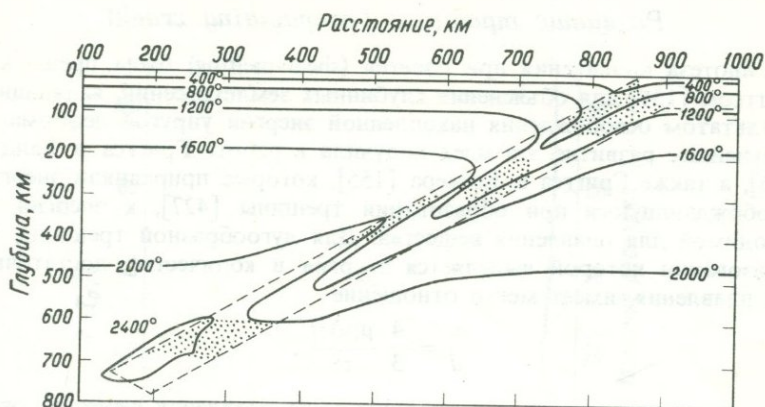


Рис. 4-12. Модель генерации магмы по Токсёзу и др. [444].

Модель основана на выделении значительного количества тепла в результате сдвиговых деформаций вдоль верхней поверхности погружающейся в мантию плиты толщиной 100 км. Показано распределение температуры спустя 13 млн. лет с момента начала поддвижения со скоростью 8 см в год. Крапом выделены области фазовых превращений. Предполагается, что связанное со сдвиговыми деформациями разогревание происходит в узкой зоне (мощностью 10 км) в верхней части плиты. Плавление начинается у верхней поверхности плиты примерно на глубине 180 км. В присутствии воды толщина зоны плавления составляет  $\pm 100$  км от верхней поверхности плиты.

Токсезом и др. [444]. Учитывая неопределенности в величинах, используемых в расчетах, полученные значения достаточно хорошо согласуются между собой.

Механизм плавления вследствие трения привлекателен тем, что он объясняет образование магм непосредственно под зоной активных вулканов, параллельной глубоководному желобу. Полагают, что в присутствии воды плавление будет происходить при более низких температурах по сравнению с окружающей мантией (эта ситуация рассматривается в разделе «Приток летучих»). Однако существует ряд факторов, заставляющих сомневаться в том, что нагревание при трении является основной причиной образования магм, связанных с зоной Беньофа. К ним относятся: наличие безводных базальтов вдоль зоны активных вулканов; увеличение возраста пород за глубоководным желобом; примитивный характер изотопного состава стронция некоторых экструзий; диапазон изменения составов лав от кварц- до нефелиннормативных; уменьшение трения с началом плавления; потеря энергии, связанная с сейсмическими явлениями; повышение с глубиной латеральной теплопроводности. Поддвигающаяся плита является областью, в пределах которой потерянное в результате земного излучения тепло превышает тепло, получаемое в процессе инсоляции, а не вероятной областью генерации магм.

### Развитие трещины (*propagating crack*)

Гипотеза «плавления при сдвиге» (*shear-melting*) была предложена Григгсом [154] для объяснения глубинных землетрясений, являющихся результатом освобождения накопленной энергии упругой деформации. Дальнейшее развитие эта идея получила в работе Григгса и Хандина [156], а также Григгса и Бейкера [155], которые приравнивали энергию, освобождающуюся при образовании трещины [427], к энергии, необходимой для плавления вещества. Для дугообразной трещины, при образовании которой выделяется энергия в количестве, достаточном для плавления, имеет место отношение

$$\frac{r}{d} = \frac{4}{3} \frac{\mu \rho \Delta H}{\tau^2},$$

где  $r$  — радиус трещины,  $d$  — толщина зоны плавления вещества около трещины,  $\mu$  — модуль сдвига,  $\Delta H$  — энтальпия плавления и  $\tau$  — напряжение сдвига. При  $\mu = 3 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>,  $\rho = 3,3$  г/см<sup>3</sup>,  $\Delta H = 100$  кал/г =  $4,2 \cdot 10^9$  дин·см/г и  $\tau = 100$  бар =  $10^8$  дин/см<sup>2</sup> отношение осей  $r/d$  равняется  $5,5 \cdot 10^5$ . Для того чтобы началось плавление при сдвиге, трещина, очевидно, должна иметь исключительно высокое отношение осей  $r/d$ . Григгс и Хандин [156] полагали, что а) обладающие малой прочностью слоистые минералы, такие, как слюда, б) линзообразные флюидные включения или в) неустойчивые участки в структурных элементах, образовавшихся в результате неньютоновского вязкого течения, т. е. ползучести (см. гл. 9) могут служить теми фокальными областями, где начинается плавление.

### Регенеративная обратная связь (*regenerative feedback*)

Для плавления в результате сдвиговых деформаций необходимо, чтобы слой породы имел низкую теплопроводность, иначе тепло будет рассеиваться. Кроме того, тепло должно быть сконцентрировано, так как вследствие большой величины трещины энтальпии плавления в процессе плавления должно поглощаться значительное количество тепла. Предполагается, что концентрация тепла происходит благодаря тому, что зависимость между вязкостью и температурой носит нелинейный характер. В мантийных материалах вязкость  $\eta$  экспоненциально зависит от температуры [429, 215] в соответствии с уравнением

$$\eta = \eta_0 e^{-a(T - T_0)},$$

где  $a$  изменяется обратно пропорционально энергии активации в грубом приближении к уравнению Аррениуса [см. 15]. Согласно этой зависимости, повышение температуры вызывает снижение вязкости, в результате чего происходит увеличение скорости деформации. Это в свою очередь приводит к еще большему повышению температуры, которое снова увеличивает скорость деформации. И так до тех пор, пока

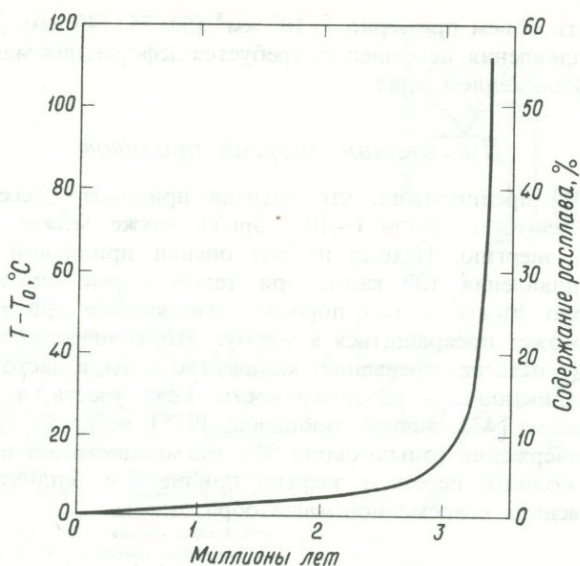


Рис. 4-13. Модель генерации магмы по Шоу [404].

В основу модели положен процесс ускоряющегося разогревания в результате действия ориентированного давления (стресса) постоянной величины на кристаллическую породу, имеющую в начальный момент температуру, соответствующую минимальной температуре начала плавления. Разогревание при сдвиговых деформациях вызывает повышение температуры, которая уменьшает вязкость, в результате чего происходит увеличение скорости деформации. Такая последовательность событий в конце концов приводит к быстрому повышению температуры. Модель рассчитана для следующих условий: интервал плавления —  $200^{\circ}\text{C}$ ; начальная вязкость —  $10^{21}$  пуаз; линейная зависимость между вязкостью и соотношением кристаллов с жидкостью; величина ориентированного давления (стресса) постоянна и равна 100 бар.

источник энергии не будет исчерпан. Этот самоускоряющийся процесс был описан Григгсом и Хандином [156] и назван Орованом [324] «лавинообразным» процессом. Строгий анализ нескольких примеров таких процессов был выполнен Шоу [404, 406], который использовал теорию Гранфеста [158], описывающую «термическую обратную связь» («thermal feedback»). Адиабатический процесс, иллюстрирующий стремительный подъем температуры во времени, приведен на рис. 4-13. При постоянном ориентированном давлении (стрессе) в 100 бар, действующем на твердое вещество с начальной вязкостью  $\eta_0 = 10^{21}$  пуаз при температуре начала плавления, условия резкого подъема температуры достигаются примерно за 3,5 млн. лет.

Андерсон и Перкинс [15] указали на регенеративную природу этого процесса даже в больших телах. Они отметили его сходство с экзотермическими условиями, которые достигаются при взрывах. Согласно оценке Шоу [404] для Гавайского вулкана, область питания или зона, где сдвиговая деформация переходит в скрытую теплоту плавления,

должна иметь объем примерно  $5 \cdot 10^5 \text{ км}^3$  ( $50 \cdot 75 \cdot 140 \text{ км}$ ). Для такого механизма плавления, несомненно, требуется деформация мантии, тесно связанная с движением плит.

### Диссипация энергии приливов

Шоу [404] предположил, что энергия приливов, рассеивающаяся в твердом веществе Земли ( $\sim 10^{19}$  эрг/с), также может переходить в тепловую энергию. Исходя из его оценки приливной энергии и энтальпии плавления 100 кал/г, при такой форме «плавления при сдвиге» около  $30 \text{ км}^3$  в год породы, находящейся при температуре плавления, может превращаться в магму. Это количество магмы примерно в три–пять раз превышает количество лавы, в настоящее время ежегодно изливающейся на поверхность. Если учесть, что, согласно оценке Суонсона [432; личное сообщение, 1975], во время современных гавайских извержений только около 50% магмы достигает поверхности, то за счет полного перехода энергии приливов в тепловую энергию можно объяснить современное магмообразование.

### Изменение состава

Изменение валового состава оказывает существенное влияние на процессы плавления. Рассмотрим породу, имеющую температуру несколько ниже точки ее плавления. Если в результате добавления или удаления материала состав породы изменяется по направлению к новому составу, солидус которого лежит ниже данной температуры, то в этом случае будет происходить плавление. Изменение состава может быть вызвано метасоматическими процессами, такими, как диффузия или приток летучих.

### Диффузия

Белл и Мао [30] использовали диффузию при наличии градиента давления в качестве способа получения состава с более низкой температурой плавления. Они предположили, что дифференциальные стрессовые напряжения вместе с дифференциальными скоростями диффузии являются важнейшими условиями для образования магмы. Для иллюстрации процесса они выбрали бинарную систему  $R - S$  с четырьмя соединениями, имеющую одну перитектическую и две эвтектические точки (рис. 4-14, а). Химический потенциал  $\mu$  и концентрация  $X$  для обоих компонентов при градиенте давления  $P_0 - P_1$  показаны на рис. 4-14, б. До начала диффузии в точке  $t$  на рис. 4-14, а будут присутствовать соединения II и III. Если скорость диффузии компонента  $R$ , вызванная градиентом давления, значительно превышает скорость диффузии компонента  $S$ , то должны развиваться зоны мономинерального состава.

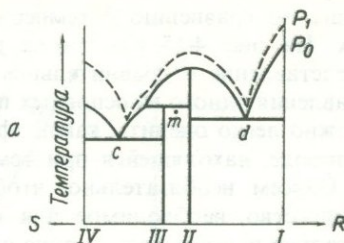
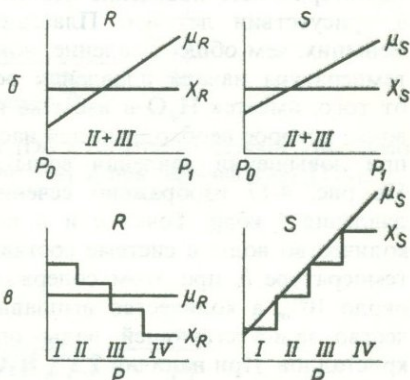


Рис. 4-14.

*a* — схематическая фазовая диаграмма части системы  $R-S$  с четырьмя соединениями  $I, II, III$  и  $IV$ . На диаграмме показаны две эвтектические точки, имеющие составы  $c$  и  $d$ , и одна перитектическая точка. Состав  $m$  содержит соединения  $II$  и  $III$ .  $P_0$  — ликвидус при начальном давлении.  $P_1$  — ликвидус при более высоком давлении.

*б* — изменение химического потенциала  $\mu$  и концентрации  $X$  компонентов  $R$  и  $S$  в зависимости от давления до начала диффузии.

*в* — химический потенциал  $\mu$  и концентрация  $X$  компонентов  $R$  и  $S$  после протекания диффузии при условии, что скорость диффузии компонента  $R$  значительно превосходит скорость диффузии компонента  $S$ . Образуются четыре мономинеральные зоны. Плавление начинается на границах зон  $I$  и  $II$ , а также  $III$  и  $IV$  [30].



Химические потенциалы и концентрации *после* протекания диффузии представлены на рис. 4-14, *в*. Температура точки  $t$  выше температур эвтектик  $c$  и  $d$  при  $P_0$ , поэтому на границе мономинеральных зон  $III$  и  $IV$ , а также  $I$  и  $II$  должно начаться плавление. Белл и Мао [30] обратили внимание на то, что две производные жидкости, образующиеся из одного исходного материала, не могут быть связаны с ним фракционными трендами и что две контрастные по составу магмы не имеют простых связей между собой. Таким образом, процесс, предложенный Беллом и Мао [30], может объяснить биомодальный характер изверженных пород [95, 74].

По мнению Гофманна [180], процесс диффузии ограничен даже в том случае, когда размер области плавления достигает нескольких сотен метров. Поэтому необходимым условием образования больших объемов магмы в процессе диффузионного плавления является наличие обширной зоны сдвиговых деформаций. Однако более быстрая диффузия летучих компонентов представляет собой совершенно другой случай.

### Приток летучих

Летучие компоненты оказывают существенное влияние на ход плавления. Как  $H_2O$ , так и  $CO_2$ , являющиеся главными летучими компонентами в глубинах Земли, значительно понижают температуру плавления.

ления по сравнению с температурой плавления при отсутствии летучих. На рис. 4-15 (см. также рис. 10-12) можно получить наглядное представление о сравнительном влиянии  $H_2O$  и  $CO_2$  на температуру плавления одного из основных породообразующих минералов диопсида. Можно легко оценить, какой эффект вызовет добавление  $H_2O$  или  $CO_2$  к породе, находящейся при температуре, близкой к началу плавления.

Совсем необязательно, чтобы количество летучих превышало их количество, необходимое для насыщения жидкости. Хотя достаточно детально изучена только одна система альбит — вода, эта система может характеризовать поведение целого ряда породообразующих минералов в присутствии летучих. Плавление силикатов при давлениях воды меньших, чем общее давление, показано на рис. 4-16. Установлено, что температура начала плавления остается одной и той же независимо от того, имеется  $H_2O$  в избытке или нет по сравнению с количеством воды, которое необходимо для насыщения первичной жидкости. Однако при повышении давления воды температура ликвидуса понижается. На рис. 4-17 изображено сечение температура — состав для общего давления 5 кбар. Точки *a* и *b* идентичны точкам на рис. 4-16. Если количество воды в системе составляет 0,5%, плавление начинается при температуре *b*, при этом содержание воды в жидкой фазе составляет около 10%, а количество выплавившейся жидкости только 5%. Количество присутствующей воды определяет соотношение жидкости и кристаллов. При наличии 2,5%  $H_2O$ , первичный расплав, образующийся при температуре *b*, будет составлять 25% смеси альбит +  $H_2O$ . С повышением температуры содержание  $H_2O$  в жидкости уменьшается.

Присутствие водосодержащей фазы значительно усложняет процесс плавления. На рис. 4-18 показано сечение температура — состав системы, содержащей безводные составляющие флогопита (форстерит + кальсилит + лейцит) и воду [497]. Область составов, отвечающая условиям плавления пород мантии при очень низком содержании  $H_2O$ , к сожалению, определена недостаточно точно. (Необходимо дальнейшее исследование водных систем в отсутствие свободной газовой фазы, однако реакции в таких системах протекают очень медленно, и состояния равновесия труднодостижимы.) Диаграмма для этой области составов обнаруживает своеобразные соотношения при плавлении, отличающиеся от тех, которые характерны для области составов, где содержание  $H_2O$  превышает содержание  $H_2O$  в водосодержащей кристаллической фазе. Если более высокая температура начала плавления минеральной ассоциации, состоящей только из безводных и водосодержащих фаз (без свободной газовой фазы), является общим правилом, то имеющиеся данные по плавлению минералов в присутствии избытка воды не соответствуют условиям плавления в мантии. По этой причине условия плавления в мантии могут быть не везде такими, как это следует из соотношений, указанных на рис. 4-20. Как будет показано ниже, предположение о присутствии в мантии флогопита основывается на наличии в его составе калия

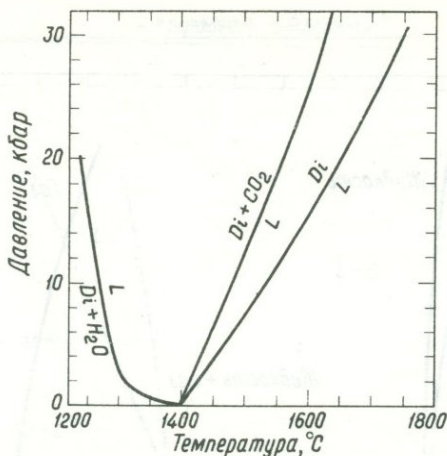


Рис. 4-15. Кривые плавления диопсида (Di) в отсутствие летучих компонентов [488, 52], при наличии  $H_2O$  [490, 114] и при наличии  $CO_2$  [114].

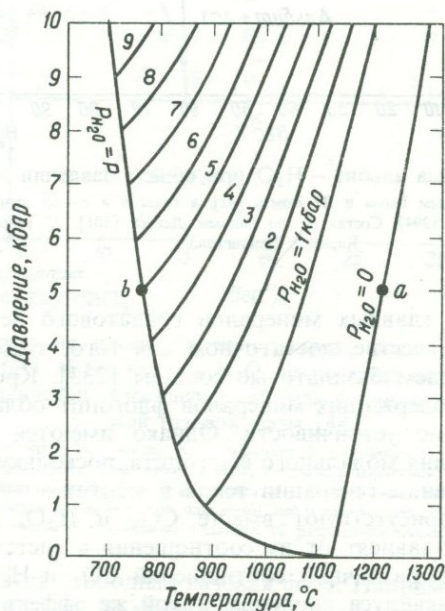


Рис. 4-16. Проекция системы альбит –  $H_2O$  на плоскость давление – температура, на которой показано положение ликвидуса при различных давлениях воды [65].

Температуры точек *a* и *b* изображены на изобарическом сечении (рис. 4-17).

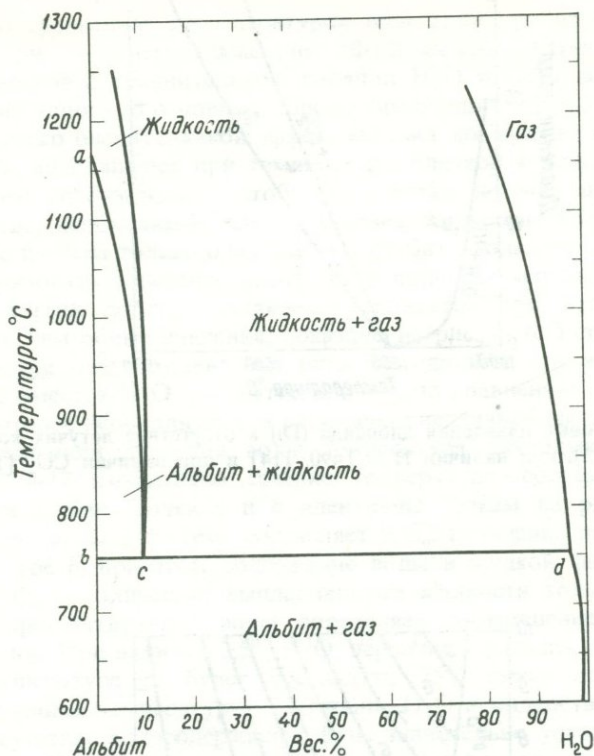


Рис. 4-17. Система альбит — H<sub>2</sub>O при общем давлении 5 кбар.

Температура точки *a* — по данным Бёрча и Ле Комта [42], а точек *b* и *c* — по данным Йолера и др. [498] с исправлениями Морса [294]. Состав *d* — по данным Девиса [101]. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

и воды. Ни один из главных минералов гранатового перидотита не содержит калия в количестве, достаточном для того, чтобы при плавлении обеспечить калием базальтовые составы [233]. Кроме того, из всех известных водосодержащих минералов флогопит обладает наиболее широкой областью устойчивости. Однако имеются ограничения в отношении содержания модалного флогопита, поскольку оно должно соответствовать условиям генерации тепла в мантии.

В случае когда присутствуют вместе CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O, температуры ликвидуса и солидуса зависят от их соотношения в системе. Рис. 4-19 иллюстрирует влияние различных соотношений CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O на температуру солидуса и ликвидуса диоксида. Такой же эффект наблюдался Майсеном [298] при изучении природного гранатового перидотита.

В связи с тем что для насыщения магмы требуется небольшое количество CO<sub>2</sub>, некоторые исследователи полагают, что в мантии

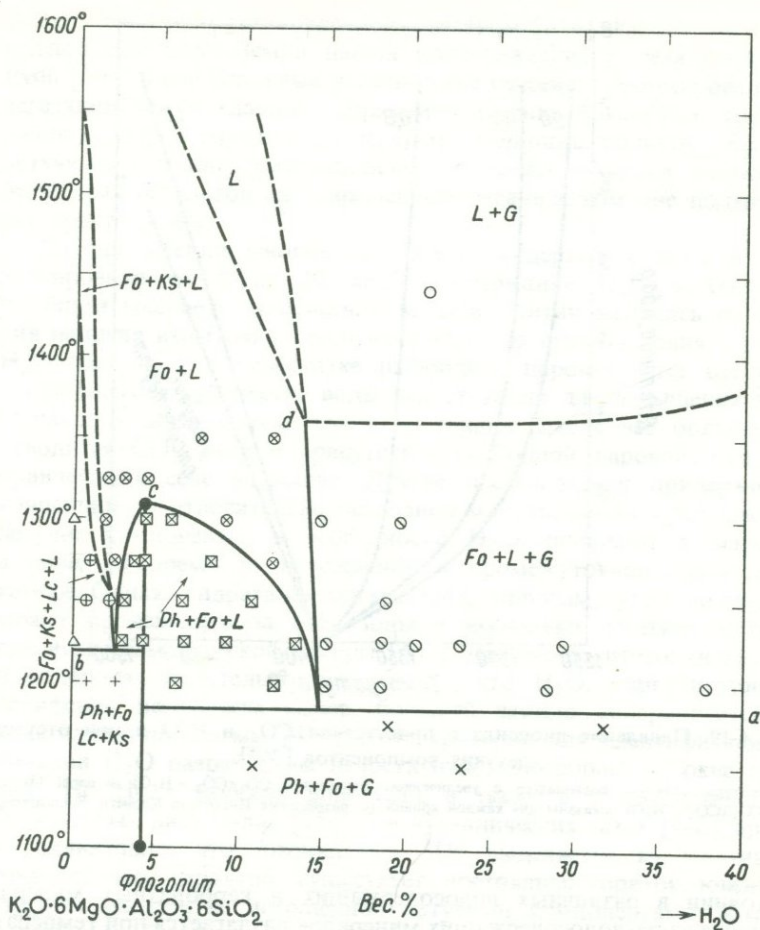


Рис. 4-18. Проекция на плоскость температура – состав при 10 кбар части системы  $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 - H_2O$ , иллюстрирующая сложные фазовые отношения при плавлении водосодержащей фазы флогопита в отсутствие свободной газовой фазы [497].

Ph – флогопит; Fo – форстерит; Lc – лейцит; Ks – кальсилит; L – жидкость; G – газ. Температура *a* соответствует началу плавления в присутствии избытка  $H_2O$ , *b* – началу плавления в отсутствие газовой фазы; *c* – максимальная температура стабильности флогопита; *d* – минимальная температура ликвидуса в отсутствие газовой фазы. Фазовые отношения при плавлении, наблюдаемые для ассоциации Ph + Fo + Lc + Ks, близки к предполагаемым соотношениям в мантии. (С разрешения «American Journal of Science».)

всегда присутствует свободная газовая фаза. Например, для насыщения расплава диопсида при 30 кбар и  $1625^\circ C$  требуется всего  $4,8 \pm 1\%$   $CO_2$  [115, 227], в то время как воды при том же давлении и  $1265^\circ C$  требуется  $21,5 \pm 1,0\%$  [179]. Однако большинство авторов полагают, что свободная газовая фаза отсутствует и летучие находятся в связанном

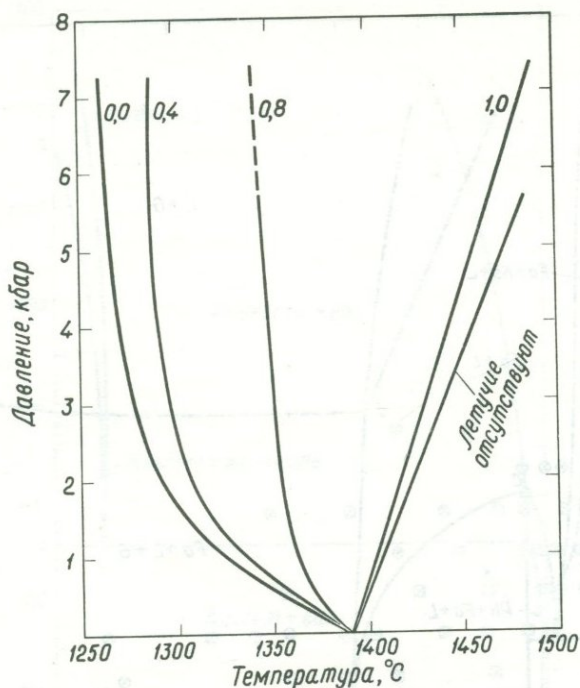
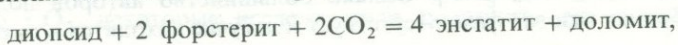


Рис. 4-19. Плавление диопсида в присутствии  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  и при отсутствии летучих компонентов [367].

Температура солидуса повышается с увеличением отношения  $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$  в паре. Отношения  $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$  показаны для каждой кривой. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

состоянии в различных водосодержащих и карбонатных минералах. Большая часть водосодержащих минералов разлагается при температуре ниже точки плавления, а летучие, если они сохраняются в конечном счете поглощаются расплавом. Только немногие водосодержащие минералы остаются стабильными в области плавления, например флогопит, который нередко встречается в ультраосновных породах. Кроме того, вода может входить в состав гранатов и пироксенов вследствие замещения  $4\text{H}^+ \rightarrow \text{Si}^{4+}$  (гидрогранат и гидропироксен). При давлениях меньше приблизительно 30 кбар устойчивы различные амфиболы. Полиморфные модификации кальцита и доломита устойчивы до очень высоких давлений. Кривая плавления кальцита [496, 199] примерно на  $100^\circ\text{C}$  ниже кривой плавления диопсида. Подчиненное количество диопсида в мантии по отношению к энстатиту в некоторой степени можно объяснить реакцией



экспериментально установленной Эгглером [116]. Концепция о непрерывной дегазации Земли нашла подтверждение в детальной работе Руби [368]. Если основные океанические бассейны сформировались при дегазации Земли главным образом в течение докембрия, то следует ожидать, что в мантии существуют обширные области, обедненные летучими компонентами. Наличие огромных объемов относительно безводных базальтов на современном океаническом дне подтверждает эту точку зрения.

На протяжении многих лет оценки содержания воды в мантии варьировали от 0 до 13 вес.% (содержание  $H_2O$  в серпентине). В общем мнение о содержании воды в мантии менялось от признания наличия избыточных количеств  $H_2O$  до представления о том, что  $H_2O$  находится в недостатке (свободная паровая фаза отсутствует, а имеющегося количества воды недостаточно для насыщения магмы). Однако, в связи с тем что в настоящее время все большая роль отводится  $CO_2$ , идея о присутствии свободной паровой фазы вновь привлекла к себе внимание. Другие исследователи придерживаются концепции об относительно безводной мантии. По их представлениям, летучие компоненты, в особенности  $H_2O$ , попадают в магму уже в коре, во время ее нахождения в промежуточной магматической камере. Однако гидратация магмы диффузионным путем, по-видимому, может происходить за счет зоны в несколько десятков метров от границы магматической камеры [407]. Данные по изотопии кислорода и водорода убедительно доказывают, что  $H_2O$ , циркулирующая по периферии неглубоких камер, большей частью абсорбируется *после* кристаллизации магмы [436]. Хотя критерии для идентификации ювенильной  $H_2O$  разработаны недостаточно, аномально высокие отношения  $^3He/^4He$  в морской воде [81], а также в стекловатых каемках базальтовых пиллоу-лав [254] и в вулканических газах [446] приводят к заключению, что ювенильный  $^3He$  выделяется из мантии. Это означает что, вероятно, существует постоянный приток ювенильной  $H_2O$  из мантии, не истощенной летучими компонентами. Хотя считается, что большая часть летучих, ассоциирующихся с базальтами и андезитами, имеет коровое происхождение, летучие в кимберлитах, по-видимому, произошли из мантии.

Дегазация Земли, если она действительно является источником океанической воды, должна привести к интенсивному метасоматическому преобразованию верхней мантии. Поразительны данные Накамуры и Кусиро [303] о составе газа, находящегося в равновесии с форстеритом и энстатитом. Содержание  $SiO_2$  в газе при 15 кбар и 1150–1350°C составляет около 20 вес.%! Хотя присутствие  $CO_2$  может уменьшить растворимость  $SiO_2$ , поднимающийся газ такого состава должен приводить к значительному обогащению вышележащих горизонтов энстатитом относительно оливина. Другие растворенные в газе компоненты должны вызывать множество других изменений, в том числе, вероятно, и отложение вторичного флогопита. Не удиви-

тельно, что большая часть нодулей, извлеченных из базальтов и особенно из кимберлитов, выглядят так, будто они были погружены в разъедающий раствор и метасоматизированы. Ниже будет показано, что летучие могут играть главную роль в определении характера магматического расплава, достигающего поверхности Земли.

Основные закономерности влияния летучих, отмеченные выше, могут быть приложены и к плавлению перидотита. Кусиро и др. [241], а также Майсен и Бёттчер [302] изучили плавление природного шпинелевого лерцолита в присутствии  $H_2O$  и  $H_2O + CO_2$  (рис. 4-20). Солидус в присутствии избытка  $H_2O$  представлен кривой *F*. Таким образом, если считать, что геотермы по Кларку и Рингвуду [79] соответствуют действительности, то на глубинах ниже 50 км под океаном и ниже 80 км под докембрийскими щитами должна существовать обширная область частичного плавления. С увеличением количества  $CO_2$  (кривые *E*, *D* и *C*) температура солидуса повышается и глубина, на которой начинается плавление, соответственно возрастает как под океанами, так и под щитами. Результаты экспериментов с  $H_2O$  подтверждаются данными Кусиро [229], Грина [149] и Миллхоллена и др. [283].

Чрезмерно большой масштаб плавления в присутствии избытка воды приводил в смущение первых экспериментаторов, пытавшихся на основании своих результатов по плавлению минералов объяснить

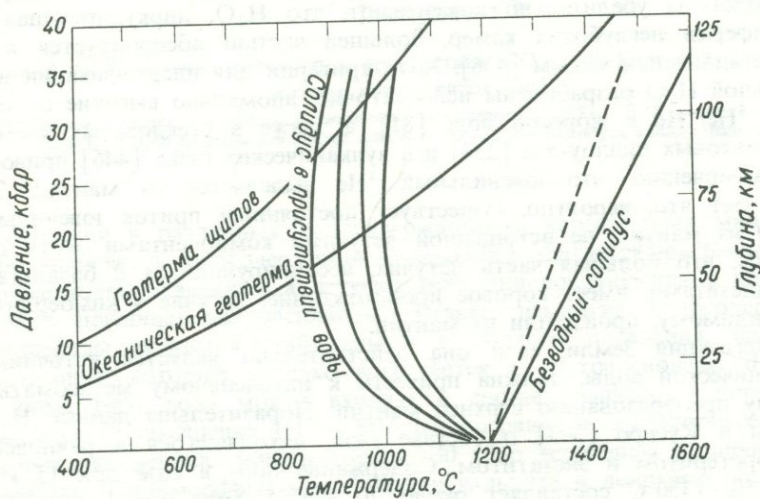


Рис. 4-20. Фазовые отношения при плавлении природного шпинелевого лерцолита. Кривая *A* — солидус в безводных условиях [235]; кривая *B* — вычисленное положение солидуса в присутствии  $CO_2$ ; кривые *C*, *D*, *E* — положение солидуса при отношении  $H_2O/(CO_2 + H_2O)$  в паре соответственно 0,25, 0,50 и 0,75; кривая *F* — солидус, когда в избытке присутствует только  $H_2O$  [302]. Положение геотерм заимствовано из работы Кларка и Рингвуда [79]. (Авторское право Американского геофизического союза и издательства Оксфордского университета.)

образование магм в мантии. В связи с этим приходили к выводу о том, что а) в мантии нет избытка воды, т. е. вода не присутствует в виде свободной фазы; б) принятый геотермический градиент, по-видимому, дает слишком высокие температуры для верхней мантии; в) мантия была истощена летучими при образовании океанов в раннем докембрии и г) влияние воды может ослаблять присутствие других летучих. В настоящее время более предпочтительна точка зрения, согласно которой (во-первых) мантия не является однородной или полностью потерявшей летучие и (во-вторых), хотя вода является основным летучим компонентом, присутствие других летучих, таких, как  $\text{CO}_2$ , снижает активность воды. Ни одна из вычисленных к настоящему времени геотерм не пересекается с безводным солидусом перидотита. Отсюда, по-видимому, следует, что если наблюдаемая сейчас зона пониженных скоростей обусловлена частичным плавлением, то некоторое небольшое количество летучих должно присутствовать в мантии. Количество и соотношение летучих компонентов будет определять количество расплава, существующего в настоящий момент.

### Другие механизмы

Один из наиболее важных механизмов образования расплава — радиоактивный разогрев — будет рассмотрен в следующей главе. Дейли [93], Дэй и Шеферд [102], а также Джеггер [205] считали, что важную роль могут играть экзотермические химические реакции. Автор, однако, придерживается точки зрения Холмса [184], что такие реакции, по-видимому, не имеют фундаментального значения до тех пор, пока не произойдет аккумуляция магматического расплава и он не поднимется к поверхности.

### Феноменологическая теория плавления

Прежде чем закончить обсуждение различных механизмов образования расплава, целесообразно напомнить о имеющихся возможностях для исследования физики плавления кристаллов, составляющих горную породу. Переход из кристаллического состояния в жидкое некоторыми исследователями рассматривается как результат разрушения наиболее слабых связей в кристалле. С приближением к точке плавления кристалл поглощает возрастающее количество энергии (фиг. 5-1) из-за удлинения связей при увеличении амплитуды колебаний атомов [247]. Когда удлинение превысит критическую величину, связь разрушается и происходит плавление. Образующиеся субструктурные элементы, рассеянные в среде, обладающей низким сопротивлением, по-видимому, имеют экзотические составы.

Некоторые исследователи считают, что возрастание энтропии при переходе из кристаллического состояния в жидкое связано с позиционным разупорядочением и другими механизмами. Предполагается,

что жидкое состояние является квазикристаллическим и характеризуется потерей дальнего порядка. Такие модели поддаются статистическому анализу; однако, по мнению Уббелоде [449], они в лучшем случае являются до некоторой степени искусственными. На основании модели Толланда и Стренса [445] для электропроводности Стренс [личное сообщение, 1975] описал плавление как критическую стадию, когда происходит образование трехмерной сетки дислокаций и множество элементарных ячеек не в состоянии сохранить прочность.

Структура диопсида была определена с большой точностью для ряда температур до  $1000^{\circ}\text{C}$  [68, 133]. Значительных искажений в структуре с повышением температуры не наблюдалось. Экстраполяция колебательных эллипсоидов до температуры «точки» плавления не дает их пересечения и не имеется явных признаков того, что структура готова разрушиться из-за механической неустойчивости. Хейзен [171] пришел к выводу, что точки плавления оливинов могут быть определены на основании структурных ограничений. Он заметил, что все оливины: форстерит, гортонолит и фаялит — в точках плавления имеют сходные параметры элементарной ячейки и, следовательно, максимально возможный объем ячейки. Определение структуры кристалла в области аномального увеличения энтальпии перед началом плавления и структуры жидкости чуть выше точки плавления — цель вполне достижимая при современном уровне развития техники экспериментов. Для описания явления плавления и объяснения энтальпии плавления необходима удовлетворительная теория.

## 5. Теплоэнергетические условия плавления

Вулканическое тепло представляет собой только малую часть тепла, излучаемого Землей. ... настоящая проблема вулканизма заключается не столько в том, чтобы найти подходящий источник энергии, сколько в том, чтобы определить те пути и способы, посредством которых довольно незначительные количества тепла могут быть сфокусированы в относительно небольших объемах земной коры.

Ферхуген [453]

### Энтальпия плавления

Тепловая энергия, необходимая для превращения кристаллической породы в магму, или энтальпия плавления, часто обозначается как «теплота плавления» («heat of melting», «heat of fusion») или как «скрытая теплота плавления» («latent heat of fusion»), несмотря на то что теплота определяется как энергия, передаваемая в результате разности температур [505]<sup>1</sup>.

Почему так важно знать количество энергии, необходимой для того, чтобы вызвать плавление? Во-первых, энтальпия может служить ориентиром для определения местоположения источников тепла. Во-вторых, энтальпия плавления накладывает определенные требования к механизмам образования магмы. В-третьих, энтальпия является важным фактором, определяющим время, необходимое для образования расплава, а скорость генерации магмы может быть связана с периодичностью извержений (см. гл. 10). Количество энергии, необходимой для того, чтобы разогреть породу до температуры плавления зависит от начальной температуры и может быть значительным. Ниже даны некоторые оценки этой величины для простых систем. Породы в процессе разогревания до температуры плавления могут претерпевать ряд метаморфических превращений с поглощением тепла. Суммарная энергия, поглощаемая при таких реакциях, может намного превышать количество энергии, необходимой для плавления. При ре-

<sup>1</sup> Теплота не является величиной, описывающей состояние системы и не равна количеству энергии, имеющейся внутри системы. По мнению профессора Дж. Танелла [личное сообщение, 1975], «количество тепла, которое должно передаваться при строго изотермическом расширении или сжатии», может быть рассчитано, даже если теплота не переходит от одного тела к другому из-за отсутствия разницы температур. Он рассматривал энтальпию плавления как предельную величину, приближение к которой достигается только тогда, когда разница температур между окружающей средой и простым чистым соединением, находящимся в равновесии со своей жидкостью, очень мала. Поэтому при описании тепловой энергии, необходимой для плавления породы, есть основания использовать обычные выражения «теплота плавления» или «скрытая теплота плавления».

шении большинства задач петрологами принимается, что температура окружающих пород уже приближается к точке плавления; таким образом, основной вопрос заключается в источнике энергии для самого процесса плавления.

### Измерение энтальпии

Определение энтальпии плавления проводится на установках дифференциально-термического анализа в некотором интервале температур. Поглощаемая при плавлении энергия проявляется в виде аномальной теплоемкости (рис. 5-1). Если проведена соответствующая калибровка, то энтальпия плавления может быть определена по площади пика.

Более точное определение энтальпии плавления обычно проводится в калориметрах путем измерения разности в энергии, которая выделяется при последовательном погружении в относительно холодную, термически изолированную камеру некоторого количества кристаллов и стекла того же состава, имеющих температуры соответственно несколько ниже и выше точки плавления. Энергия, выделяющаяся в каждом из этих случаев, оценивается по повышению температуры камеры или по изменению соотношения кристаллы — жидкость в соответствующей смеси, находящейся в камере.

### Предыдущие определения энтальпии плавления

Первые измерения энтальпии плавления,  $\Delta H_m$ , были сделаны Барусом [26], который, используя метод кривых охлаждения, получил для диабазы величину 24 кал/г (1200°C). Фогт [462] полагал, что это значение слишком занижено, так как диабаз при охлаждении кристаллизуется не полностью. Исходя из энтальпии плавления таких минералов, как диопсид, анортит и фаялит, он считал более реальной величину 90—100 кал/г. Боуэн [47] предполагал, что энтальпия плавления базальта приблизительно соответствует 100 кал/г. Вероятно, он исходил из величин энтальпии диопсида и анортита, полученных рас-

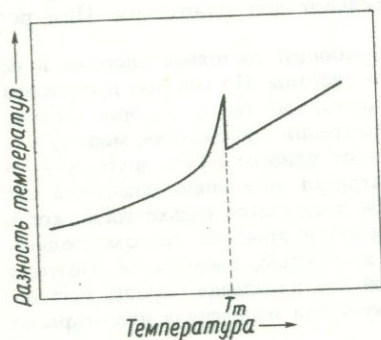


Рис. 5-1. Схематическое изображение кривой дифференциально-термического анализа для силиката, плавящегося конгруэнтно.

Площадь пика, ограниченная снизу базовой линией, построенной путем экстраполяции, пропорциональна энтальпии плавления.  $T_m$  — температура плавления.

четным путем по понижению точки замерзания, а также из величин, измеренных для отдельных минералов, слагающих базальт [476]. Позднее он использовал эту величину и для перидотитов, когда на основании расчетов по понижению точки замерзания в системе форстерит – фаялит было установлено [48], что  $\Delta H_m$  чистого форстерита составляет 100 кал/г. Величина 100 кал/г использовалась до последнего времени в большинстве расчетов термических факторов, влияющих на образование базальтовой магмы.

## Энтальпия плавления минералов и горных пород

### Данные для минералов конечных членов серий твердых растворов

Пока еще нет возможности эффективно исследовать в высокотемпературных калориметрах природные образцы железосодержащих пород в связи с трудностями, связанными с их окислением и кристаллизацией. Однако оценки энтальпии плавления пород могут быть сделаны на основании данных по минералам – конечным членам природных твердых растворов. Имеющиеся в настоящее время данные приведены в табл. 5-1 [495].

### Модельная система для базальта

Энтальпия плавления для «эвтектического» состава,  $Di_{58}An_{42}$  (вес %), системы диопсид – анортит (рис. 5-2), рассчитанная без учета влияния

Таблица 5-1

Энтальпия плавления<sup>1</sup>

Минералы – конечные члены твердых растворов	$\Delta H_m$ , ккал/моль	Формульный вес	$\Delta H_m$ , кал/г
Форстерит	29,3 (вычислено) <sup>2</sup>	140,70	208,2
Фаялит	22,03	203,78	108,1
Клиноэнстатит	14,7	100,38	146,4
Диопсид	18,5	216,52	85,4
Пироп <sup>3</sup>	33,2 <sup>4</sup>	403,08	82,4
Анортит <sup>3</sup>	18,7 <sup>4</sup>	278,14	67,2
Высокий альбит	13,56	262,15	51,7
Высокий санидин	14,7	278,24	52,8

<sup>1</sup> [361], если не указано особо.<sup>2</sup> [58].<sup>3</sup> Клеппа и Чарлю [неопубликованные данные, 1975].<sup>4</sup>  $\Delta H_m$  при 700°С.

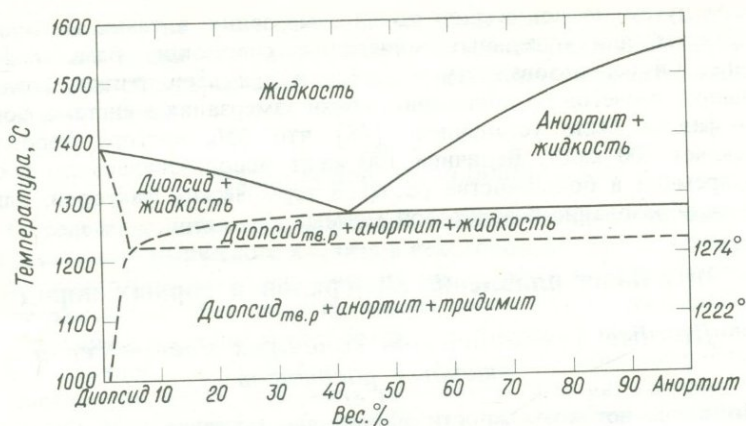


Рис. 5-2. Система диопсид – анортит при 1 атм (по данным Осборна [325], Кларка и др. [80], Йодера [490]).

Понижение солидуса для составов, обогащенных диопсидом, происходит главным образом из-за наличия в диопсиде твердого раствора кальциевой молекулы Чермака  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ , в результате чего жидкость обогащается кремнеземом. Существование широкой области твердых растворов (25 вес. %), обнаруженной Хитоненом и Шерером [196] на основе измерений параметров решетки и оптических наблюдений, вызывает сомнение ввиду метастабильного состояния твердых растворов такого состава. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

твердых растворов, фазовых превращений и теплоты смешения, составляет 77,8 кал/г. Используя данные по теплосодержанию фаз – конечных членов [362], потребности в тепловой энергии для плавления различных составов в системе диопсид – анортит можно представить в виде графика изменения энтальпии ( $H_T - H_{298}$ ) в зависимости от состава (рис. 5-3). Эта диаграмма может быть использована в качестве модели при рассмотрении некоторых вопросов, связанных с плавлением базальта.

Данные, представленные на рис. 5-3, показывают, насколько мало  $\Delta H_m$  по сравнению с общим количеством тепла, которое необходимо, чтобы довести температуру минеральной ассоциации до точки плавления. Если в качестве отправной точки взять температуры, которые предполагаются для верхней мантии, то и в этом случае количество тепла, необходимое для частичного плавления, относительно мало по сравнению с количеством тепла, необходимым для повышения температуры породы до точки плавления. График показывает также изменение величины  $H_T - H_{298}$  в зависимости от состава в изотермической области и в двухфазовых областях кристалл + жидкость. Хотя кристаллизация базальтов приближается к эвтектической, так как все главные минеральные фазы появляются в пределах небольшого температурного интервала [501], однако в дальнейшем вследствие существования твердых растворов совместная кристаллизация из жидкости этих фаз продолжается в значительном интервале температур. Температурный интервал



Рис. 5-3. Зависимость величины  $H_T - H_{298}$  от состава в системе диопсид — анортит, если пренебречь твердыми растворами, фазовыми превращениями, теплотой смешения и влиянием давления [495, с изменениями].

Температура в градусах Кельвина. Для диопсида использована величина  $\Delta H_m$ , измеренная при 973 К без введения поправки на температуру. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

кристаллизации зависит также от степени фракционирования кристаллов и жидкости. В связи с этим полезно рассмотреть плавление в системе, содержащей непрерывный ряд твердых растворов, например форстерит — фаялит. Рис. 5-4 главным образом основан на термодинамических данных [362] и данных по фазовым равновесиям [48]. Можно видеть, что в этой системе количество поглощаемого тепла значительно увеличивается в процессе плавления; при этом повышение температуры происходит постепенно, без задержки, как это имеет место в эвтектической системе.

### Улучшенная модельная система для базальта

Модельная система для базальта может быть улучшена, если взять за основу состав, соответствующий точке протыкания при 1 атм  $Di_{49,0} An_{43,5} Fo_{7,5}$  (вес. %) в системе диопсид — анортит — форстерит, изученный Осборном и Тейтом [326]. Энтальпия плавления может быть рассчитана по данным для минералов — конечных членов — без учета существования твердых растворов и теплоты смешения. Вклад в энтальпию плавления доли форстерита можно рассчитать, исходя из

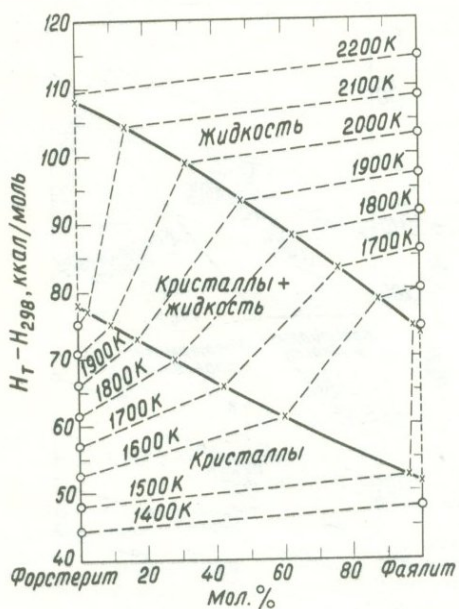


Рис. 5-4. Зависимость величины  $H_T - H_{298}$  от состава в системе форстерит – фаялит, если пренебречь теплотой смешения, инконгруэнтным плавлением и влиянием давления [495].

Температура в градусах Кельвина.

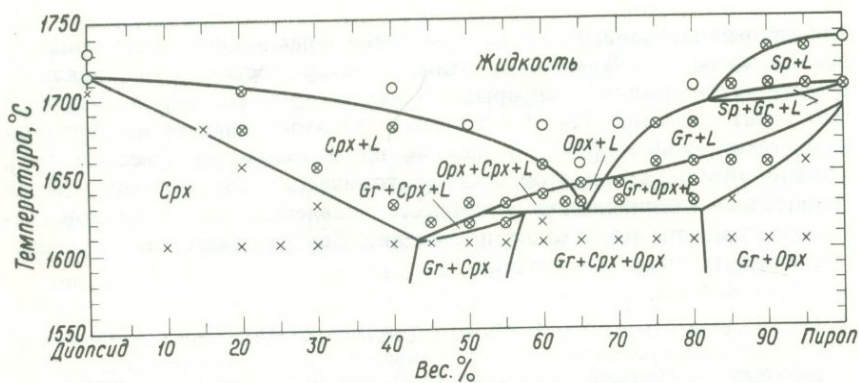


Рис. 5-5. Система диопсид – пирокс при 30 кбар по данным О'Хары и Йодера [321].

Крестики – кристаллическая фаза; крестики в кружочках – кристаллы + жидкость; кружочки – жидкость; Sp – шпинель.

вычисленного значения  $\Delta H_m$  для этого минерала [58], поскольку все попытки получить стекло форстеритового состава, которое необходимо для калориметрического определения, кончились неудачно. Расчет для состава, соответствующего точке протыкания, дает результат 85,6 кал/г. Чтобы оценить величину теплоты смешения, Клеппа и Чарлю (см. в [495]) измерили энтальпию плавления состава точки протыкания в высокотемпературном калориметре при 700°C. Они получили для энтальпии плавления величину  $18,25 \pm 0,14$  ккал/моль (исходя из среднего молекулярного веса 229,38), или 79,6 кал/г. Если принять, что оценка энтальпии плавления форстерита правильна, а влиянием твердых растворов можно пренебречь, то теплота смешения, соответствующая разности, составляет около -6,0 кал/г; величина небольшая, но пренебречь ею нельзя.

Для модельного базальта с более подходящим составом полевого шпата можно взять точку протыкания системы  $Di - Fo - An_{50} - Ab_{50}$  [501]. Состав в этой точке:  $Di_{28,5} - Fo_{4,5} - An_{33,5} - Ab_{33,5}$  (вес. %), а вычисленная величина  $\Delta H_m$  при 1 атм составляет 73,5 кал/г. Добавление к системе железа должно уменьшать энтальпию плавления на некоторую неизвестную величину.

### Модельная система для эколгита

Аналогичным образом, пренебрегая влиянием твердых растворов, теплотой смешения и наличием ортопироксена, можно рассчитать энтальпию плавления для «эвтектического» состава системы диопсид - пироп при 30 кбар (рис. 5-5). Энтальпия плавления этого состава ( $Di_{34} - Py_{66}$ , вес. %) для 1 атм, равна 83,4 кал/г. Чтобы получить энтальпию плавления при 30 кбар, необходимо воспользоваться соотношением

$$\left. \frac{\partial \Delta H}{\partial P} \right|_T = \Delta V_m (1 - \Delta \alpha T),$$

где  $\Delta V_m$  — изменение объема при плавлении, а  $\Delta \alpha$  — разность коэффициентов термического расширения твердой и жидкой фаз [257]. Так как величины коэффициентов термического расширения малы ( $\sim 10^{-4}$ /град), то последним членом можно пренебречь. Для  $\Delta V_m$  равной примерно  $0,049 \text{ см}^3$ , изменение энтальпии плавления в результате увеличения давления до 30 кбар составляет около 35,1 кал/г<sup>1</sup>. Существенное увеличение! Таким образом, величина энтальпии плавления

<sup>1</sup> Величина  $0,049 \text{ см}^3$  вытекает из следующих значений плотностей, измеренных при 1 атм без внесения поправок на давление и температуру:

Пироп:  $\rho_{\text{стекло}} = 3,031 \text{ г/см}^3$  [Майсен, неопубликованные данные, 1975],

$\rho_{\text{крист.}} = 3,582 \text{ г/см}^3$  [418].

Диопсид:  $\rho_{\text{стекло}} = 2,846 \text{ г/см}^3$  [244],  $\rho_{\text{крист.}} = 3,275 \text{ г/см}^3$  [9].

ния  $Di_{34} Py_{66}$  при 30 кбар составляет примерно 118,5 кал/г. Плавление системы диопсид — пироп может быть использовано в качестве модели для решения ряда вопросов, связанных с плавлением эклогита.

### Модельная система для гранатового перидотита

Гранатовый перидотит рассматривается здесь как наиболее вероятный источник базальтовой магмы, поэтому полезно оценить энтальпию его плавления. Точка протыкания или «эвтектика»<sup>1</sup> системы диопсид — форстерит — пироп при 40 кбар (рис. 5-6) имеет состав

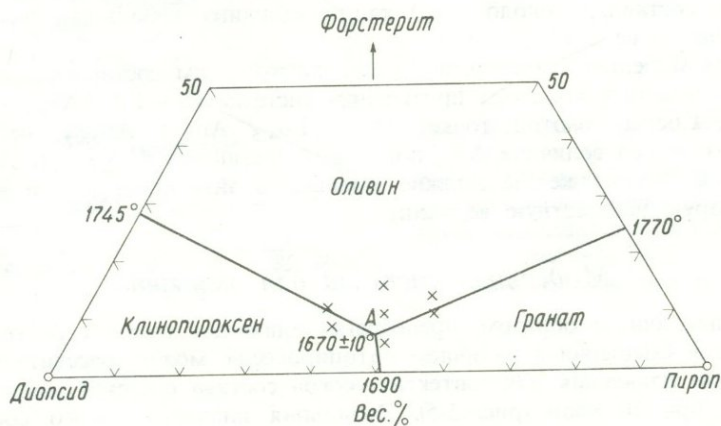


Рис. 5-6. Поверхность ликвидуса части системы форстерит — диопсид — пироп при 40 кбар [100].

Точка *A* является точкой протыкания данного разреза моновариантной кривой  $Di + Py + Fo + L$ , идущей от невариантной реакционной точки  $Di + Py + Fo + En + L$ , которая имеет температуру  $1680 \pm 10^\circ C$ . Температуры  $1670 \pm 10^\circ C$  и  $1680 \pm 10^\circ C$  находятся в пределах ошибки измерения, и поэтому температурный градиент вдоль моновариантной кривой между точкой *A* и невариантной точкой может быть обратным. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

<sup>1</sup> Точка протыкания (piercing point) является точкой пересечения, например, тройного разреза четырехкомпонентной системы с моновариантной кривой, которая показывает составы жидкой фазы, находящейся в равновесии с тремя кристаллическими фазами, выделяющимися в некотором интервале температур. Если температурный интервал незначителен, то эта точка обычно условно обозначается термином «эвтектика». Моновариантная кривая соединяет эвтектические точки многокомпонентной системы. Экспериментальное определение точки протыкания вызывает затруднения, так как при температурах, близких к началу плавления, равновесие в системе не всегда легко достигается. Обнаружение в системе точки протыкания служит указанием на то, что состав одной или нескольких фаз не может быть полностью представлен смесью выбранных компонентов.

$Di_{47} Fo_6 Py_{47}$  (вес. %), а вычисленная величина  $\Delta H_m$  для этого состава равна 91,4 кал/г.

Дэвис и Шерер [100] определили, что состав невариантной точки в системе диопсид — энстатит — форстерит — пироп при 40 кбар соответствует  $Di_{47} - En_3 - Fo_3 - Py_{47}$  (вес. %). Величина  $\Delta H_m$  при 1 атм для этой *реакционной* точки, вычисленная по данным для конечных фаз, составляет 89,5 кал/г. Рассчитать точно влияние давления невозможно, поскольку нет данных по изменению объема форстерита при плавлении<sup>1</sup>. По предварительной оценке величина энтальпии плавления при 40 кбар составляет примерно 135,4 кал/г. Невариантная точка достаточно хорошо отражает состав образующейся базальтовой жидкости. Нормативный состав этой точки  $Di_{22} Fo_{20} An_{32} En_{26}$  (вес. %). Если учесть поправки на давление, соответствующее глубинам генерации расплава, то величина  $\Delta H_m$  может быть на 25% больше величины 100 кал/г, которой пользовался применительно к базальтам Боуэн [47]. Однако эффект давления в некоторой степени может быть ослаблен вследствие присутствия воды, которая, как следует ожидать, должна значительно уменьшать  $\Delta H_m$ .

### Приложение энтальпии плавления

Для того чтобы можно было правильно оценить значение энтальпии плавления, необходимо подробно рассмотреть два механизма: а) поглощение тепла, выделяющегося на месте и б) адиабатический подъем.

#### Выделение тепла на месте

Рассмотрим слой, расположенный под континентом на глубине 200 км, в котором выделяется определенное количество радиоактивного тепла (рис. 5-7). Предполагается, что тепловой поток на глубине 200 км должен составлять  $0,60 \cdot 10^{-6}$  кал/(см<sup>2</sup>·с)[401]. (Джордан [209] для глубины 200 км предполагал значительно меньший тепловой поток,

<sup>1</sup> Величина  $\Delta V_m$  для форстерита может быть рассчитана из наклона кривой плавления по уравнению Клаузиуса — Клапейрона. Если  $dT/dP = 4,77^\circ\text{C/кбар}$ ,  $T_m = 2163$  К и  $\Delta H_m = 208,2$  кал/г, тогда  $\Delta V_m = 0,019$  см<sup>3</sup>/г. Как правило, величина  $\Delta V_m$ , вычисленная по наклону кривой плавления, значительно меньше величины, полученной на основе измерения плотностей стекла (или жидкости) и кристаллов [488]. Плотность форстеритового стекла составляет 3,123 г/см<sup>3</sup>, она была определена на основе показателя преломления форстеритового стекла ( $n = 1,634$ ), полученного Боуэном и Шерером [48] путем экстраполяции показателей преломления, обогащенных железом синтетических оливинов, и данных по удельным энергиям преломления для MgO и SiO<sub>2</sub> Ларсена и Бермана [245]. Измеренная плотность форстерита составляет 3,223 г/см<sup>3</sup>; поэтому величина  $\Delta V_m$ , полученная этим методом, приблизительно составляет 0,010 см<sup>3</sup>/г. Отмечающееся несоответствие значений, видимо, исчезнет, когда будет получено стекло форстеритового состава или выполнено прямое измерение  $\Delta V_m$ .

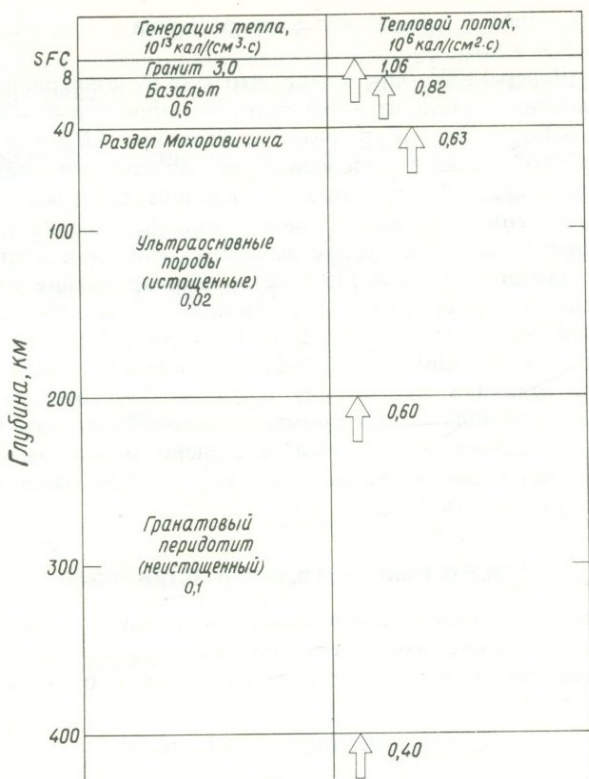


Рис. 5-7. Образование тепла и тепловой поток, рассчитанные для модели строения Земли под континентальным щитом [401, 185].

Принято, что на глубине 400 км имеет место постоянный тепловой поток. SFC — поверхность. (Авторское право «Roland Press Company».)

$0,21 \cdot 10^{-6}$  кал/(см<sup>2</sup>·с), на том основании, что температура на этой глубине должна быть ниже  $1200^{\circ}\text{C}$ ; последняя, по его мнению, соответствует частичному плавлению перидотита, содержащего 0,1 вес. %  $\text{H}_2\text{O}$ .) Выделение радиоактивного тепла изменяется со временем. Поэтому при рассмотрении генерации магмы в различные геологические периоды необходимо учитывать изменение теплового потока во времени. Ли [246] проиллюстрировал (рис. 5-8) зависимость выделения тепла важнейшими радиоактивными изотопами от времени<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Диаграмма Ли [246], которая была воспроизведена Любимовой [253], содержит ряд ошибок, вкравшихся при ее вычерчивании. Доктор Ли [личное сообщение, 1976] проверил свои расчеты; исправленный вариант диаграммы с его любезного разрешения воспроизведен на фиг. 5-8.

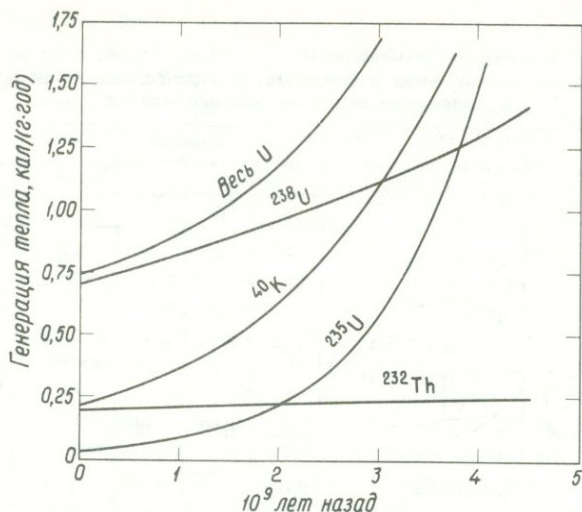


Рис. 5-8. Генерация тепла важнейшими радиоактивными изотопами за геологическое время по Ли [246 и личное сообщение, 1976].

Основной вклад вносят изотопы урана, калия и тория. Их средние содержания в основных и ультраосновных породах приведены в табл. 5-2.

Прямой связи между генерацией магм и относительным количеством радиоактивных элементов не наблюдается. Магмы не обладают аномальной радиоактивностью, а области, характеризующиеся высокой радиоактивностью, не являются областями более активного вулканизма. Как показано в табл. 5-2, образцы, которые потенциально могут являться веществом мантии, имеют очень низкие содержания радиоактивных элементов. Конечно, нам не известно, в какой степени данные образцы уже потеряли эти элементы.

Кубический сантиметр неистощенного гранатового перидотита, располагающийся непосредственно под истощенной зоной, которая отчасти уже потеряла способность служить источником жидкостей базальтового состава, выделяет примерно  $10^{-14}$  ккал/(см<sup>3</sup>·с). Если выделяющееся радиоактивное тепло полностью сохраняется, то при условии, что порода уже находится при температуре начала плавления, энтальпия плавления составляет 164 ккал/г, а плотность равна 3,2 г/см<sup>3</sup>, требуется 82 млн. лет, чтобы накопилось достаточно энергии для плавления всего лишь 5% породы на глубине 200 км ( $P = 64$  кбар). Если бы происходили ощутимые тепловые потери или степень плавления была бы больше, то, очевидно, потребовалось бы еще больше времени. Время, необходимое для плавления, в истощенной зоне должно быть

Таблица 5-2

Средние содержания элементов, генерирующих тепло, и количество радиоактивного тепла в основных, ультраосновных породах и модельном веществе верхней мантии<sup>1</sup>

Группы пород	Источник	Средние содержания радиоактивных элементов, млн <sup>-1</sup>			Плотность	Общее количество радиоактивного тепла, кал/(см <sup>3</sup> ·с) <sup>3</sup>
		U	Th	<sup>40</sup> K <sup>2</sup>		
Базальтовые породы	Холмс [185]	0,7	3,0	1,1	2,91	$1,20 \cdot 10^{-13}$
Океанические толеиты	Энгел, Энгел [121]; Тацумото и др. [433]	0,16	0,15	0,14	3,00	$0,17 \cdot 10^{-13}$
Ультраосновные породы	Холмс [185]	0,013	0,05	0,001	3,33	$0,02 \cdot 10^{-13}$
Лерцолиты	Уакита и др. [467]	0,019	0,05	0,007	3,15	$0,03 \cdot 10^{-13}$
Пиролит II	Рингвуд [354]	0,059	0,25	0,09	2,82	$0,10 \cdot 10^{-13}$

<sup>1</sup> Частично по данным Склетера и Франшето [401].

<sup>2</sup> <sup>40</sup>K составляет 0,0119% общего количества K [306].

<sup>3</sup> Количество тепла, образующегося в настоящее время (кал/г·с): U —  $2,25 \cdot 10^{-8}$ ; <sup>232</sup>Th —  $0,63 \cdot 10^{-8}$ ; <sup>40</sup>K —  $0,70 \cdot 10^{-8}$  [258].

более длительным, а в нижней части коры — менее длительным, при условии что температура до этого уже достигла точки плавления.

Сохранение выделяющегося радиоактивного тепла на месте должно оказывать влияние на тепловой поток. Для того чтобы поддерживать постоянный тепловой поток у поверхности, породы в области генерации магмы должны а) иметь более высокие, чем обычно, содержания радиоактивных элементов или б) испытывать влияние теплового потока из нижележащих или соседних пород. Более высокое содержание радиоактивных элементов в базальте по сравнению с породами, которые, как предполагается, являются их источником, по-видимому, объясняется преимущественным распределением этих элементов при плавлении в базальтовый расплав (в отношении 12:1, как следует из табл. 5-2).

Экспериментальные данные Симидзу и Кусиро [414] по частичному плавлению гранатового лерцолита (~ 20% жидкости, имеющей толеитовый состав) при 1450° и 15 кбар дают возможность предположить, что обогащение жидкости некоторыми элементами, включая калий, относительно исходного материала составляет 5:1. Из этого следует, что базальт образуется при небольшой степени частичного плавления.

Мак-Бирни [270] показал, как должна увеличиваться мощность первоначально тонкого слоя расплава при поглощении дополнитель-

ного количества тепла. Поскольку предполагается, что в начальный момент кривая термического градиента касается кривой плавления (рис. 5-9), а тепловой поток поступает снизу, то разрастание зоны плавления вниз будет происходить с большей скоростью, чем вверх. Так как энтальпия плавления во много раз больше, чем удельная теплоемкость, температура пород, находящихся ниже точки плавления, будет повышаться быстрее, чем температура пород, уже достигших точки плавления [178]. В результате этого термический градиент в нижележащем слое уменьшается, а в вышележащем слое увеличивается, как это показано на рис. 5-9. Если порода гомогенна по латерали, то зона плавления будет иметь тенденцию развиваться в виде горизонтального пласта. При увеличении доли расплава возникающие конвективные процессы могут уменьшать разницу в скоростях продвижения границ зоны. Пока доля расплава остается близкой к солидусу, миграция зоны плавления вниз будет продолжаться. Эти факторы оказывают существенное влияние на тип базальта, отделяющегося от исходного материала. Диффузия в жидкой фазе, развивающаяся под действием градиентов давления и температуры, будет также оказывать влияние на состав базальтовой жидкости.

Развитие магмы в условиях градиента температуры и давления приводит к одной из форм «зонного плавления» [331]. После того как достигается более высокая стадия частичного плавления и устанавливается конвекция, развитие процесса в конечном счете должно привести к тому, что при наличии градиента температуры и давления более тугоплавкие фазы, содержащие такие элементы, как Mg и Ca, сконцентрируются в области с более высокой температурой и давле-

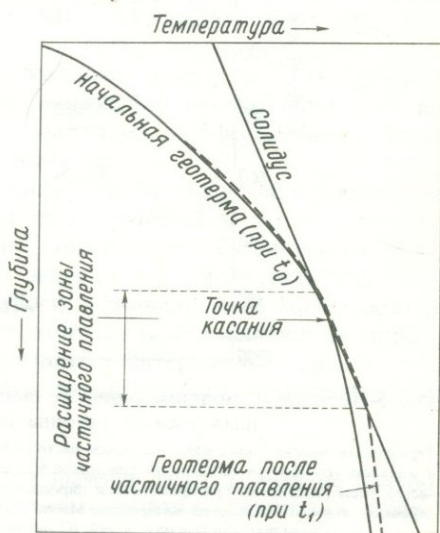


Рис. 5-9. Преимущественное расширение зоны частичного плавления по направлению вниз со временем ( $t_0 \rightarrow t_1$ ) главным образом из-за влияния энтальпии плавления [270].

Геотермический градиент (в град/км) возрастает выше зоны частичного плавления, приближается к кривой плавления в пределах зоны частичного плавления и уменьшается ниже зоны частичного плавления. (С разрешения «Ferdinand Enke Verlag».)

нием, а более легкоплавкие фазы, содержащие такие элементы, как Fe и Na, окажутся в области с более низкой температурой и давлением (см. гл. 6). Харрис [167] полагал, что калиевые базальты, в частности, являются результатом концентрации калия в процессе зонного плавления. Он отмечал, однако, что вопреки ожиданиям другие элементы, такие, как Sr, концентрируются в значительно меньшей степени. Виноградов и др. [461] считали зонное плавление основным процессом дифференциации в мантии, исходя из модели Джоли — Коттера, которая рассматривается в гл. 10.

### Адиабатический подъем

Второй механизм, который необходимо проанализировать с точки зрения термической энергии, — это генерация магмы при адиабатическом подъеме разогретой массы (рис. 5-10). Представляется полезным

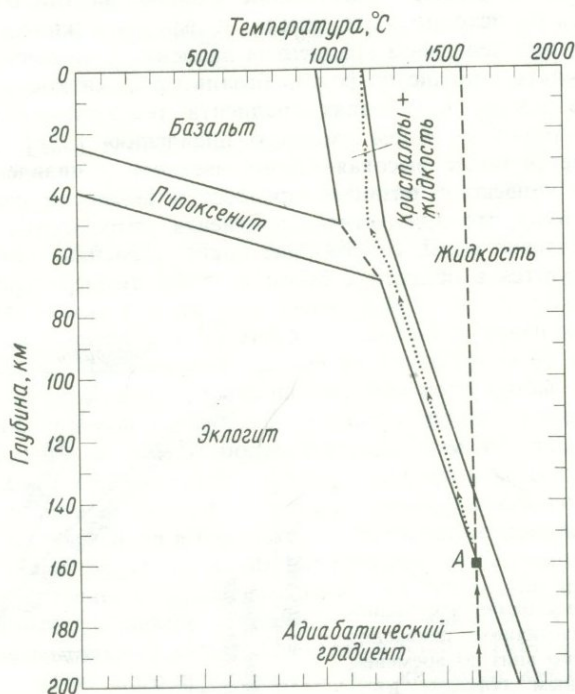


Рис. 5-10. Эклогит, поднимающийся адиабатически (пунктирная кривая), начинает плавиться на глубине 160 км (точка А) [495].

Термическая энергия поднимающейся массы расходуется при плавлении, и в пределах области кристалл + жидкость температура частично расплавленной массы изменяется (точечная линия). Дополнительное количество тепла расходуется при прохождении пироксенитовой области, когда оставшиеся минералы эклогита переходят в фазы базальтовой ассоциации. Масса достигает поверхности, имея температуру базальтового ликвидуса или близкую к ней. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

определить степень плавления массы в точке  $A$ , при ее подъеме в результате конвекции или всплывания. Если подъем является адиабатическим и совершается настолько быстро, что плавления не происходит, то температура массы будет уменьшаться в соответствии с уравнением

$$\left. \frac{dT}{dX} \right|_s = \frac{g\alpha T}{C_p}.$$

Адиабатический градиент примерно равен  $0,4^\circ\text{C}/\text{км}$  (пунктирная линия), когда  $\alpha = 20 \cdot 10^{-6}/\text{град}$ ,  $T = 1900 \text{ К}$ ,  $g = 980 \text{ см}/\text{с}^2$  и  $C_p = 0,28 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град}) = 11,7 \cdot 10^6 \text{ (дин} \cdot \text{см)} / (\text{г} \cdot \text{град})$ . Вследствие перегрева масса обладает энергией, способной вызывать плавление

$$H_{T_x} - H_{T_m} = C_p(T_x - T_m),$$

где  $T_m$  — температура начала плавления, а  $T_x$  — адиабатическая температура после подъема до глубины, соответствующей данному давлению. Если среднее значение  $\Delta H_m = 120 \text{ кал}/\text{г}$ , а средняя величина эффективной  $C_p = 0,28 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град})$ , то эклогит, поднимающийся с глубины 160 км, будет достигать поверхности, имея температуру, соответствующую температуре ликвидуса или близкую к ней. В интервале глубин от 65 до 50 км, происходят реакции, связанные с превращением сохранившихся в жидкости кристаллических фаз эклогитовой фации в фазы базальтовой фации. Например, если гранат был полностью израсходован при частичном плавлении, то реакция может выражаться только в том, что изменяется состав пироксена. Реакция превращения кристаллического эклогита в кристаллический базальт является эндотермической; ее энтальпия имеет величину примерно  $10,7 \text{ кал}/\text{г}$  исходя из того, что  $dT/dP = 145^\circ\text{C}/\text{кбар}$  [501],  $\Delta V = 0,051 \text{ см}^3/\text{г}$  ( $\rho_{\text{базальт}} = 2,85 \text{ г}/\text{см}^3$ ;  $\rho_{\text{эклогит}} = 3,33 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и  $T = 1275^\circ\text{C}$ <sup>1</sup>.

Конечно, допускать наличие идеальных адиабатических условий представляется нереальным, так же как нельзя предполагать, что не имеют места процессы осаждения кристаллов, дифференциации, внутреннего радиоактивного разогревания и др.

Магмы, целиком состоящие из жидкой фазы, могут образовываться на любом этапе путем отделения существующей к этому моменту жидкости. При этом состав магмы должен быть базальтовым, если поднимающийся материал отвечал эклогитовой «эвтектике» или приближался к ней. Однако подъем эклогита, по-видимому, маловероятен вследствие его высокой плотности относительно вмещающих пород, таких, как перидотит. Если поднимающийся материал был гранатовым перидотитом, то первичные жидкости предположительно должны быть

<sup>1</sup> Оксбург и Теркотт [328], используя значения  $dT/dP$ , полученные Грином и Рингвудом [152], определили, что теплота перехода эклогита в габбро составляет  $13 \text{ кал}/\text{г}$ .

по составу близки к базальтам. Однако если такая магма отделялась на ранней стадии процесса и поднималась адиабатически, то она должна достигать поверхности в значительно перегретом состоянии, что также маловероятно, поскольку только в очень редких случаях лавы не имеют фенокристаллов. Это противоречие может быть объяснено возможными потерями тепла при подъеме или во время пребывания магмы в промежуточной камере.

Более вероятно, особенно для срединно-океанических областей, отделение магматической жидкости от перидотита на относительно малых глубинах после его соответствующих минералогических превращений от гранат- до шпинель- или даже до плагиоклазсодержащих разностей. В этом случае возможность для перегрева минимальна, а тепловые потери более значительны. Отделение на малых глубинах толеитовой магмы, характерной для срединно-океанических областей, согласуется с физико-химической моделью Йодера и Тилли [501], согласно которой тип базальта определяется главным образом глубиной отделения магматической жидкости.

Для того чтобы породы, имеющие температуру, близкую к точке плавления, могли полностью расплавиться, их адиабатический подъем должен начаться на значительных глубинах, если этот процесс является единственным механизмом, вызывающим плавление. В следующей главе будет показано, что плавление, вероятно, начинается на меньших глубинах, а удаление кристаллов при подъеме, очевидно, является необходимым условием для возникновения наблюдаемых на поверхности составов.

Приведенное выше обсуждение служит подтверждением важной роли энтальпии плавления.

## 6. Физико-химические условия плавления

Процессы плавления определяются физико-химическими отношениями между компонентами горных пород, подчиняясь основным закономерностям, которые могут быть проиллюстрированы на примере более простых систем. Хотя число переменных в природных процессах значительно превышает число переменных, которые можно измерять и регулировать в эксперименте, тем не менее влияние главных параметров может быть успешно изучено в лаборатории, что позволяет достаточно приблизиться к условиям природных систем.

### Способы отделения первичного расплава

Одним из условий реального процесса плавления является образование больших объемов магмы относительно однородного состава. Оценки объемов материала некоторых крупных лавовых излияний приведены в табл. 6-1. Средняя скорость поступления материала на плато Колумбия-Ривер составляла  $0,02 \text{ км}^3/\text{год}$ , на плато Декан около  $0,025 \text{ км}^3/\text{год}$  — скорости не чрезмерно большие, если их сравнивать

Таблица 6-1

Оценки объемов и продолжительности больших извержений

Регион	Литературный источник	Вычисленная площадь, $\text{км}^2$	Средняя мощность, км	Объем, $\text{км}^3$	Продолжительность, млн. лет
Лавы Карру; ЮАР, Южная Родезия, Ботсвана и Лесото	[89]	2 000 000	~0,7	1 400 000	20—100
Сибирское плато; СССР	[255, 305]	2 500 000	0,36	900 000	130
Плато Парана; южная Бразилия, Парагвай, Аргентина и Уругвай	[87]	1 200 000	0,65	780 000	30
Плато Декан; западная Индия	[430]	500 000	~1	500 000	10—20
Вулканы северной Австралии	[108]	400 000	~1	400 000	—
Плато Колумбия-Ривер; США	А. Уотерс (в [223])	220 000	0,9	195 000	10



повышении температуры плавление начинается при  $1670^{\circ}\text{C}$  с образованием жидкости эвтектического состава  $E$ . В соответствии с правилом рычага<sup>1</sup> при этой температуре образуется 30% жидкости.

Остаток  $R$  имеет минеральный состав, отвечающий гранатовому дуниту. Образующаяся в изотермических условиях жидкость может быть удалена по крайней мере двумя различными путями: в виде одной порции или по мере того как она образуется. Скорость поступления энергии, рассмотренная в гл. 5, является одним из факторов, контролирующих этот процесс. На любой стадии во время изотермического удаления жидкости ее состав будет идентичен эвтектическому составу, если не учитывать элементы-примеси<sup>2</sup>.

### Фракционное плавление

Основные закономерности фракционного плавления были проанализированы Пресналлом [337] и Рёдером [363]. Фракционное плавление, как отмечал Боуэн [47], не является просто процессом, обратным фракционной кристаллизации. Рассмотрим удаление от места генерации нескольких процентов жидкости сразу же, как только она образуется<sup>3</sup>. Состав кристаллического остатка больше не соответствует  $X$ , а обедняется на несколько процентов компонентами, входящими в состав  $E$ , т. е. отвечает составу  $X'$ .

Так как  $X'$  находится в том же трехфазовом треугольнике, новый состав также начинает плавиться при температуре  $1670^{\circ}$ , а образу-

<sup>1</sup> Правило рычага позволяет определить соотношение жидкость — кристалл путем построения линии, проходящей от эвтектического состава  $E$ , через валовой состав  $X$  до пересечения в точке  $R$  с линией составов остаточных фаз. Отрезок  $XR$  соответствует количеству жидкости, а отрезок  $EX$  — количеству остаточных фаз.

<sup>2</sup> Понятие об элементах-примесях недостаточно ясно, так как при одних условиях элемент может вести себя как главный элемент (например, Fe в фаялите), а при других как элемент-примесь (например, Fe в кварце). Полезно ограничить применение термина элемент-примесь областью концентрации, в которой поведение элемента подчиняется закону Генри, т. е. той областью, где активность элемента пропорциональна его концентрации.

<sup>3</sup> На первый взгляд удаление нескольких процентов жидкости кажется маловероятным процессом. Однако на возможность такого процесса указывают многочисленные данные по расслоенным интрузиям. Развитие мономинеральных слоев у основания тела кристаллизующейся магмы должно происходить вследствие аналогичных процессов, при которых последние остатки интерстициальной жидкости выдавливаются или диффундируют из кумулата. Такого рода процессы, по-видимому, оказываются эффективными и в миллиметровых масштабах. Например, Йодер и Тилли [501] в эксперименте по плавлению эклогита при высоких давлениях и температурах наблюдали слой аккумулярованного граната (без клинопироксена), хотя сверху этот слой был покрыт закалочным клинопироксеном.

шаяся жидкость также имеет состав  $E$ . После удаления следующих нескольких процентов жидкости остаток приобретает состав  $X''$ . Каждая небольшая новая порция жидкости будет иметь тот же состав, до тех пор пока состав остаточных кристаллов не достигнет состава, отвечающего точке  $R$ . Остаточный состав  $R$  полностью истощен компонентом  $Di$  и больше не в состоянии давать при данной температуре жидкость состава  $E$ ; плавление прекращается. Температура должна повыситься до  $1770^\circ C$ , прежде чем плавление может возобновиться с образованием жидкости состава  $B$ . Если удаление каждой новой небольшой порции расплава из места генерации будет полным, то образование жидкостей промежуточного состава невозможно. В модели непрерывного удаления фракционное плавление должно давать две порции жидкости, имеющие составы  $E$  и  $B$ . Окончательный остаток должен быть дунитом. В том случае, если будет достигнута еще более высокая температура, дунит также может плавиться, давая тем самым третью магматическую порцию.

### Последующее удаление расплава

После образования 30% жидкости, если она остается в контакте со своим остатком, система ведет себя совершенно иначе. В этом случае дальнейший приток энергии приводит к постепенному повышению температуры, а составы жидкости, поскольку весь диопсид израсходован, изменяются вдоль пограничной кривой, разделяющей поля кристаллизации форстерита и граната. Состав жидкости будет изменяться до тех пор, пока не достигнет точки  $A$ . В этой точке, согласно правилу рычага, образуется 46% жидкой фазы и весь пироп переходит в жидкость. Теперь составы жидкости покидают пограничную кривую и изменяются вдоль линии, проведенной через точку валового состава к вершине форстерита. Полное плавление наступает, когда температура достигает температуры ликвидуса состава  $X$ . Таким образом, пока остаток остается в равновесии с жидкостью, может быть получена серия жидкостей, имеющих составы в интервале между составом первичной жидкости ( $E$ ) и составом жидкости, образующейся при полном плавлении исходного состава ( $X$ ). Жидкости, удаленные на любой стадии процесса, должны сохранять свой оливин-гиперстериновый нормативный состав<sup>1</sup>.

Порционное плавление и фракционное плавление *вначале* дают жидкости одного типа, однако составы последующих жидкостей ста-

<sup>1</sup> Жидкости, состав которых располагается на пироповой стороне от линии, связывающей  $Fo$  и  $Di_1Pu_1$  (молярное отношение), должны содержать в норме наряду с  $An + Ep + Fo$  также и  $Coq$ . На рис. 6-1 линия, проходящая от  $Fo$  через  $X$  и  $A$  к стороне  $Di - Pu$ , обозначает границу корунднормативных жидкостей. Слева от этой линии нормативный состав представлен  $Di + An + Ep + Fo$ .

новятся совершенно различными. Количественные соотношения форстерита, диопсида и пироба достаточно близки к тем, которые наблюдаются в природных гранатовых перидотитах; поэтому тщательное рассмотрение данной модельной системы вполне оправданно. Нормативный состав «эвтектики»  $\text{Fo}_{20}\text{Di}_{22}\text{An}_{32}\text{En}_{26}$  довольно близок к составу обогащенного пироксеном базальта. Из анализа модельной системы следует два важных вывода: 1) в начальный период плавления образуется значительное количество жидкости, имеющей единый состав; 2) рассмотренные примеры показывают, насколько важно знать, когда и как жидкость отделяется от кристаллического остатка.

### Основные закономерности и возникающие вопросы

Простая диаграмма фазовых равновесий на рис. 6-1 иллюстрирует некоторые другие важные закономерности, имеющие отношение к генерации магмы и поднимает в связи с этим ряд вопросов.

1. Какое влияние оказывает количественное соотношение фаз в исходном материале на состав и количество образующейся при плавлении жидкости?

2. При какой доле жидкости происходит дезинтеграция кристаллического остатка?

3. Как зависит от температуры количество жидкости, образующейся в природном перидотите?

4. Является ли плавление природного перидотита близким к эвтектическому?

5. Какая фаза гранатового перидотита переходит в жидкость первой: клинопироксен или гранат?

При рассмотрении каждого из этих вопросов становится очевидным необходимость в дополнительных экспериментальных данных.

### *Количественное соотношение фаз в исходном материале*

Рассмотрим по отдельности на рис. 6-1 три валовых состава, в каждом из которых содержание одной из трех фаз (форстерита, клинопироксена или граната) составляет 90%, а остальные 10% приходятся на две оставшиеся фазы. Каждый валовый состав начинает плавиться при одной и той же температуре; образующиеся при этом первые порции жидкости, независимо от того, имеет ли место порционное или фракционное плавление, будут иметь одинаковый состав. Основные различия в составах жидкостей появляются после того, как закончится эвтектическая стадия плавления и одна из фаз полностью израсходуется. В этом случае при порционном плавлении состав жидкости будет изменяться вдоль одной из трех пограничных кривых. Поэтому характер изменения состава магмы должен зависеть от того, какая из фаз исчезнет первой. При фракционном плавлении исчезно-

вление фазы независимо от ее содержания в исходном составе будет вызывать временное прекращение плавления в данной системе. Как показано на рис. 6-1, резкое и прерывистое изменение состава магмы имеет место при исчезновении каждой из кристаллических фаз. (В случае наличия сложных твердых растворов исчезновение фазы может вызвать быстрое, но непрерывное изменение состава магмы.)

Из приведенного обсуждения следует важный вывод, что первичные жидкости имеют идентичную природу независимо от количественных соотношений фаз в исходном материале. Однако соотношение фаз будет оказывать значительное влияние на содержание элементов-примесей в последовательной серии выплавов. В связи с тем что распределение элементов-примесей в жидкую фазу не подчиняется количественным соотношениям между главными фазами, можно предполагать, что последовательные порции жидкости должны иметь различные содержания элементов-примесей даже в том случае, если содержание главных элементов остается постоянным. Схемы уменьшения концентрации элементов-примесей, особенно редких земель, при частичном плавлении были изучены Шиллингом и Винчестером [398] (см. гл. 8).

Кажущаяся таинственность поведения элементов-примесей связана с существенными изменениями коэффициентов разделения при низких концентрациях. Чтобы определить форму нахождения в расплаве и коэффициенты активностей, которые необходимы для получения термодинамической константы равновесия, определение коэффициентов разделения должно проводиться для нескольких концентраций. Термодинамическая константа равновесия зависит от таких интенсивных параметров, как температура и давление, но не зависит от концентрации компонентов [301]. Существенные изменения в распределении элементов-примесей между кристаллами или между кристаллами и жидкостью, по-видимому, обусловлены ограниченностью вакансий в конкурирующих кристаллических структурах. Распространенное мнение о том, что элементы-примеси не буферизуются, так как они не являются необходимой составной частью фазы, по-видимому, не является справедливым. Разделение само по себе является буферизующим процессом и при соответствующей калибровке, несомненно, может дать количественную информацию о процессах генерации магмы. Большая изменчивость содержаний элементов-примесей по сравнению с малой изменчивостью содержаний главных элементов дает значительное преимущество при их интерпретации на начальных этапах плавления. Трудности, возникающие в интерпретации содержаний как элементов-примесей, так и главных элементов в производных породах, обусловлены тем, что состав исходного материала нам плохо известен.

Различия изотопных отношений таких элементов, как стронций в базальтах океанических островов и срединно-океанических хребтов, описанные Хеджем и Питерманом [174], а также Хартом и др. [169], нельзя объяснить фракционной кристаллизацией или фракционным

плавлением. (Данные о фракционировании изотопов стронция в природе никогда не публиковались [128].) Поэтому наблюдаемые различия изотопных отношений должны быть вызваны различными изотопными отношениями в исходном веществе, которые могли возникнуть в процессе аккреции Земли или в результате более поздних событий. Если Земля прошла стадию плавления, то в последующий длительный период охлаждения могли образоваться серии слоев или беспорядочное скопление диапиров, отличающихся между собой содержанием рубидия, возрастом кристаллизации или и тем и другим вместе.

Более высокое соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах океанических островов по сравнению с базальтами океанических хребтов дает основание предполагать для базальтов островов более древний источник, который, возможно, является также и более глубинным, если кристаллизация Земли развивалась по направлению от внутренних зон к поверхности. Это может быть вызвано и более высоким содержанием рубидия в исходном веществе базальтов океанических островов (т. е. исходный материал в данном случае не потерял свои щелочи). По мнению Гофманна и Харта [181], состав мантии, по-видимому, в любом случае характеризуется гетерогенностью, как в горизонтальном, так и вертикальном направлении. Данные о содержании изотопов Рb в этих базальтах также подтверждают точку зрения, что магмы произошли из областей, имеющих независимые системы U/Pb [140, 434, 431].

По указанным выше причинам автор полагает, что верхняя мантия может обладать гетерогенностью, которая проявляется в изменении количественных соотношений фаз, но не в изменении ее фазового состава. Таким образом, продуктом существенно безводного плавления гранатового перидотита на глубинах ниже 50 км будут жидкости, близкие по составу к базальту. Концепция петрографических провинций [211], в настоящее время достаточно хорошо обоснованная, дает возможность предполагать, что содержания второстепенных минералов (т. е. флогопита, амфибола, апатита) и содержания элементов-примесей изменяются в широких пределах, однако главная минеральная ассоциация в зонах магнообразования повсеместно остается одной и той же.

### *Дезагрегация исходного материала*

Увеличение степени плавления пород в конце концов приводит к разрушению структуры, связывающей кристаллы друг с другом. Данные, относящиеся к проблеме дезагрегации исходного материала в условиях общей нагрузки или стресса в пределах мантии, отсутствуют. Однако на основе теоретических соображений и полевых наблюдений на поверхности можно сделать ряд выводов, касающихся степени плавления. Роско [366] привел уравнение для определения эффективной вязкости суспензии, состоящей из одинаковых жестких

шаров, основанное на соотношении, предложенном Эйнштейном [118, 119]:

$$\eta_{\text{эфф}} = \eta_{\text{флюид}} (1 - 1,35C)^{-2,5},$$

где  $C$  — концентрация шаров. При  $C = 0,446$  величина эффективной вязкости увеличивается на один порядок. Поэтому, если не учитывать форму зерен и изменение вязкости с температурой, можно предполагать, что разрушение равномернозернистой структуры породы начнется, когда порода расплавится наполовину.

В образцах керн, отобранных из скважины на лавовом озере Макаопухи, остров Гавайи, Райтом и др. [485] были определены содержания стекла после закалки. Данные представлены на рис. 6-2. Корка формировалась при уменьшении количества жидкости до 45 вес. %.

Эти факты позволяют думать, что разрушение структуры, связывающей кристаллическую массу в единое целое, должно происходить, когда степень плавления достигает примерно 45%. Таким образом, по-видимому, требуется значительная степень плавления, для того чтобы в спокойных тектонических условиях вызвать отделение кристаллической каши в виде диапира. Какой должна быть степень плавления для отделения диапира в условиях тектонически неспокойных, т. е. в ситуации, которая является более вероятной, пока не ясно.

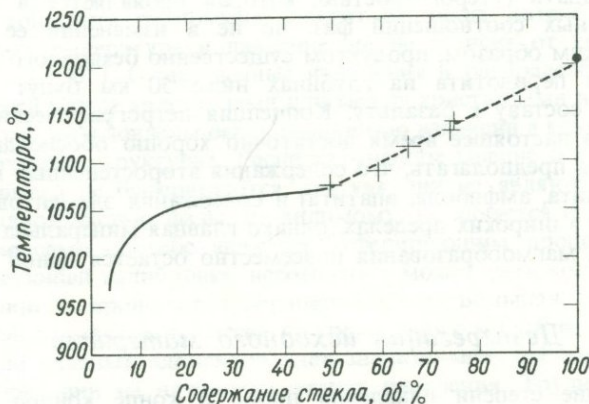


Рис. 6-2. Содержание стекла в образцах, отобранных при различных температурах из лавового озера Макаопухи [485].

Сплошная линия — керн из корки лавового озера. Крестики — пробы расплава, отобранные через скважину и затем подвергнутые закалке. Значок в виде перевернутого T — соответствует образцу лавы пахоэхоз, имеющей максимальную температуру, измеренную оптическим пирометром. Черный кружочек — температура ликвидуса пемзы, определенная в лаборатории. Формирование корки лавового озера происходит, когда содержание жидкости уменьшается до 50 об. % (45 вес. %). (Авторское право Американского геофизического союза.)

### Количество жидкости, образующейся при плавлении, как функция температуры

Зависимость между количеством жидкости, образующейся при порционном плавлении, когда жидкость остается в равновесии с кристаллическим остатком, и температурой для модельной системы форстерит — диопсид — пироп при  $P = 40$  кбар, показана на рис. 6-3. Поведение при плавлении модельной системы сравнивается с данными по изменению модального состава в ходе плавления при 1 атм природного гранатового перидотита, полученными методом точечного коли-

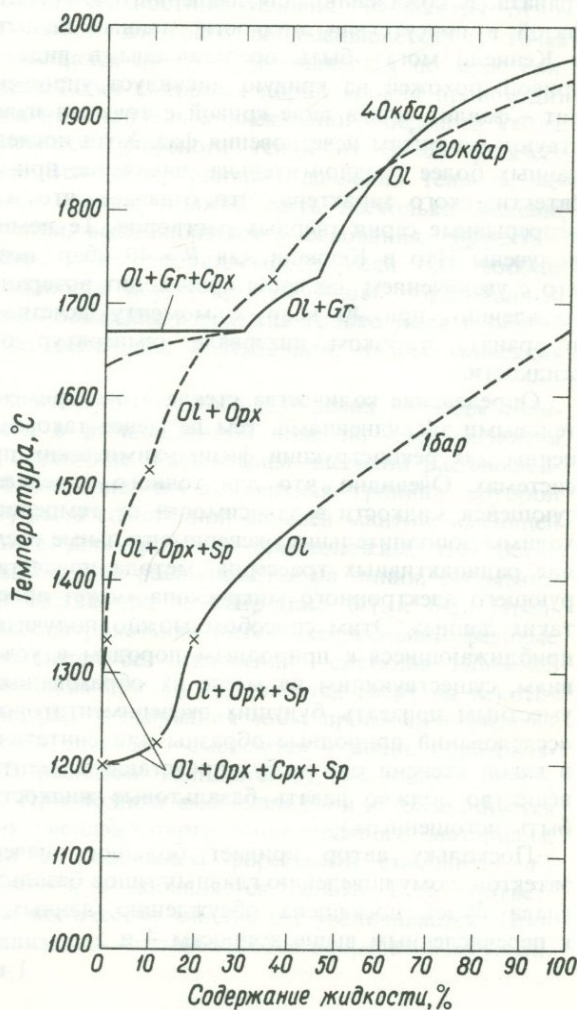


Рис. 6-3. Процентное содержание жидкости, образующейся в процессе плавления при различных температурах.

Кривая для 1 бар соответствует плавлению природного гранатового перидотита (определена Скарфом и др. [377]). Кривая для 20 кбар построена по данным Ито и Кеннеди [200] для природного гранатового перидотита. Кривая для 40 кбар построена на основании фазовых отношений при плавлении состава  $X$  в системе форстерит — диопсид — пироп, представленной на рис. 6-1: сплошной линией показана кривая при условии, что плавление имеет эвтектический характер; отклонение от кривой, обозначенное пунктирной линией, иллюстрирует случай, когда плавление не имеет эвтектического характера и три кристаллические фазы в некотором интервале температур находятся в равновесии с жидкостью.

чественного подсчета фаз Скарфом и др. [377]. При самой низкой температуре (1200°C), когда содержание стекла равнялось нулю, вместо граната наблюдалась шпинель. Начальная стадия плавления является эвтектоидной. Резкое изменение степени плавления при повышении температуры происходит после исчезновения клинопироксена и ортопироксена.

Плавление гранатового перидотита при давлении около 20 кбар было изучено Ито и Кеннеди [200], которые также определяли долю стекла после закалки. Их данные также приведены на рис. 6-3. Ни в одном из опытов при 20 кбар не отмечалось присутствия граната. К сожалению, для давлений, где гранат является устойчивой фазой в присутствии жидкости, данных недостаточно. Данные Ито и Кеннеди могут быть представлены в виде непрерывной плавной кривой, похожей на кривую ликвидуса упрощенной системы форстерит — фаялит, или в виде кривой с точками излома, которые соответствуют моментам исчезновения фаз. Хотя последняя интерпретация их данных более предпочтительна, плавление при  $P = 20$  кбар не имеет эвтектического характера. Это означает, что в плавлении участвуют непрерывные серии твердых растворов. Те немногие данные, которые получены Ито и Кеннеди для  $P = 40$  кбар, позволяют предполагать, что с увеличением давления происходит возвращение к эвтектоидному плавлению; при 40 кбар к моменту исчезновения клинопироксена и граната в узком интервале температур образуется почти 20% жидкости.

Определение количества стекла в экспериментах связано со значительными затруднениями, тем не менее такого рода данные наиболее ценны для реконструкции физико-химических процессов в природных системах. Очевидно, что для точного определения количества образующейся жидкости в зависимости от температуры и давления необходимы дополнительные экспериментальные исследования. Использование радиоактивных трассеров, метода подсчета бета-треков и сканирующего электронного микроскопа может способствовать получению таких данных. Этим способом можно получить фазовые диаграммы, приближающиеся к природным породам в условиях, близких к условиям, существующим на месте их образования. (По-видимому, будет уместным призвать будущих экспериментаторов выбирать для своих исследований природные образцы или синтетические смеси, учитывая, в какой степени они могут представлять мантийное вещество. Такое вещество должно давать базальтовые жидкости, т. е. оно не должно быть истощенным.)

Поскольку автор придает большое значение эвтектическому и эвтектоидному поведению главных типов базальтовых магм, следующая глава будет посвящена обсуждению данных, имеющих отношение к перечисленным выше вопросам 4 и 5.

## Зонное плавление

Неравновесный процесс аккумуляции магмы, родственному процессу фракционной кристаллизации, был предложен Харрисом [167] и Симадзу [412] на основе принципов зонного плавления, описанных Пфанном [330, 331]. Предполагается, что слой жидкости или частично расплавленного материала в мантии передвигается вверх путем одновременного плавления и поглощения пород кровли и кристаллизации и осаждения кристаллов у основания. При этом делается ряд допущений: а) потери тепла сравнительно невелики до тех пор, пока не будут достигнуты близповерхностные условия; б) мантия относительно однородна; в) объем жидкости не уменьшается; г) точка плавления пород, встречающихся по пути, уменьшается по мере снижения давления. Плавление более холодных пород кровли происходит благодаря конвекции (сравните модель конвективного переноса тепла, гл. 10), путем адиабатического переноса тепла от более горячего основания слоя расплава. Вследствие влияния давления теплота, необходимая для плавления кровли, должна быть несколько меньше, чем теплота кристаллизации, выделяющаяся у основания. Эффективность теплопереноса зависит от проницаемости, если она вообще существует, и теплопроводности пород кровли. Вновь образованный слой магмы должен начать движение вверх, как только доля и общий объем расплава достигнет величины, достаточной, чтобы конвекция вошла в силу.

Весьма специфическим аспектом зонного плавления является количество и состав жидкости в расплавленной зоне по мере развития процесса ассимиляция — осаждение. Рассмотрим частично расплавленную зону толщиной 10 км (рис. 6-4, а), верхняя граница которой находится на глубине 200 км в гомогенной верхней мантии, имеющей состав гранатового верлита. Для простоты предположим, что состав гранатового верлита  $\text{Fo}_{60}\text{Di}_{20}\text{Py}_{20}$  располагается на линии, связывающей  $\text{Fo}$  и эвтектический состав при 40 кбар (рис. 6-1 и 6-5). Предположим также, что в рассматриваемом интервале давлений фазовые отношения в системе остаются без изменений — ситуация наименее вероятная. Когда зона расплава при  $T_0$  продвинется вверх на некоторое небольшое расстояние ( $dz$ ), у основания зоны произойдет выделение форстерита, а жидкость состава  $l$  смешается с вновь образовавшимся слоем частично расплава толщиной  $dz$ , имеющего состав первичного материала  $Y$ . При полном смещении слой  $dz$  объединяется с общей зоной частично расплавленного кашеобразного материала, состав которого в связи с осаждением форстерита становится  $Y'$ . Так как форстерит удаляется, а добавляется только  $Y$ , в соответствии с правилом рычага, количество жидкости  $l$  увеличивается. Процесс плавления и кристаллизации сопровождается непрерывным увеличением объема жидкости  $l$ .

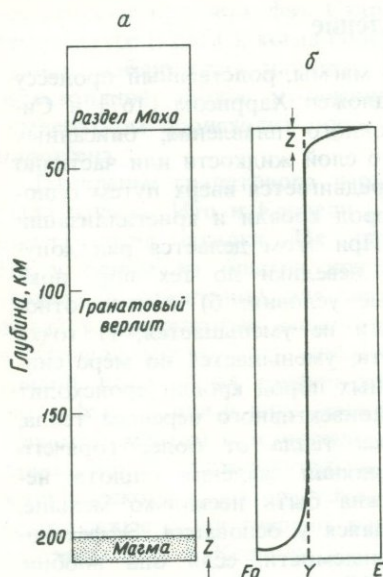


Рис. 6-4.

а — схематический разрез земной коры и верхней мантии, на котором показано положение вновь образованной зоны частичного плавления ( $Z$ ) до начала конвекции и последующего подъема через мантию. Для простоты предполагается, что верхняя мантия имеет состав гранатового верлита.

б — диаграмма изменения состава с глубиной при зонном плавлении для упрощенной системы  $Fo - Cr_{x50}Gr_{50}$ , имеющей эвтектический состав  $E$ . До начала зонного плавления мантия имеет состав  $Y$  (пунктирная линия). После одного цикла зонного плавления состав мантии меняется с глубиной (сплошная линия).

Тем временем состав жидкости ниже основания переместившегося слоя расплава должен изменяться в соответствии с осаждением кристаллов форстерита. При дальнейшем движении расплавленной зоны вверх охлаждающаяся у основания жидкость вследствие кристаллизации форстерита приближается к составу  $E$  (рис. 6-4, б). При температуре  $E$  эвтектическая жидкость кристаллизуется полностью и все осаждающиеся фазы будут находиться в количественном отношении, отвечающем первичному валовому составу  $Y$ . Поэтому, когда нижняя граница расплавленной зоны достигнет глубины примерно 170 км, состав материала, кристаллизующегося при температуре  $E$ , будет в точности соответствовать составу материала, плавящегося на верхней границе расплавленного слоя, т. е. первичному валовому составу  $Y$ . Дальнейшего обогащения жидкости не происходит до тех пор, пока расплавленная зона не достигает своего последнего из возможных положений.

Если тепловые потери препятствуют дальнейшему продвижению расплавленного слоя, накопившаяся жидкость кристаллизуется предположительно несколько ниже раздела Мохоровичича. Последняя порция кристаллизующегося расплава должна иметь эвтектический состав. Ширина зоны обогащения вблизи поверхности равна ширине начальной зоны плавления. Многократное повторное прохождение расплавленной зоны должно приводить к расширению зоны обогащения.

В конечном счете зонное плавление должно дать расплав эвтектического состава в объеме, равном объему расплава, образующегося при порционном, или фракционном плавлении. К сожалению, процесс

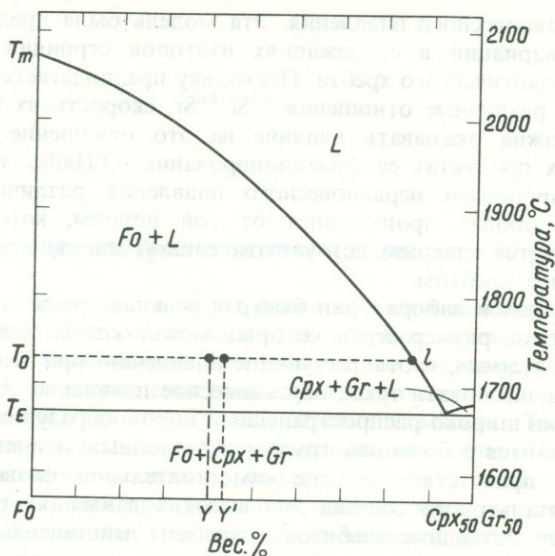


Рис. 6-5. Схематическая диаграмма температура – состав системы  $Fo - Crx_{50}Gr_{50}$ , построенная на основе данных Девиса и Шерера [100] по системе  $Fo - Di - Ru$  при  $P = 40$  кбар.

$T_0$  – начальная температура зоны частичного плавления, поднимающейся через мантию путем зонного плавления (рис. 6-4, а).  $l$  – состав жидкости, находящейся в равновесии с форстеритом при  $T_0$ .  $Y$  – исходный состав зоны плавления в начале зонного плавления.  $Y'$  – состав продвинувшейся вверх зоны частичного плавления, образующийся в результате «смещения с исходным составом расплавленной зоны около 7% жидкости состава  $l$ ».

должен будет прекратиться, если на пути встретится слой более тугоплавкого вещества. Кроме того, чтобы началось продвижение зоны вверх, требуется значительно бóльшая степень плавления, чем та, которую можно предполагать в мантии. Максимальная эффективность зонного плавления достигается в том случае, когда подъем расплавленной зоны осуществляется со скоростью, обеспечивающей полное перемешивание в жидкости и полное удаление кристаллов, кристаллизующихся из жидкости. Достаточно близкое приближение к равновесию, достигаемое за время генерации и перемещения магмы, по видимому, свидетельствует о том, что процесс зонного плавления играет второстепенную роль. Продолжительность жизни магматической зоны мощностью 20 км, образованной в верхней мантии на глубине 100 км, согласно оценкам Симадзу [413], составляет около 10 млн. лет.

### Неравновесное плавление

О'Найнс и Панкхерст [322] предположили, что минералы, слагающие гранатовый перидотит, в процессе плавления поступают в расплав в иных соотношениях, чем те соотношения, которые определяются

условиями равновесного плавления. Эта модель была предложена для объяснения вариаций в содержаниях изотопов стронция в породах Срединно-Атлантического хребта. Поскольку предполагается, что минералы имеют различные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , скорость их поступления в магму должна оказывать влияние на это отношение в магме и последующих продуктах ее фракционирования. О'Найнс и Панкхерст объясняли процессом неравновесного плавления различия значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах производных от той породы, которая, по их мнению, является главным источником единой магмы под Срединно-Атлантическим хребтом.

Наблюдаемая в лаборатории быстрая реакция гранатового перидотита и эклогита, размер зерен которых может колебаться в широких пределах, на условия, соответствующие плавлению при высоких давлениях, должна исключать такое неравновесное плавление. Автору известен лишь один широко распространенный породообразующий минерал, который плавится с большим трудом в безводных условиях, — альбит. Однако его присутствие в виде самостоятельной фазы в породах обычного базальтового состава при высоких давлениях трудно предполагать. Если безводные альбитовые диабазы действительно являются магматическими образованиями, только тогда их можно рассматривать в качестве возможных кандидатов для неравновесного плавления, но даже и в этом случае равновесное плавление может быть достигнуто за время порядка нескольких месяцев. Пока еще отсутствуют лабораторные наблюдения над скоростью плавления больших мегакристаллов, обнаруженных недавно в эклогитовых и перидотитовых нодулях из кимберлитовых трубок. Однако, исходя из измеренных величин коэффициентов диффузии, зерно диаметром 1 см в частично расплавленной породе при объемной диффузии должно приходиться в равновесие с расплавом менее чем за миллион лет [181].

## 7. Состав главных типов базальтовых магм

### Основа петрологии магматических пород

Ключом к пониманию образования составов наиболее распространенных базальтовых магм являются составы нонвариантных точек и связанных с ними моновариантных кривых, которые контролируют физико-химическое поведение природных химических систем на каждом уровне давления, где происходит отделение магмы. Тот факт, что распространенные по всему миру базальты ограничены по минеральному и химическому составу, свидетельствует о том, что они не являются случайными продуктами описанных здесь различных процессов. Предположения о том, что специфический базальтовый состав образуется вследствие полного расплавления исходного материала, состав которого в точности соответствует составу базальта, или является продуктом всегда определенной степени частичного плавления, представляются наименее вероятными. Например, повторная экструзия толеитового базальта во многих районах развития базальтового вулканизма, особенно в океанических областях, может не зависеть от скорости поступления магматического материала, тепловых потерь или количественного соотношения кристаллов и жидкости. Представляется, что должен существовать такой механизм генерации магмы, который обеспечивает излияние потоков одинакового состава во всем мире и в течение больших интервалов времени. Считают, что основным фактором, ограничивающим разнообразие магматических типов, являются фазовые отношения, зависящие от давления и температуры.

### Базальтовый тетраэдр

Идея простой модели для многочисленных типов базальтов [499] возникла в связи с детальным экспериментальным изучением природных базальтов и простых систем, которые включали конечные члены группы основных минералов, составляющих базальт. Исследование ряда относительно простых систем, объединяющих минералы пород, которые кристаллизуются первыми, и щелочные алюмосиликаты, кристаллизующиеся последними, позволило установить природу остаточных жидкостей, образующихся при кристаллизации относительно сложных магм. Разнообразие типов пород, возникающих на последних стадиях кристаллизации, по-видимому, должно быть результатом эволюции очень близких по составу исходных магм. Базальты, представ-

ляющие эти исходные магмы, состоят главным образом из полевого шпата и пироксена и небольших количеств оливина, ортопироксена, нефелина, кварца и железорудных минералов в различных ассоциациях. Поэтому было важно исследовать системы, содержащие эти основные фазы. Из-за большого числа компонентов, входящих в эти минералы, предварительные исследования проводились с ограниченным составом фаз. Для простоты эксперимента железосодержащие конечные члены этих фаз временно не учитывались. Небольшие количества  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и  $MnO$ , которые находятся в базальтовых магмах, но не оказывают

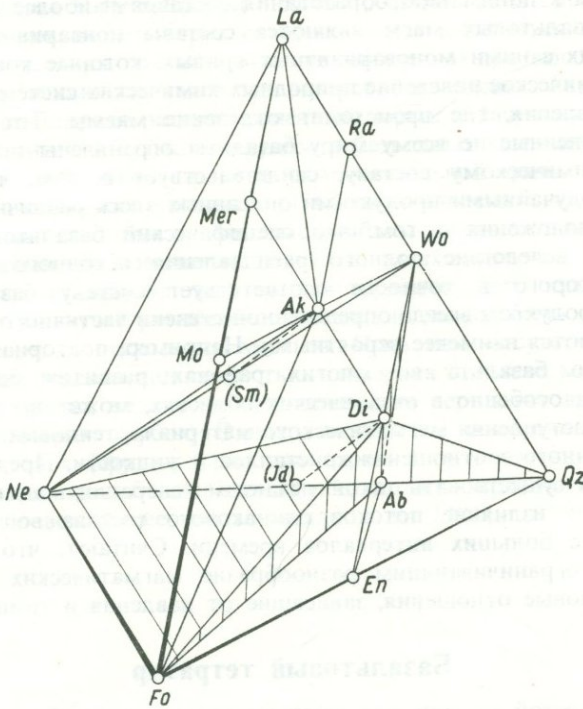


Рис. 7-1. Нормативный базальтовый тетраэдр Йодера и Тилли [501], расширенный Шерером и Йодером [389] с целью включения меллититсодержащих ассоциаций.

Заштрихованные плоскости близки к определенным экспериментально термическим барьерам (см. схему последовательности кристаллизации на рис. 7-6), однако из-за наличия твердых растворов полностью не совпадают с ними.

Ab – альбит	Jd – жадеит	Qz – кварц
Ak – акерманит	La – ларнит	Ra – ранкинит
Di – диопсид	Mer – мервинит	Sm – натровый меллитит
En – энстатит	Mo – монтичеллит	Wo – волластонит
Fo – форстерит	Ne – нефелин	

Минералы, конечные члены твердых растворов, заключенные в круглые скобки, не стабильны при 1 атм.  
(С разрешения издательства Оксфордского университета и Института Карнеги, Вашингтон.)

влияния на главные фазы, также не учитывались. При таких ограничениях составы главных типов базальтов могут быть представлены в нормативном тетраэдре ларнит (La) – нефелин (Ne) – форстерит (Fo) – кварц (Qz), который изображен на рис. 7-1.

Экспериментальные данные для основных плоскостей тетраэдра при 1 атм были получены в основном Шерером и Йодером [389] (табл. 7-1). Система включает в себя пять окислов ( $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ ), однако достаточное приближение к действительным фазовым отношениям в системе может быть достигнуто и в том случае, если уменьшить число компонентов до четырех. Субтетраэдры в «расчлененном» виде представлены на рис. 7-2. Отношение каждого

Таблица 7-1

Системы в пределах расширенного базальтового тетраэдра при 1 атм, включая разрезы, стабильные только при высоком давлении

Системы <sup>1</sup>	Литературный источник
Ab – Ak – Di	Шерер, Йодер [389]
Ab – Ak – Ne	Шерер, Йодер [389]
Ab – Ak – Wo	Шерер, Йодер [389]
Ab – Di – En	Шерер, Моримото [383]
Ab – Di – Fo	Шерер, Моримото [382]
Ab – Di – Ne	Шерер, Йодер [386]
Ab – Di – Wo	Йосики, Йосида [503]
Ab – Di – Qz	Шерер, Йодер [386]
Ab – En – Fo	Шерер, Йодер [388]
Ab – En – Qz	Шерер, Йодер [388]
Ab – Fo – Ne	Шерер, Йодер [388]
Ab – Ne – Wo	Фостер [136]
Ab – Qz – Wo	Изучены только двухкомпонентные разрезы
Ak – Di – Fo	Фerguson, Мервин [131]
Ak – Di – Ne	Шерер, Йодер [389]; Онума, Яги [323]
Ak – Di – Wo	Фerguson, Мервин [131]; Шерер и Боуэн [381]
Ak – Fo – Ne	Изучены только двухкомпонентные разрезы
Ak – Ne – Wo	Шерер, Йодер [389]
Ak – Sm	Шерер и др. [393]; Йодер [492]
Di – En – Fo	Кусиро [230]
Di – En – Qz	Кусиро [230]
Di – Fo – Ne	Шерер, Йодер [387]
Di – Jd	Шерер, Йодер [386]
Di – Ne – Wo	Шерер, Йодер [389]
Di – Qz – Wo	Фerguson, Мервин [131]
Fo – Jd	Мао, Шерер [266]

<sup>1</sup> Составы компонентов (обозначения такие же, как в подписи под рис. 7-1):

Ab –  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Ak –  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$

Di –  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

En –  $\text{MgSiO}_3$

Fo –  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$

Jd –  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$

Ne –  $\text{NaAlSiO}_4$

Qz –  $\text{SiO}_2$

Sm –  $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$

Wo –  $\text{CaSiO}_3$

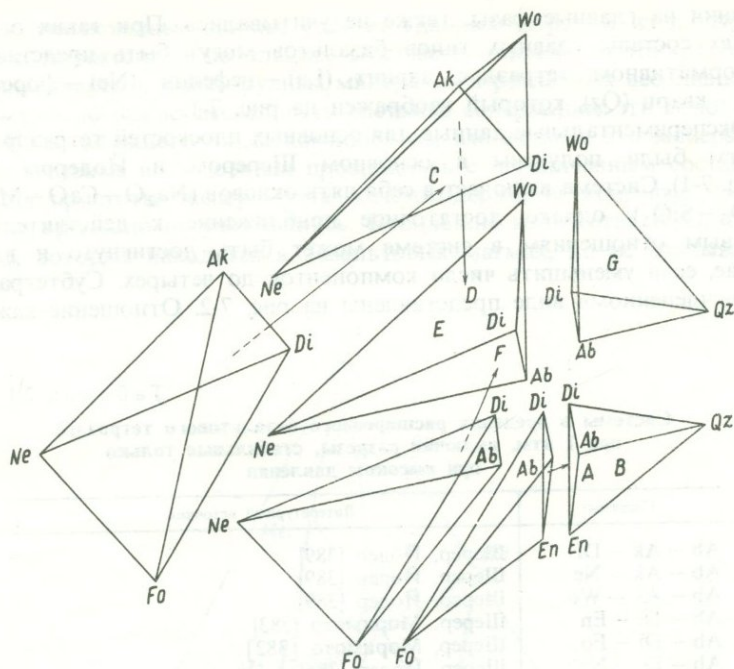


Рис. 7-2. Субтетраэдры в пределах расширенного базальтового тетраэдра, которые исследовались экспериментально при давлении 1 атм.

Стрелки показывают направление изменения состава жидкостей в процессе кристаллизации к установленным невариантным точкам, которые обозначены такими же буквами, как и на рис. 7-6. Из-за наличия твердых растворов в клинопироксене, точка B может быть реакционной точкой с составом жидкости, сдвигающимся по направлению к точке G.

из этих субтетраэдров к существующим типам базальтовых магм обсуждается ниже.

Аналогичный тетраэдр можно сконструировать, если взять за основу не альбит, а анортит (табл. 7-2). Однако в этом случае смежные субтетраэдры, где нефелин является одним из компонентов, могут оказаться несовместимыми (ср. [384]). Соответствующая система может быть получена, если в дополнение к этому нефелин заменить кальциевой молекулой Чермака  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  и ограничиться рассмотрением только части тетраэдра, содержащей четыре окисла  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  [392]. Влияние замены альбита в расширенном базальтовом тетраэдре на плагиоклаз можно оценить, рассматривая системы, которые показывают соотношение альбита и анортита с другими компонентами (табл. 7-3).

Таблица 7-2

Дополнительные системы при 1 атм, которые  
необходимы для построения расширенного базальтового  
тетраэдра на основе анортита

Система	Литературный источник
Ak - An - Di	де Вис, Фостер [104]
Ak - An - Fo	Янг и др. [487]
Ak - An - Ne	Изучены только двухкомпонентные разрезы
Ak - An - Wo	Ранкин, Райт [348]
An - Di - En	Хитонен, Шерер [195]
An - Di - Fo	Осборн, Тейт [326]
An - Di - Ne	Шерер и др. [384]
An - Di - Qz	Кларк и др. [80]
An - Di - Wo	Осборн [325]
An - En - Fo	Андерсен [14]
An - En - Qz	Андерсен [14]
An - Fo - Ne	Изучены только двухкомпонентные разрезы
An - Jd	Мао, Шерер [266]
An - Ne - Wo	Гаммер [159]
An - Qz - Wo	Ранкин, Райт [348]

Таблица 7-3

Системы, показывающие соотношения альбита и анортита  
с другими компонентами, конечными членами твердых растворов  
расширенного базальтового тетраэдра

Система	Литературный источник
Ab - An - Ak	Шерер, Йодер [391]
Ab - An - Di	Боуэн [46]; Кусиро [230]
Ab - An - En	Изучены только двухкомпонентные разрезы
Ab - An - Fo	Шерер, Йодер [390]
Ab - An - Ne	Шерер [380]
Ab - An - Qz	Шерер [380]
Ab - An - Wo	Дж. Гриффит, тезисы докт. дисс.; Чикагский университет (не опубликовано)

### Примеры фазовых равновесий

Многочисленные тщательно выполненные эксперименты (табл. 7-1) позволили определить составы жидкостей, находящихся в равновесии с одной или несколькими фазами. Для иллюстрации метода определения состава жидкостей и хода кристаллизации воспользуемся субтетраэдром Ab - Di - En - Qz. Полиморфные превращения для простоты не будем учитывать. В связи с существованием твердых растворов плагиоклаза и пироксена система фактически является пятикомпонентной, однако для любых практических целей ее можно рассматривать как четырехкомпонентную. Если субтетраэдр развернуть на плоскость от вершины Di, то на плоскости могут быть показаны

данные по фазовым равновесиям в тройных пограничных системах (рис. 7-3). Тройные невариантные точки обозначены  $d-f$ . «Четверные» пограничные кривые и невариантные точки  $A$  и  $B$  представлены на обобщенной диаграмме (рис. 7-4). Четверная невариантная точка  $B$ , в которой с жидкостью сосуществуют  $Pl$ ,  $Qz$ ,  $En_{тв.р}$  и  $Di_{тв.р}$ , располагается в пределах субтетраэдра, образованного этими четырьмя кристаллическими фазами; эта точка является эвтектической. В отличие от нее четверная невариантная точка  $A$ , в которой с жидкостью сосуществуют  $For$ ,  $Pl$ ,  $En_{тв.р}$  и  $Di_{тв.р}$ , не лежит в пределах субтетраэдра, представляющего эти четыре кристаллические фазы, поэтому эта точка является реакционной. Четыре кристаллические фазы, находящиеся в равновесии с жидкостью в точке  $A$ , образуют смежный тетраэдр (рис. 7-2). Если в субтетраэдре  $Ab - Di - En - Qz$  все составы начинают плавиться в четверной невариантной точке  $B$ , то в смежном субтетраэдре  $Ab - Di - En - For$  все составы начинают плавиться в четверной реакционной точке  $A$ , состав которой лежит за пределами субтетраэдра,

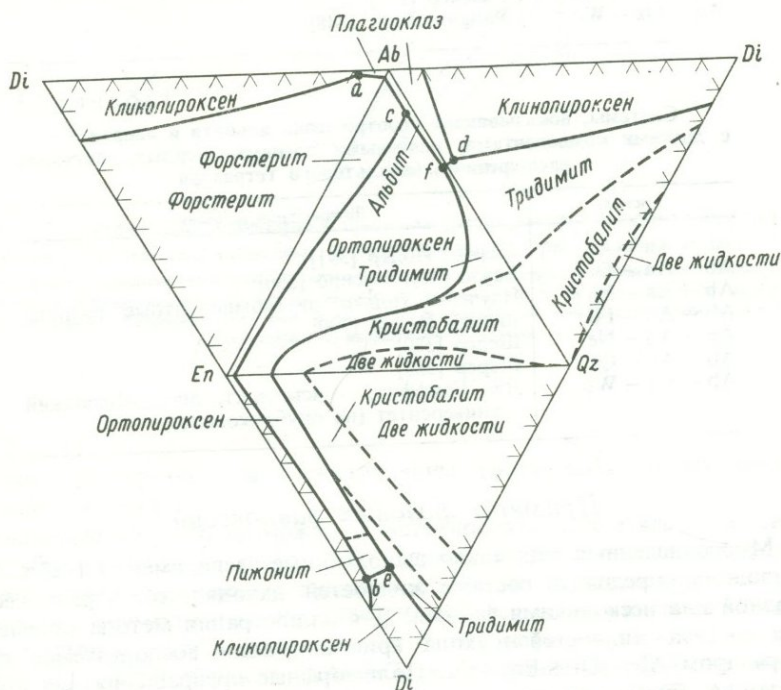


Рис. 7-3. Система диопсид (Di) – альбит (Ab) – энстатит (En) – кварц (Qz), развернутая на плоскость таким образом, чтобы показать ликвидусные отношения в пограничных системах при 1 атм.

Точки протыкания (piercing points) и невариантные точки обозначены строчными буквами, так же как и на рис. 7-4 и 7-5. Данные взяты из источников, приведенных в табл. 7-1.

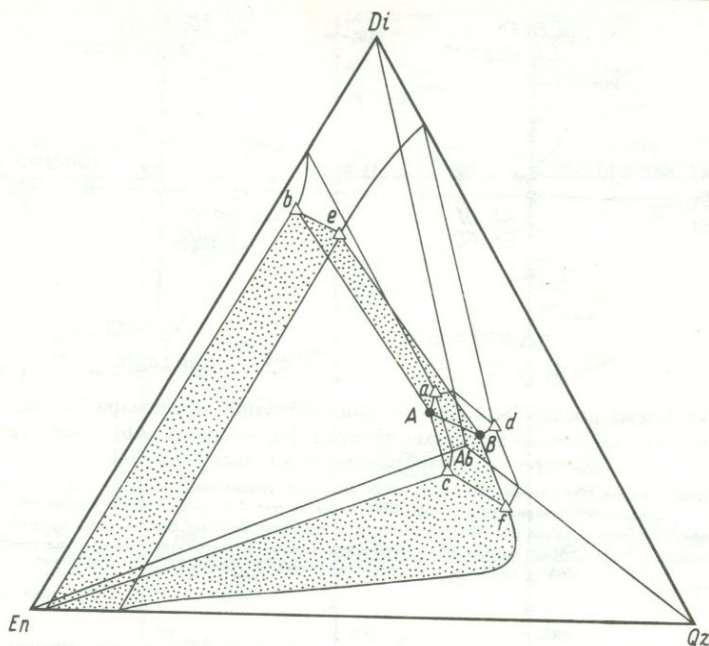


Рис. 7-4. Схематическая пространственная диаграмма, которая показывает возможное положение «четверных» невариантных точек A и B в системе диопсид (Di) – альбит (Ab) – энстатит (En) – кварц (Qz), изображенной на рис. 7-3.

Систему можно считать четырехкомпонентной только в первом приближении из-за присутствия плагиоклаза и наличия твердых растворов в широксенах, состав которых лежит за пределами тетраэдра. Полиморфные переходы для простоты не учитываются. «Тройные» невариантные точки обозначены светлыми треугольниками, «четверные» невариантные точки – темными кружочками. Чтобы пространственные отношения в тетраэдре были более наглядными, некоторые из сторон фазового объема ортопироксена закрашены.

представляющего участвующие в плавлении фазы. В связи со сложностью таких четырехкомпонентных ликвидусных диаграмм, а также желанием рассматривать результаты, полученные для одного тетраэдра совместно с результатами для ряда смежных тетраэдров, была разработана схема для изображения хода кристаллизации более простым способом.

### Схема последовательности кристаллизации<sup>1</sup>

Тройные и четверные невариантные точки могут быть изображены в двух измерениях без учета их пространственного положения, как это представлено на рис. 7-5. Строчные буквы обозначают ассоциации

<sup>1</sup> Автор пользуется термином «flow sheet», который был предложен Шерером [378, 379]. Точного эквивалента этот термин в русском языке не имеет и переводится как «схема последовательности кристаллизации» или «схема хода кристаллизации». — Прим. ред.

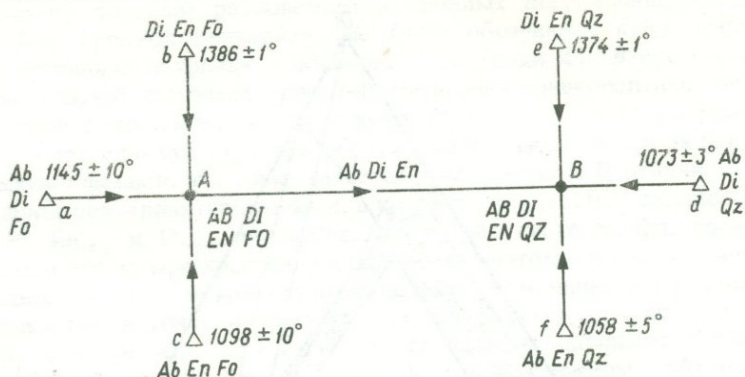


Рис. 7-5. Схема последовательности кристаллизации «моновариантных» и «нонвариантных» жидкостей в системе диопсид (Di) — альбит (Ab) — энстатит (En) — кварц (Qz), изображенной на рис. 7-3 и 7-4.

Строчными буквами обозначены «тройные» инвариантные точки, показанные на рис. 7-3; прописными буквами — «четверные» инвариантные точки, показанные на рис. 7-4. Расположение «нонвариантных» точек аналогично положению их на рис. 7-4; однако другие пространственные соотношения на этой диаграмме отразить невозможно. Стрелки показывают направление падения температуры. Температура точки A должна быть  $< 1098 \pm 10^\circ\text{C} > B$ , а температура точки B должна быть  $< 1058 \pm 5^\circ\text{C}$ .

тройных систем на рис. 7-3, а прописные буквы — ассоциации внутри тетраэдра на рис. 7-4. Стрелками показано направление падения температуры на моновариантных кривых, связывающих инвариантные точки.

Огромное количество данных, относящихся ко всем субтетраэдрам, представленным на рис. 7-1, дало возможность составить схему последовательности кристаллизации для той части нормативного тетраэдра, которая имеет петрологическое значение. Такая схема последовательности кристаллизации, включающая также систему Ab — Di — En — Qz, рассмотренную в качестве примера выше, приведена на рис. 7-6. Можно видеть, что более примитивные жидкости, которые образуются при самых высоких температурах начала плавления, возникают при плавлении ассоциаций Ol — Di — En — Ab, Ol — Di — Ab — Ne и Ol — Di — Ak — Ne. Жидкости, образующиеся в точках плавления, имеют составы, которые лежат за пределами соответствующих им субтетраэдров. Все эти точки являются реакционными и характеризуются реакционными соотношениями оливина с жидкостью (значение этого обстоятельства детально разбирается в гл. 8). Стрелки на рис. 7-2 направлены к субтетраэдрам, в которых лежат составы инвариантных жидкостей, образующихся при плавлении кристаллических фаз смежных субтетраэдров. Названия пород, которые соответствуют минеральным ассоциациям моновариантных линий и инвариантных точек, представлены на аналогичной схеме последовательности кристаллизации (рис. 7-7), все элементы которой идентичны схеме на рис. 7-6.

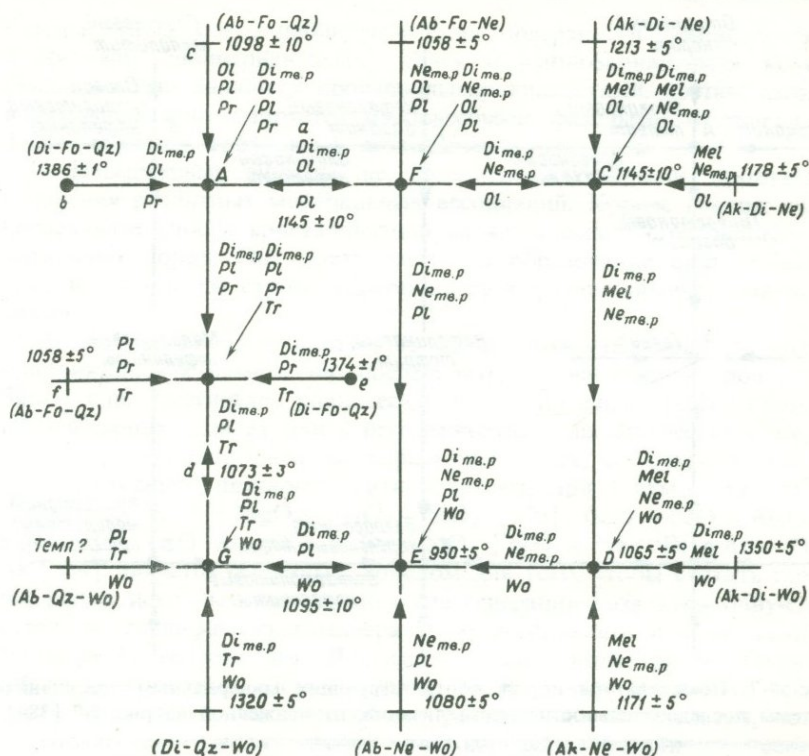


Рис. 7-6. Экспериментально установленная схема последовательности кристаллизации для петрологически важных частей расширенного базальтового тетраэдра, изображенного на рис. 7-1 [389, 390].

Обозначения те же, что и на рис. 7-1; кроме того, использованы следующие обозначения: Mel – мелилит, Pl – плагиоклаз, Pr – протозинстатит, Tr – триммит, тв. р – твердый раствор. Прописными буквами обозначены четверные «инвариантные» точки; строчными буквами – тройные «инвариантные» точки, показанные на рис. 7-5. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

Оливиновый толеит (A), представленный ассоциацией Fo – Di – Ep – Ab, посредством реакции оливина с жидкостью через составы, отвечающие гиперстеновому базальту, переходит в толеит (B). При 1 атм этот ряд магм отделяется от нефелин-базанитового ряда (F) термальным максимумом, или барьером [501, 398], представленным оливиновыми базальтами, содержащими в скрытом виде незначительные количества нефелина или гиперстена. Нефелиновые базаниты посредством реакции оливина с жидкостью через составы, соответствующие нефелиновому тефриту, переходят в волластонит-нефелиновый тефрит (E). Этот ряд магм отделяется от оливин-мелилитовых нефелинитов другим термальным максимумом, представленным оливиновыми



главные типы магм, наблюдаемые на поверхности Земли, близки<sup>1</sup> к составам «нонвариантных»<sup>2</sup> точек и «моновариантных» кривых. Очевидно, они являются производными жидкостями, состав которых в основном контролируется равновесными фазовыми отношениями. Таким образом, приходим к следующим выводам:

1. Изверженные породы не являются случайными продуктами плавления различных минеральных ассоциаций. Короче говоря, схема последовательности кристаллизации является основой петрологии изверженных пород. Она показывает, что образование базальтовых и нефелиновых магм строго контролируется физико-химическими условиями.

2. Магмы, которые поступают на поверхность, большей частью приближались к равновесию последовательно на каждом уровне глубины или достигали равновесия в близповерхностных условиях в подводящих каналах или в промежуточных магматических камерах.

3. Ограниченное число нонвариантных точек, содержащих оливин, в рассмотренной пятикомпонентной системе при 1 атм, также как и в системах  $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  [379],  $CaO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$  [377],  $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  [392] и  $Ne - Di - An - Fo - Ak$  [384], является серьезным доводом для того, чтобы считать потенциальным исходным материалом для генерации базальтов одну-единственную специфическую минеральную ассоциацию или по крайней мере не более чем две. Другими словами, несмотря на большой диапазон изученных составов, число точек начала плавления весьма ограничено. Исходя из широкой распространенности базальтов, можно предполагать, что эти точки должны быть близки по составу к жидкости (или жидкостям), которая дает базальт.

### Необходимость в создании схемы последовательности кристаллизации для высоких давлений

Представляется очевидным необходимость построения схемы последовательности кристаллизации для ряда составов для высоких давле-

<sup>1</sup> Нормативные составы кайнозойских базальтов, определенные Чейесом [76], подтверждают этот тезис. Важно подтвердить этот вывод также данными по модальному составу базальтов таким же способом, как это сделано для гранитов [448]. Подходящим инструментом для такого, может быть, трудоемкого, но необходимого исследования тонкозернистых базальтов является электронный микроскоп.

<sup>2</sup> Минеральные ассоциации, обозначенные как «нонвариантные», фактически плавятся в небольшом интервале температур. Эти температуры определены недостаточно точно из-за трудности обнаружения первой порции жидкости в четырехфазовой ассоциации. Насколько известно автору, самым большим интервалом плавления (по Шереру [393] 40°C) характеризуется точка *C*. В этом интервале температур  $Di_{тв.р.} + Ol + Mel + Ne_{тв.р.}$  сосуществуют с жидкостью как моновариантная ассоциация.

ний, таких, как 10, 20, 30 и 40 кбар<sup>1</sup>. Однако для этого пока недостаточно данных, и все еще нет метода для адекватного изображения систем с большими интервалами твердых растворов. (Схема последовательности кристаллизации в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  может быть представлена только в том случае, если принять, что альбит и анортит являются отдельными, независимыми фазами. Это свидетельствует об ограниченности схемы хода кристаллизации

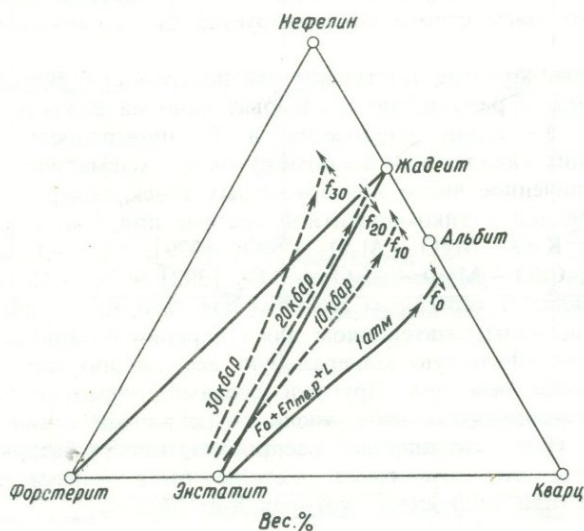


Рис. 7-8. Смещение ликвидусной границы форстерит (Fo) – энстатит<sub>тв.р</sub> (En<sub>тв.р</sub>) и инвариантных точек ( $f$ ) с изменением давления в системе форстерит – нефелин – кварц.

Данные для 1 атм (сплошная линия,  $f_0$ ) заимствованы из работы Шерера и Йолера [388]. Положение границы при 10, 20 и 30 кбар (пунктирные линии) заимствованы из работы Кусиро [226]. Соединительные линии соответствуют 30 кбар. L – жидкость. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон, и Американского геофизического союза.)

<sup>1</sup> Выбор именно этих значений давления теоретически не обоснован, если не считать, что примерно при этих значениях в изученных искусственных и природных системах происходят имеющие важное значение реакции. Учитывая те преимущества, которые дает координация работ множества лабораторий мира, можно надеяться, что эти значения давлений, которые находятся в подходящем рабочем интервале для различных используемых в настоящее время аппаратов, будут сочтены приемлемыми для большинства исследователей. Возможности для исследований в области до 1 Мбар и 2500°C открываются в связи с использованием ячеек с алмазными наковальнями и лазерным разогревом [31, 265]. Эти исследования, без сомнения, выявят другие предпочтительные уровни давления, соответствующие важным реакциям.

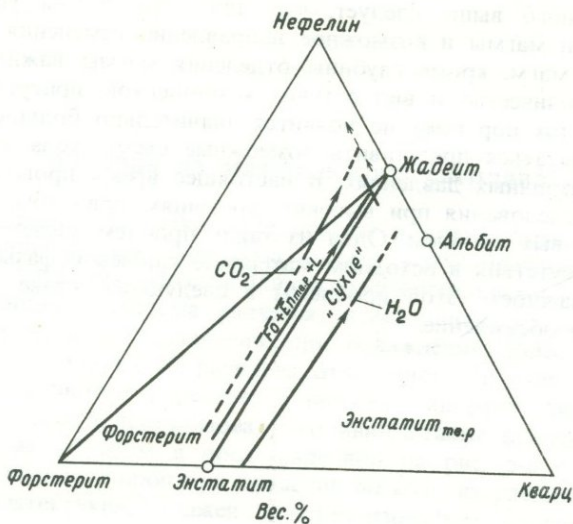


Рис. 7-9. Смещение ликвидусной границы формстерит (Fo) – энстатит<sub>т.в.р</sub> (En<sub>т.в.р</sub>) и неинвариантных точек в присутствии H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> от того положения, которое они занимают в отсутствие летучих («сухие» условия) при 20 кбар в системе формстерит – нефелин – кварц [115].

L – жидкость.

для систем с непрерывными твердыми растворами.) Направление смещения состава некоторых неинвариантных точек в зависимости от давления известно. Например, неинвариантная точка для ассоциации Fo + En + Ab (в основании безжелезистого нормативного базальтового тетраэдра) с повышением давления изменяет свой состав от кварц-нормативного через гиперстеннормативный к составу с нормативным нефелином (рис. 7-8). Поэтому, как предполагали Йодер и Тилли [500, 501], один и тот же валовой состав может давать широкий ряд базальтовых жидкостей при условии, что жидкости отделяются при различных давлениях. В общем представляется, что базальтовые магмы с нормативным нефелином образуются на больших глубинах, чем магмы с нормативным гиперстеном или кварцем.

Летучие в зависимости от своего состава оказывают аналогичное влияние. Кусиро [231] показал, что при  $P = 20$  кбар в присутствии H<sub>2</sub>O неинвариантная точка, о которой речь шла выше, смещается к составам с большим содержанием кремнезема, а Эгглер [115] установил, что CO<sub>2</sub> смещает состав этой неинвариантной точки к составам, обогащенным нефелином (рис. 7-9).

## Отделение магмы

Из сказанного выше следует, что для того, чтобы установить вероятный тип магмы и возможное направление изменения составов производных магм, кроме глубины отделения магмы важно определить также количество и вид летучих компонентов, присутствующих в магме. До тех пор пока не появится значительно больше данных, бесполезно пытаться представить возможные схемы хода кристаллизации при различных давлениях. В настоящее время проводятся все-сторонние исследования при высоких давлениях, при этом возникает множество новых проблем. Одна из таких проблем касается присутствия или отсутствия в исходном материале ключевой фазы оливина. Вследствие важности этой проблемы в следующей главе приведено подробное ее обсуждение.

## 8. Оливин в родоначальном веществе

### Оливин из материнского расплава

В гл. 2 приведены некоторые доводы в пользу того, что оливин в родоначальном веществе базальтовых магм представляет собой господствующую фазу. Но если оливин содержится в исходной минеральной ассоциации, а система является эвтектоидной, то расплавы, отделившиеся в начале плавления, при охлаждении должны были бы снова выделять оливин. Из расплава, отделенного от эвтектики при давлении 1 атм, в системе форстерит — диопсид — анортит, представленной на рис. 2-3, должен кристаллизоваться оливин, а также диопсид и анортит. Подобным же образом в представленной на рис. 5-6 системе форстерит — диопсид — пироп при давлении 40 кбар из расплава, отделенного от «эвтектики», должен кристаллизоваться оливин, а также клинопироксен и гранат. Однако если система находится под таким давлением, что плавление начинается в реакционной точке, где оливин является фазой, реагирующей с расплавом, то из расплава, отделенного в такой реакционной точке, при понижении температуры оливин кристаллизоваться не будет. Более того, отсутствие оливина в ассоциации, представляющей начало плавления, при каком-либо давлении вовсе не препятствует его появлению из такого же общего состава при другом давлении.

### Отсутствие оливина в базальтах при высоких давлениях

В свете изложенных принципов вызывают удивление опубликованные результаты экспериментов по изучению поведения природных базальтов при высоких давлениях, характеризующих, как полагают, условия их образования или отделения от родоначального вещества. Плавление оливинового толеита при 30 кбар было изучено Томпсоном [438], который установил, что выше 10 кбар ликвидусной фазой является клинопироксен, а выше 32 кбар — гранат (рис. 8-1). При давлении свыше 13 кбар ни в каких ассоциациях и ни при каких температурах оливин обнаружен не был! В другом оливиновом толеите, исследованном Козном [86], ликвидусной фазой выше 10 кбар был клинопироксен, а выше 28 кбар — гранат (рис. 8-2). При давлениях, превышающих примерно 10 кбар, оливина ни в каких ассоциациях не наблюдалось! Оливиновый базанит с нормативным нефелином, изучавшийся Аркулусом [20] в разных условиях, имел оливин на ликвидусе

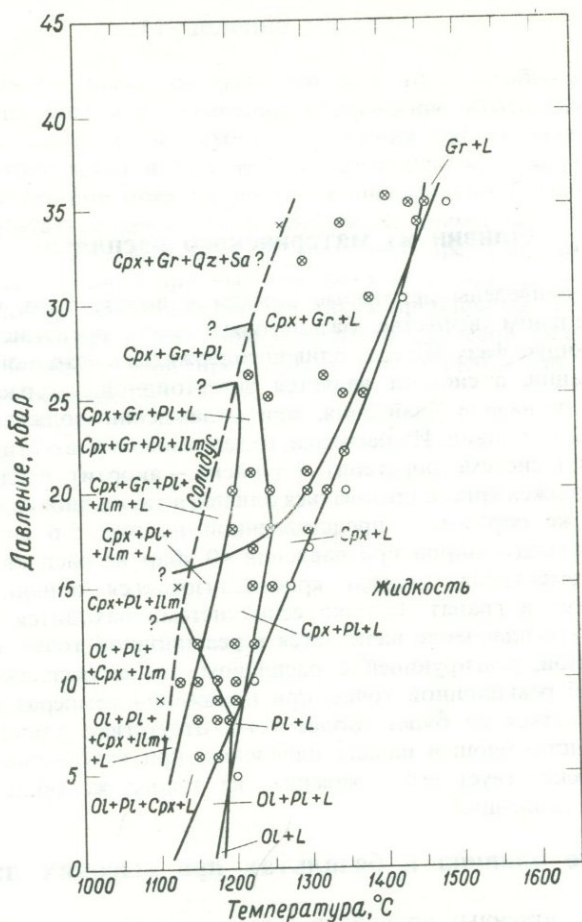


Рис. 8-1. Диаграмма в координатах давление – температура для оливинового толеита из Снейк-Ривер, Айдахо [438].

(С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

только при давлении до 21 кбар (рис. 8-3). Наиболее высокое давление, при котором в любой из возможных ассоциаций отмечался оливин, оказалось 26 кбар! Факт отсутствия оливина в ассоциациях, полученных из природных базальтов при высоких давлениях, подтверждается и другими, менее совершенными исследованиями. Оливин также не образуется при высоких давлениях и в эклогитах, которые, согласно Йодеру и Тилли [501], представляют собой эквиваленты базальта, образовавшиеся при высоких давлениях.

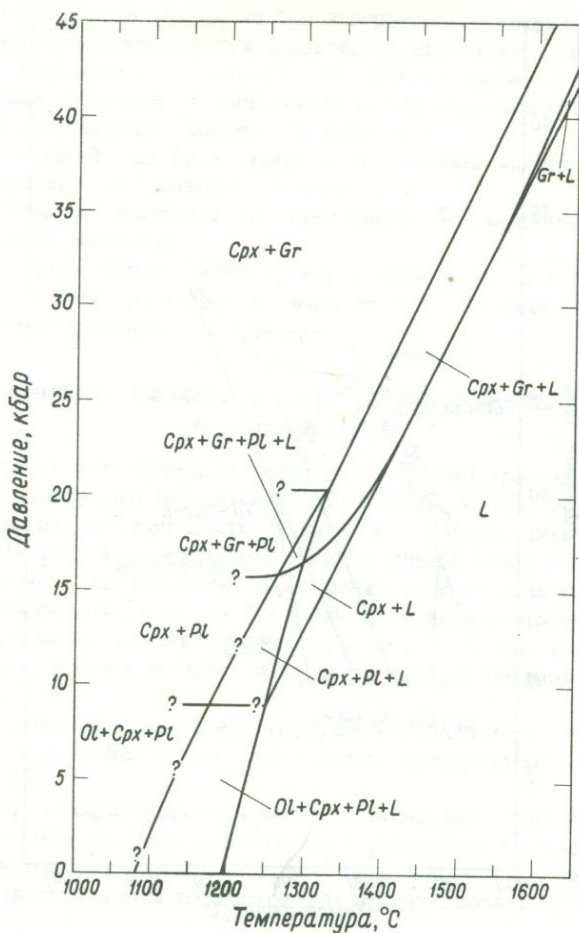


Рис. 8-2. Диаграмма в координатах давление – температура для оливинового толеита с гор Сан-Хуан, Нью-Мексико [86].

(С разрешения «American Journal of Science».)

Если при образовании и фракционировании базальтовой магмы оливин является одной из главных ликвидусных фаз, то приведенные выше данные поставили бы жесткие ограничения для глубин образования и сепарации магмы. Так, оливиновый толеит из Нью-Мексико должен был образоваться на глубинах менее 30 км и при температурах между 1200 и 1250°C. Такие условия сепарации оливин-толеитового расплава могут соответствовать обстановке срединно-океанических хребтов, но для абиссальных океанических или континентальных

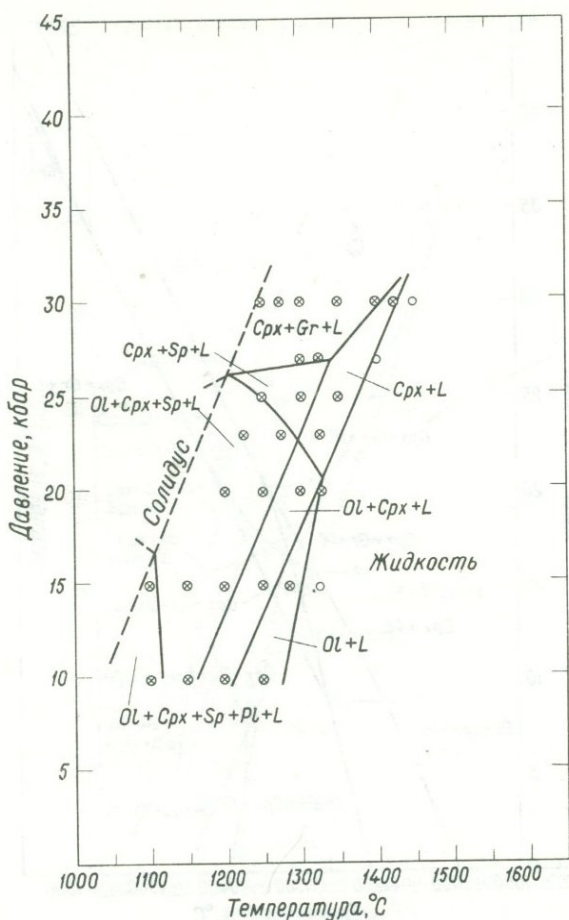


Рис. 8-3. Диаграмма в координатах давление – температура для базанита с горы Шадуэлл, штат Виктория, Австралия [20].  
(С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

областей образование базальтовой магмы на глубине 30 км представляется невероятным. Базанит из Австралии должен был образоваться на глубине менее 75 км при температурах между 1225 и 1325°C. Но если глубина образования была ограничена 75 км, то было бы трудно объяснить генетическую связь нодулей эклогитов и гранатовых перидотитов с вмещающими базанитами и щелочными базальтами. Нодули могут и не быть связанными с базальтовыми расплавами, а представлять собой просто фрагменты менее глубоких и более холод-

ных частей мантии, отторгнутые при извержении магмы. Однако такая точка зрения не подтверждается характером химических взаимоотношений между нодулями и лавами, а также теми высокими температурами и давлениями, которые устанавливаются на основании химического состава сосуществующих минералов нодулей.

Из наблюдений над базальтами и эклогитами можно сделать по крайней мере еще три возможных вывода:

1. Базальты и эклогиты не произошли из оливинсодержащего родоначального вещества.
2. Базальтовые магмы меняли свой состав по пути к поверхности.
3. При высоких давлениях в расплаве идут реакции, приводящие к исчезновению оливина.

### Соотношение базальта с гранатовым перидотитом при плавлении

Если базальт действительно представляет собой продукт частичного плавления гранатового перидотита, то ликвидус базальта, превращенного в эклогит, должен быть близок к солидусу родоначального вещества. На рис. 8-4 ликвидусы, установленные для ряда базальтов, сопоставляются с солидусами, определенными для ряда перидотитов. Некоторые перидотиты могли бы быть исходным веществом для некоторых базальтов, однако другие пары имеют расхождения на 50—100°. Эти расхождения, помимо экспериментальных ошибок, могут указывать на то, что

- 1) базальтовый расплав после отделения от своего источника испытал фракционирование и его ликвидусная температура теперь стала более низкой;
- 2) некоторые характеристики состава, такие, как отношение железа к магнию, не обязательно соответствуют равновесному соотношению;
- 3) в перидотите или в базальтовом расплаве или в том и другом могли в соответствующих концентрациях присутствовать летучие, позже потерянные;
- 4) природные образования претерпели значительные изменения, что и приводит к несоответствиям.

### Соотношение эклогита с гранатовым перидотитом при плавлении

Поскольку биминеральные эклогиты образуют бинарное сечение в четвертой системе гранатового перидотита, можно предложить и другой способ установления связи эклогитовых, а значит, и базальтовых магм с гранатовым перидотитом. Если система гранатового перидотита является эвтектоидной, то эклогит должен начать плавиться при более высокой температуре, чем гранатовый перидотит. В отличие от этого, если оливин, или ортопироксен, или оба эти минерала

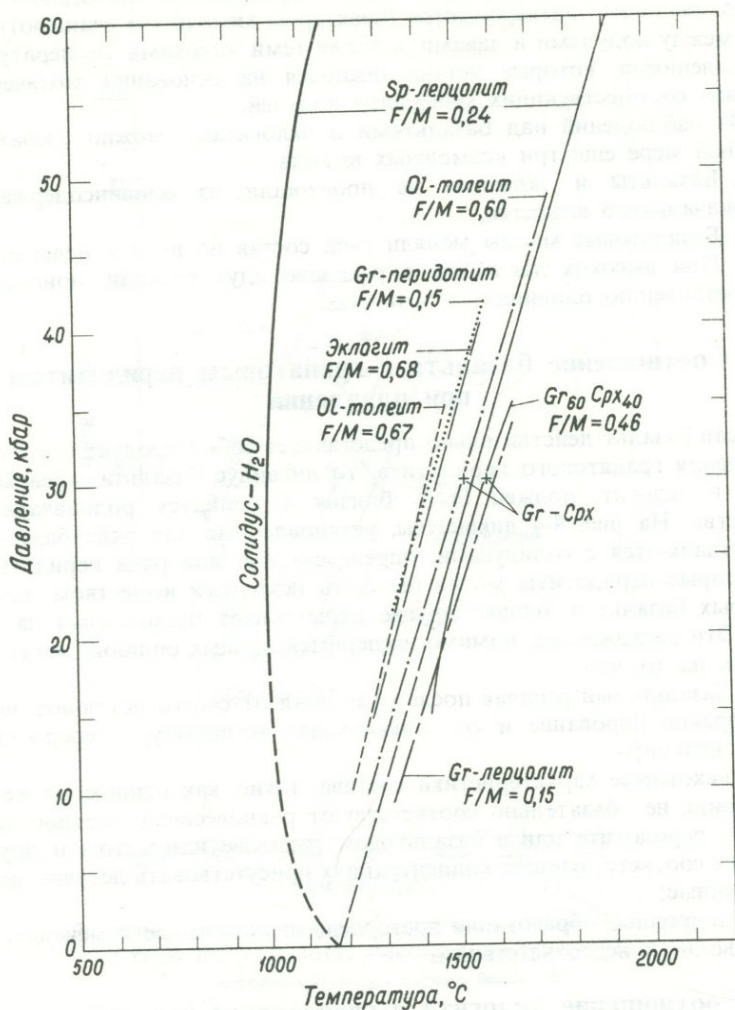


Рис. 8-4. Сопоставление ликвидусов эклогитов и базальтов, превращенных в эклогиты, с солидусами возможных родоначальных веществ (гранатового перидотита, гранатового лерицолита и шпинелевого лерицолита).

$$F/M = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}).$$

Использованные литературные источники: [235] — шпинелевый лерицит; [86] — оливиновый толеит; [200] — гранатовый перидотит; [501] — эклогит; [208] — смесь граната (60%) и клинопироксена (40%); [438] — оливиновый толеит; [321] — гранат + клинопироксен; [233] — гранатовый лерицит.

обнаруживают с расплавом реакционные отношения, то эглогит должен начинать плавиться при более низкой температуре, чем гранатовый перидотит. Поэтому необходимо детально рассмотреть плавление эглогита.

### Плавление эглогита

Составы природных эглогитов на диаграмме Af – C – Fm (рис. 8-5) приурочены к узкой полосе. Это определяется существованием граничной кривой между двумя главными фазами породы, как показано на рис. 8-6. Тесная близость эглогитов к такой граничной кривой свидетельствует о том, что эти породы сами по себе являются произ-

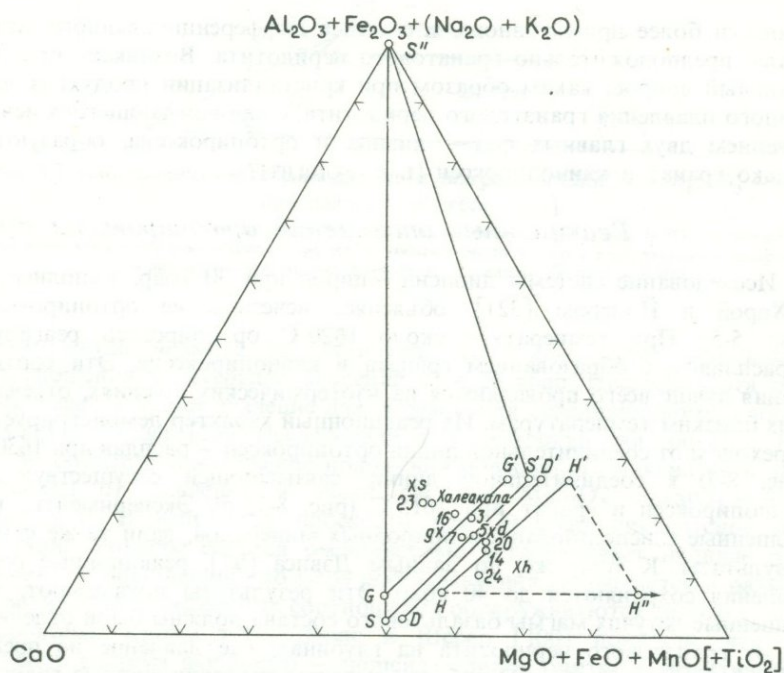


Рис. 8-5. Проекция состава эглогитов и слагающих их минералов на диаграмму Af – C – Fm (по Йодеру и Тилли [501]).

(С разрешения издательства Оксфордского университета.)

G, G', g – клинопироксен, гранат и эглогит из Гленселга, Шотландия.

D, D', d – клинопироксен, гранат и эглогит из Лох-Дьюич, Шотландия.

S, S', S', s – клинопироксен, гранат, кианит и кианитовый эглогит из Зильбербаха.

H, H', H', h – клинопироксен, гранат, ортопироксен и гиперстенный эглогит из кратера Солт-Лейк, остров Оаху (стрелка, направленная от H', указывает на состав, исправленный с учетом примеси клинопироксена).

X – состав породы, из которой были проанализированы минералы. Кружочки с номерами – составы базальтов, проанализированных Йодером и Тилли [501]; кружочек с надписью «Халеакала» – состав базальта [501].

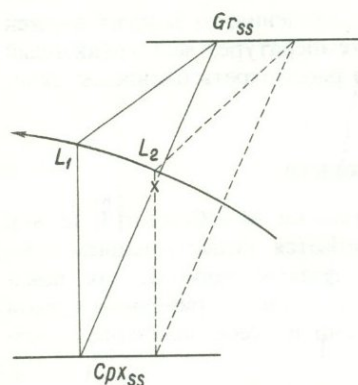


Рис. 8-6. Схематическое изображение плавления твердых растворов гранатов и клинопироксенов, показанных на рис. 8-5 [501]. X — общий состав;  $L_1$  и  $L_2$  — проекции составов расплавов при температурах  $T_1$  и  $T_2$  соответственно, причем  $T_1 < T_2$ ; ss — твердый раствор; давление постоянно. (С разрешения издательства Оксфордского университета.)

водными более примитивного, т. е. менее дифференцированного материала, предположительно гранатового перидотита. Возникает принципиальный вопрос: каким образом при кристаллизации продуктов частичного плавления гранатового перидотита, сопровождающегося исчезновением двух главных фаз — оливина и ортопироксена, образуются только гранат и клинопироксен (т. е. эклогит)?

### Реакционные отношения ортопироксена

Исследование системы диопсид — пироп при 30 кбар, выполненное О'Харой и Йодером [321], объясняет исчезновение ортопироксена (рис. 5-5). При температуре около  $1620^\circ\text{C}$  ортопироксен реагирует с расплавом с образованием граната и клинопироксена. Эти соотношения лучше всего проявляются на изотермических сечениях, отвечающих близким температурам. Их реакционный характер демонстрируется переходом от соединительной линии ортопироксен — расплав при  $1630^\circ\text{C}$  (рис. 8-7) к соединительной линии, связывающей сосуществующие клинопироксен и гранат при  $1615^\circ\text{C}$  (рис. 8-7, б). Эксперименты, выполненные с использованием природных минералов, дали те же самые результаты. К тому же, по данным Дэвиса [97], реакционные соотношения сохраняются до 40 кбар. Эти результаты показывают, что лишённые летучих магмы базальтового состава должны были отделяться от гранатового перидотита на глубинах, где давление не превышает примерно 50 кбар. При более высоком давлении система гранатового перидотита, очевидно, будет эвтектической, и поэтому из отделившегося расплава в этом случае должен кристаллизоваться оливин.

### Реакционные отношения оливина

Установление реакционных соотношений оливина в ассоциациях гранатового перидотита в течение ряда лет было безуспешным, до тех пор пока Кусиро [226], изучая в других целях сечение энстатит —

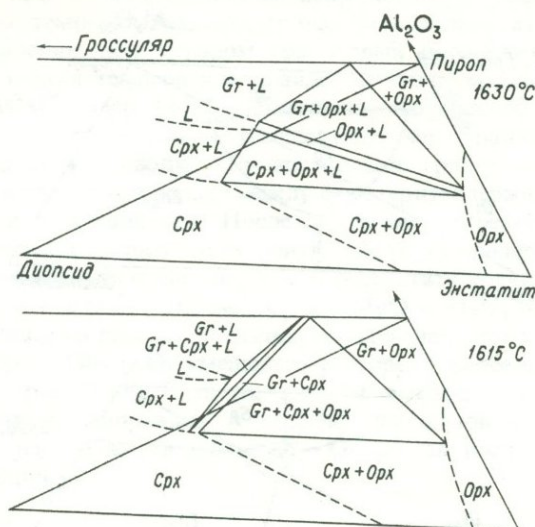


Рис. 8-7. Изотермические сечения для части диаграммы  $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$  при давлении 30 кбар [321].

Замена соединительных линий ортопироксена с расплавом, наблюдающихся при 1630°C, на соединительные линии клинопироксена с гранатом при 1615°C указывает на то, что происходит реакция ортопироксен + расплав = клинопироксен + гранат. (С разрешения Оливера и Бойда.)

Са-молекула Чермака, не установил, что оливин имеет реакционные соотношения в интервале давлений 17 – 26 кбар. Поскольку эта реакция имеет большое значение для образования безоливинового эклогита, Куиро и Йодер [239] исследовали более широкий ряд составов. Ими было определено изменение положения поверхности ликвидуса в зависимости от давления в части системы  $\text{MgSiO}_3 - \text{CaSiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 8-8). В избранной плоскости при 20 кбар ликвидусное поле оливина, которое со всей очевидностью устанавливает наличие реакционных соотношений, по мере роста давления сокращается в размере. При 30 кбар реакционные соотношения обнаруживаются только у ортопироксена. Кроме того, Дэвис и Шерер [100] показали, что при 40 кбар система форстерит – диопсид – пироп близка к эвтектической. Редкие находки нодулей оливинсодержащих эклогитов независимо от того, имеют ли они генетические связи с вмещающей породой или нет, говорят о том, что лишь немногие магмы происходят с таких больших глубин (около 130 км), где гранатовый перидотит становится эвтектическим и оливин может кристаллизоваться из отделившегося расплава.

Эти эксперименты говорят о возможном происхождении эклогита из гранатового перидотита. Если принять во внимание разницу в составах природных магм и экспериментально изученных упрощенных

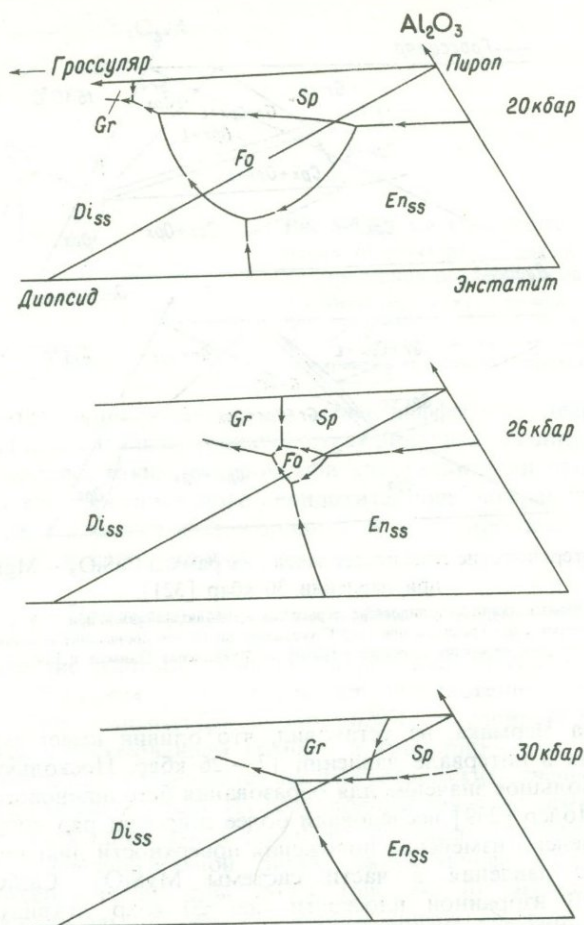


Рис. 8-8. Изменение поверхности ликвидуса в зависимости от давления для части системы  $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$  по данным О'Хары и Йодера [321], Кусиро [226] и Кусиро и Йодера [239].

Присутствие на ликвидусе форстерита при давлениях 20 и 26 кбар означает реакционное взаимодействие форстерита с обогащенным  $\text{SiO}_2$  расплавом; поле пиконита для простоты опущено; ss – твердый раствор. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

систем, то можно полагать, что в магмах, образованных путем частичного плавления гранатового перидотита и отделившихся на глубинах менее 90 км (28 кбар), как оливин, так и ортопироксен будут обнаруживать реакционные соотношения. Образованные таким образом расплавы могут дать биминеральные эклогитовые кумулаты или, достигнув меньших глубин, породить оливинсодержащие базальты.

Более того, при давлениях ниже 28 кбар эклогиты плавилась бы при более низких температурах, чем гранатовый перидотит, а при более высоком давлении, при котором гранатовый перидотит имеет эвтектику, более низкая температура плавления наблюдалась бы у последнего. О'Хара и Йодер [321] наблюдали, что при 30 кбар эклогит плавится при более высокой температуре, чем гранатовый перидотит, и пришли к выводу, что ассоциация гранат — клинопироксен образует температурный раздел между форстеритсодержащими и кварцсодержащими ассоциациями. Последовательность реакций еще предстоит выяснить, т. е. надо установить, какой из минералов — оливин или ортопироксен — исчезает первым в результате реакции при снижении давления. Если в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  первым исчезает оливин, то расплав обогащается кремнеземом и его состав на плоскости  $\text{Сrx} - \text{Orx} - \text{Gr}$  смещается в сторону более высоких содержаний  $\text{SiO}_2$  (рис. 2-11). Если же первым исчезает ортопироксен, то первичный тренд направлен в сторону расплавов с нормативным ларнитом и на плоскости  $\text{Сrx} - \text{Ol} - \text{Gr}$  состав расплава смещается в сторону ларнита.

### Изменение состава базальта в процессе подъема

Неспособность оливиновых базальтов при превращении в эклогит сохранять оливин, по-видимому, подтверждает реакционные соотношения этого минерала. Однако отсутствию оливина может быть дано и другое объяснение. Представим себе расплав базальтового состава, образующийся из исходного вещества, в котором преобладает оливин; тогда оливин должен кристаллизоваться из отделившегося расплава. Можно ожидать, что, по мере того как расплав поднимается к поверхности, пропорции и состав выделяющихся фаз меняются по причине снижения давления и температуры. На основании изучения простых систем (рассмотренных ниже) можно утверждать, что оливин является главной фазой, выделяющейся вместе с другими, если магма эвтектического состава, содержащая вкрапленники, достигает поверхности. Подразумевается, что такая магма не может быть перегрета. Появляющаяся на поверхности магма по составу уже не та, которая была в равновесии с родоначальным веществом, а является ее производной. Это положение подчеркивал О'Хара [317, 318], выдвигая его в качестве принципиального возражения, которое не позволяет толеитовые породы считать представителями первичных магм. По этим причинам, чтобы удостовериться в родстве базальта с его предположительным родоначальным веществом — гранатовым перидотитом, необходимо учесть потерю кристаллов на пути расплава к поверхности.

В свете сказанного выше тот факт, что оливин не наблюдался в минеральных ассоциациях высоких давлений, полученных из закристаллизовавшихся на поверхности базальтовых магм, теперь можно рас-

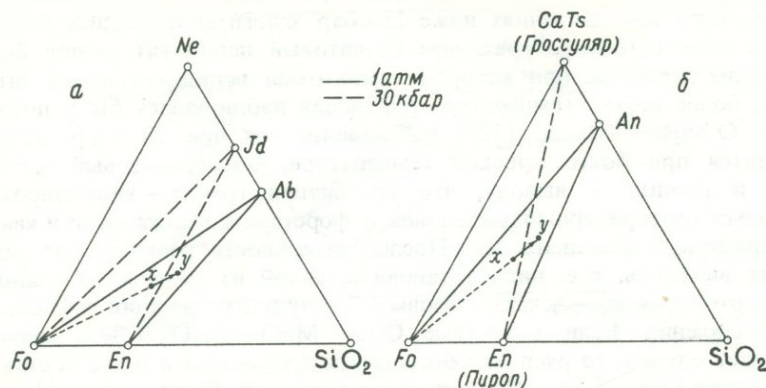


Рис. 8-9.

*a* – сечения в системе форстерит (Fo) – нефелин (Ne) – кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ) при 1 атм и при 30 кбар по Йодеру и Тилли [501]. Точка X схематически изображает состав критического расплава, образованного при высоком давлении, а точка Y представляет производный по отношению к нему расплав при низком давлении при допущении, что удаляется только один оливин. Пунктирная линия, соединяющая Fo с X и Y, проведена для определения изменения состава расплава при удалении оливина.

*б* – сечения в системе форстерит (Fo) – кальциевая молекула Чермака (CaTs) – кремнезем ( $\text{SiO}_2$ ) при 1 атм и 30 кбар по Йодеру и Тилли [501]. Составы расплавов X и Y характеризуются теми же отношениями, что и на рис. 8-9, *a*. Конечные члены гранатового рядаgrossуляр – пироп (длинный пунктир) проецируются из вершины  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  соответственно на точки CaTs и En. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон.)

смотреть на двух простых диаграммах, которые были использованы Йодером и Тилли [501] для иллюстрации путей фракционирования при высоком и низком давлениях. На рис. 8-9, *a* представлена система Ne – Fo –  $\text{SiO}_2$  и положение соединительных линий при 1 атм и при 30 кбар. Если бы исходный расплав состава X подвергался фракционированию в условиях последовательно снижающегося давления, то конечный состав, вероятно, попал бы в положение Y. Поскольку поле форстерита непрерывно расширяется по мере снижения давления, из расплава кристаллизуется только форстерит. Исходная ассоциация была бы Fo + En + Gr, а производная ассоциация при низком давлении – Fo + En + Ab. Перекристаллизация состава Y при 30 кбар дала бы ассоциацию En + Jd + Qz, и тогда бы форстерит не наблюдался. Аналогичным образом можно рассмотреть систему Fo + CaTs +  $\text{SiO}_2$ , показанную на рис. 8-9, *б*. Исходная ассоциация состава X после фракционирования до состава Y при низком давлении дает ассоциацию Fo + En + An. Перекристаллизация состава Y при высоком давлении дает ассоциацию, лишенную форстерита. Поэтому исчезновение при высоком давлении в базальтах оливина можно было бы объяснить преобладанием плагиоклаза над оливином и гиперстеном, а также тем, что при высоком давлении оливин расходуется в результате реакций An + Fo и An + En, исследованных Куширо и Йодером [237], и реакции Ab + Fo, исследованной Йодером и Тилли [501].

## Является ли оливин несовместимым или комплементарным?

Легко заметить, что добавление оливина к составу  $Y$  в обоих случаях, представленных на рис. 8-9, *A* и *B*, следует делать с большой осторожностью. Прежде всего необходимо показать, что состав действительно был фракционирован от форстеритсодержащей ассоциации. Пиролитовая модель Рингвуда [356] и ее последующие варианты были основаны на добавлении приблизительно трех или четырех частей дунита к одной части базальта; при этом принималось, что дунит является единственным тугоплавким остатком, а базальт представляет собой комплементарную первичную магму, образующуюся при частичном плавлении оливинсодержащего родоначального вещества (т.е. пиролита). Вторичная природа базальтов (и эклогитов) уже была показана Йодером и Гилли [501] и подчеркивалась О'Харой [319]. Таким образом, добавление оливина к производной породе, с которой при высоком давлении он не должен быть комплементарным (т.е. дополняющим), не представляется подходящей моделью образования первичных магм<sup>1</sup>.

### Доказательства, полученные на основании изучения нодулей

Тот факт, что оливин и ортопироксен являются главными минеральными фазами нодулей, которые выносятся щелочными базальтами, подтверждает мнение об этих минералах, как о важных составных частях родоначального вещества. В дополнение к этому, Хуккенхольц [189, 190, 191] наблюдал реликты ортопироксена в нефелинсодержащих оливиновых базальтах и базанитах области Хохейфель. Сохранность нодулей и реликтов свидетельствует о том, что такие магмы поступали на поверхность непосредственно из мантийного источника. Нодули содержат по крайней мере одну фазу, ортопироксен, с которой вмещающая их порода при низких давлениях несовместима. Куширо [225] экспериментально установил, что при высоких давлениях энстатит и нефелин могут сосуществовать. Поэтому на определенных глубинах нодули с ортопироксеном могли бы быть совместимыми

---

<sup>1</sup> Эти доводы не противоречат модели, основанной на добавлении оливина к оливинсодержащему кварцнормативному толеиту, образованному путем сепарации магмы от плагиоклазового перидотита при низком давлении (соответствующем глубине меньше 15 км), где осуществляется оливиновая реакция.

с нефелиннормативным расплавом<sup>1</sup>. Магма подвергалась эффективной сепарации от родоначального вещества при высоком давлении и при температуре ниже реакционных точек оливина и пироксена или совпадающей с последней.

Нодули безоливиновых эклогитов, по-видимому, образовались как кумулаты в области глубин 60–85 км, где, согласно экспериментам Куширо [226], в безводных условиях существуют необходимые для этого реакционные соотношения. В качестве альтернативной возможности допускается, что некоторые эклогиты представляют собой базальты, испытавшие вторичное превращение. Метаморфизованные океанические базальты, слагающие поддвигаемую плиту, могут быть подходящим источником для образования этих эклогитов.

### Фаза, которая первой расходуется при плавлении

Располагая представленными данными, уместно вернуться к вопросу о том, какая же из двух наименее распространенных главных фаз гранатового перидотита при его частичном плавлении расходуется первой. На рис. 8-2 – 8-4 можно видеть, что при умеренных давлениях, использовавшихся в экспериментах, на ликвидусе базальтовых пород находится клинопироксен, а при наиболее высоких давлениях – гранат. Эти наблюдения подтверждаются смещением ликвидусных границ в интервале давлений между 30 и 40 кбар в системе диоксид – пироп (рис. 8-10): с увеличением давления граничная кривая смещается в сторону клинопироксена (рис. 8-6). Для валовых составов, в которых клинопироксен и гранат находятся в пропорции от 50:50 до 35:65, представляется очевидным, что в случае частичного плавления при минимальном давлении, отвечающем устойчивости ассоциации гранатового перидотита, первым расходуется гранат, а с увеличением дав-

<sup>1</sup> Считалось, что это соотношение находит подтверждение в экспериментах при высоком давлении с синтетическими составами, воспроизводящими щелочной базальт [152], пикритовый базанит и пикритовый нефелинит [64], соответственно содержащими 2,2, 9,4 и 10,6 вес. % нормативного нефелина. Однако природный базанит (Ne = 10,8%), изученный Ито и Кеннеди [201], два природных базанита (Ne = 7,8 и 11,9%), изученных Аркулусом [20], и синтетический состав, воспроизводящий оливиновый нефелинит (Ne = 15,3%) [64], при высоком давлении не дают ортопироксена. Эти различия могут объясняться валовым составом, попадающими из аппаратуры H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, потерей железа в контейнер, окислением и метастабильностью. Балтитюд и Грин [64] появление ортопироксена при высоких давлениях в составах с нормативным нефелином ошибочно приписывали присутствию H<sub>2</sub>O вопреки результатам изучения простых водных систем. Эгглер [114] показал, что этот эффект вызывается в первую очередь присутствием CO<sub>2</sub>. Для получения правильных выводов необходимо провести серию экспериментов с нефелиннормативными породами при более тщательно контролируемых условиях.

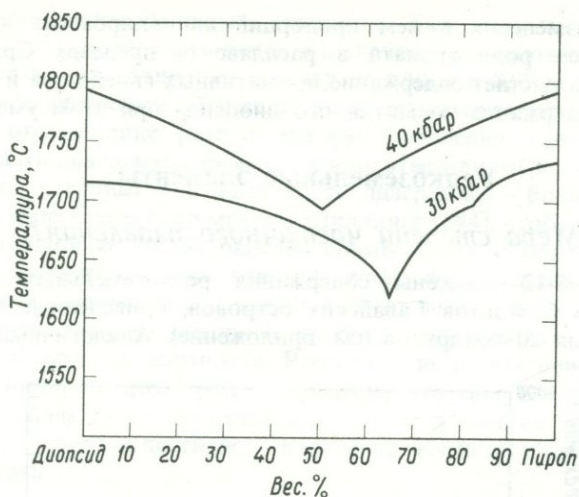


Рис. 8-10. Ликвидусы в системе диопсид – пироп при 30 кбар [321] без учета поля энстатита и при 40 кбар [97].

При 30 кбар ликвидусной фазой состава, близкого к пиропу, является шпинель. Показано смещение кривых совместной кристаллизации граната и клинопироксена в зависимости от давления. (С разрешения Оливера и Бойда, а также Института Карнеги, Вашингтон.)

ления первым расходуется клинопироксен. Эти смещения граничной кривой существенно влияют на нормативный состав расплава. На рис. 8-11 нанесены главные нормативные минералы проанализированных клинопироксена и граната из гранатового перидотита. Наблюдается явный сдвиг нормативных характеристик потенциального расплава

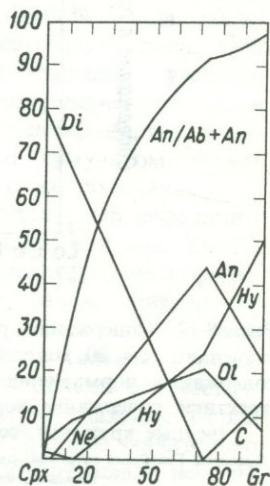


Рис. 8-11. Нормативные составы ассоциаций сосуществующих клинопироксена и граната из гранатового перидотита из Южной Африки [321].

С — корунд.

вследствие изменения в нем пропорций клинопироксена и граната. С увеличением роли граната в расплаве (в пределах  $\text{Sr}_{x_{70}}\text{Gr}_{30} - \text{Sr}_{x_{30}}\text{Gr}_{70}$ ) возрастает содержание нормативных гиперстена и анортита, тогда как содержание нормативного диопсида при этом уменьшается.

### Редкоземельные элементы

#### Мера степени частичного плавления?

На рис. 8-12 нанесены содержания редкоземельных элементов в трех типах базальтов Гавайских островов, приведенные к средним значениям для 20 хондритов (см. приложение). Аналогичный характер

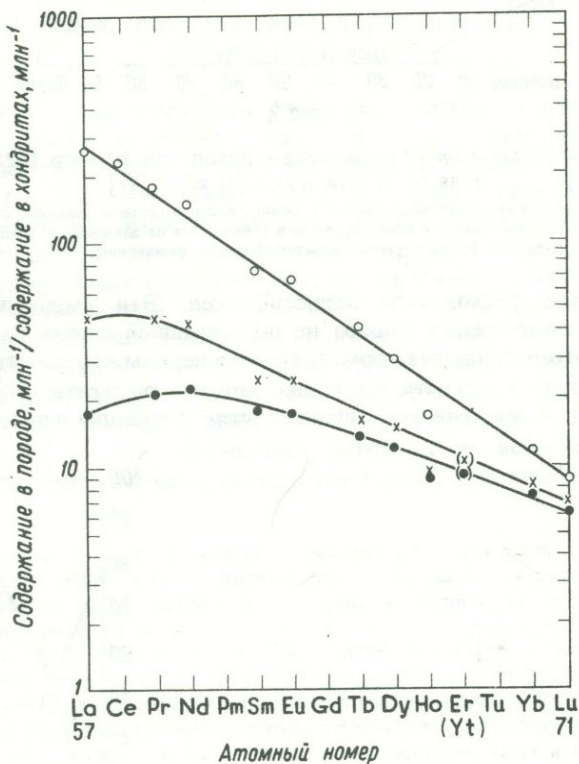


Рис. 8-12. Содержания редкоземельных элементов, приведенные к средним значениям для 20 хондритов, в мелилитовом нефелините (светлые кружочки, содержание нормативного ларнита — 7,40; нефелина — 21,58), в анкарамите (крестики, содержание нормативного нефелина 3,12) и в оливиновом толеите (черные кружочки, содержание нормативного гиперстена 28,84) [398].

Образцы с Гавайских островов; содержания изображены в логарифмическом масштабе в виде функции их атомного номера. (С разрешения «John Wiley and Sons, Inc.»)

распределения редкоземельных элементов был получен Аркулусом и Симидзу [22] для ряда базанитов и щелочных оливиновых базальтов, меняющихся по нормативному составу от пород с 8,99% нефелина до пород с 4,80% гиперстена. Эти кривые интерпретировались Шиллингом [395] как отражающие разную степень плавления, причем кривые в верхней части диаграммы, по его мнению, отвечали небольшой степени выплавления, а кривые в нижней части диаграммы — более интенсивному плавлению. Однако, по мнению Шиллинга [394], чтобы содержания главных породообразующих окислов совместились с температурными разделами, следует признать, что эти магмы образовались на разных глубинах (или при разных давлениях). Этот вывод исходит из того, что состав расплава, из которого кристаллизовались эти породы, не изменялся на пути к поверхности. Рассмотрение нормативного состава этих трех пород не позволяет утверждать, что они образовались из единого родоначального вещества при одном и том же давлении, но при различной степени частичного плавления. Их нормативные составы (вес. %) таковы:

Порода	Оливин	Гиперстен	Нефелин	Ларнит
Мелилитовый нефелинит	18,35	—	21,58	7,40
Анкарамит	23,88	—	3,12	—
Оливиновый толеит	6,75	28,84	—	—

Если мелилитовый нефелинит представляет собой продукт начального плавления, то невероятно, чтобы большая степень плавления привела к образованию оливинового толеита с таким малым количеством оливина, если только не произошло огромного спада давления или если  $H_2O$  не играла при этом существенную роль. Оба фактора (вода и уменьшение давления) имеют тенденцию увеличивать поле оливина, сокращая таким образом содержание оливина в расплаве, находящемся на граничных кривых или поверхностях. В отличие от этого анкарамит, который не считают кумулатом, может быть продуктом большей степени плавления того же родоначального вещества, при том же самом давлении, что и мелилитовый нефелинит, так как он характеризуется повышенным содержанием оливина. Увеличение при одном и том же давлении степени плавления горной породы, в которой оливин является наиболее обильной фазой, привело бы к прогрессирующему росту содержания оливина в расплаве. Но рассматриваемые породы, по-видимому, не могут быть связаны с родоначальным веществом просто как продукты разной степени его частичного плавления, образовавшиеся при одном и том же давлении. Серия горных пород, изученных Аркулусом и Симидзу [22], более значительно ограничена по своему нормативному составу и обнаруживает неболь-

шее, но прогрессирующее возрастание содержания оливина от 20,45 до 24,38%, при наличии допустимых отклонений.

Шиллинг и Винчестер [398], теоретически проанализировав последовательность изменений содержания редкоземельных элементов в зависимости от степени частичного плавления, получили картину, показанную на рис. 8-13. Хотя эти расчетные кривые не были скоррелированы с нормативными характеристиками теоретически выведенных расплавов, кривая относительного распределения редкоземельных элементов для расплава, соответствующего расплавлению на один процент, обозначенная на рисунке как  $L(1\%)$ , должна примерно соответствовать

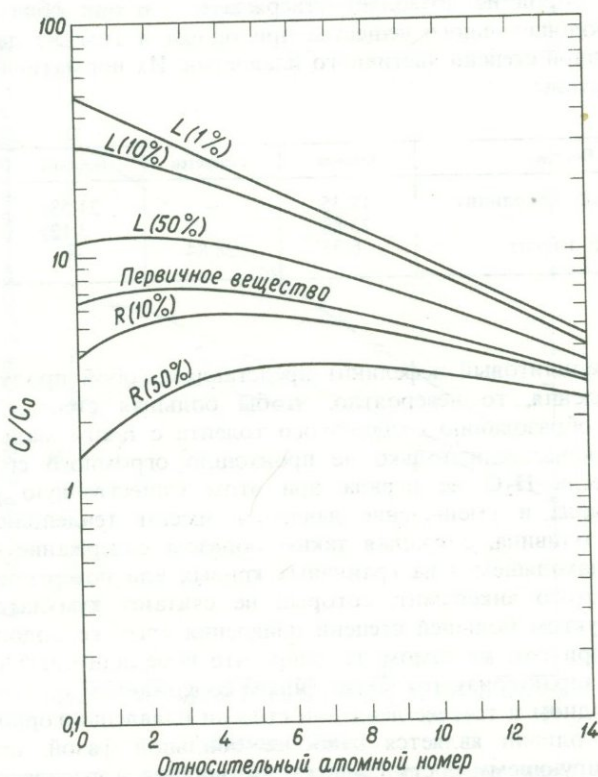


Рис. 8-13. Теоретические относительные концентрации ( $C/C_0$ ) (логарифмический масштаб) 14 редкоземельных элементов (0 — лантан; 14 — лютеций) в расплаве (L) и тугоплавком остатке (R), являющимися результатом частичного плавления первичного материала [398].

Показаны концентрации для степени плавления 1, 10 и 50%. (С разрешения «John Wiley and Sons, Inc.»)

кривой, полученной для мелилитовых нефелинитов. Кривая  $L$  (50%) подобна кривой, полученной для гавайских толеитов. С точки зрения Шиллинга, данные по редкоземельным элементам убедительно доказывают, что степень плавления влияет на нормативный состав расплава.

Грин [148], очевидно, принимает эту точку зрения и предполагает, что при давлении от 15 до 35 кбар ларнитнормативный расплав сменяется нефелиннормативным и гиперстеннормативным просто за счет доли расплава при постоянном давлении и при столь ничтожном содержании  $H_2O$ , как 0,01%! При экспериментальных исследованиях синтетических систем, от самых простых до самых сложных, получено было немного доказательств, основывающихся на фазовых равновесиях, которые подтверждали бы эту точку зрения. Еще не обнаружен валовой состав, который давал бы полную серию расплавов с ассоциациями нормативных минералов ларнит + нефелин, оливин + нефелин, оливин + гиперстен и гиперстен + кварц просто в результате увеличения степени плавления свыше некоторого среднего уровня (например, 30%) или при превышении любого уровня плавления. На примере системы форстерит — диопсид — пироп было показано, что степень плавления оказывает влияние на нормативный состав расплава, но только в узких пределах. Однако на нормативный состав расплава заметно влияют содержание летучих и давление [299]. Тем не менее присутствие газовой фазы, по-видимому, существенно не сказывается ни на распределении редкоземельных элементов [92], ни на сдвиге «эвтектического» состава [396].

По-видимому, только случайно каждый раз могла достигаться степень плавления, необходимая для образования последовательных рядов из одного и того же состава. Единственным потенциальным фактором контроля, определяющим степень плавления, является еще неизвестное количественное соотношение кристаллов и расплава, достижение которого приводит к физической дезинтеграции исходного вещества. Шиллинг [394] полагает, что степень плавления может определяться тем, что необходимое количество тепла резко изменяется, когда при *частичном* плавлении исчезает минеральная фаза. Резкий подъем ликвидусной температуры, особенно оливина, может наложить на степень плавления временные ограничения. Однако при *фракционном* плавлении утрата одной из главных фаз значительно изменяет состав последующего расплава, так что базальтовый расплав, вероятно, образоваться не может. Кроме того, обнаружение в пределах плиты Наска базальтов с нормативным нефелином и оливиновых толеитов, характеризующихся *одинаковым* характером распределения редкоземельных элементов [397], заставляет сомневаться в концепции, согласно которой степень плавления служит главным контролирующим фактором состава образовавшегося расплава. Шиллинг и Бонатти [397] установили, что для указанного района необходимо допустить два типа магмы, образовавшихся при разных эвтектических составах, но являющихся продуктами примерно одной и той же степени плавления.

### Степень неоднородности или количественное соотношение фаз?

Что же тогда обуславливает систематические вариации характера распределения редкоземельных элементов в главных типах базальтовых пород, если степень частичного плавления не всегда является главным фактором? Один из факторов — это содержание редких земель в родоначальном веществе. Неоднородность мантии могла бы объяснить эти вариации, но существует ли систематическая корреляция этих вариаций с многими другими факторами, определяющими тип магмы? Более приемлемой представляется зависимость от количественного соотношения фаз, принимающих участие в частичном плавлении. На рис. 8-14 представлены коэффициенты распределения редкоземельных элементов между кристаллами и расплавом. Представительные коэффициенты разделения редкоземельных элементов между «кристаллом» и «расплавом»<sup>1</sup> для главных фаз гранатового перидотита были опубликованы Хелмке и Хаскином [176]. Коэффициенты разделения между синтетическим клинопироксеном и расплавом были определены Масудой и Кусиро [268], а между синтетическим гранатом и расплавом — Симидзу и Кусиро [415]. Очевидно, что легкие редкоземельные элементы будут всегда обогащать расплав по отношению к твердому остатку. В отличие от этого тяжелые редкоземельные элементы могут обеднять или обогащать расплав в зависимости от того, устойчив ли гранат как минеральная фаза в процессе плавления. Из рис. 8-14 ясно, что главные изменения в характере распределения редкоземельных элементов обусловлены вариациями соотношения между клинопироксеном и гранатом. Вариации же в содержании оливина — предполагаемой господствующей фазы — будут оказывать лишь небольшое влияние на характер распределения редкоземельных элементов и тем не менее сильно воздействовать на их общее содержание в расплаве. Рассмотрим теперь простую бинарную систему клинопироксен — гранат с эвтектикой, характеризующейся составом: клинопироксен — 35% и гранат — 65% (рис. 5-5). Хотя коэффициенты разделения, приведенные на рис. 8-14, определялись при разных давлениях и, возможно, являются несопоставимыми, они могут быть полезны для расчета содержаний редкоземельных элементов в расплавах в соответствии с уравнением, предложенным Шиллингом [396]:

$$C_L^i = \frac{C_p^i}{Y(1 - \sum_{j=1}^{j=n} K_j^i E_j) + \sum_{j=1}^{j=n} K_j^i X_j}$$

<sup>1</sup> «Кристаллы» являются фенокристаллами из природных горных пород, которые равновесны с «расплавом», представленным основной массой или с рассчитанными остаточными расплавами.

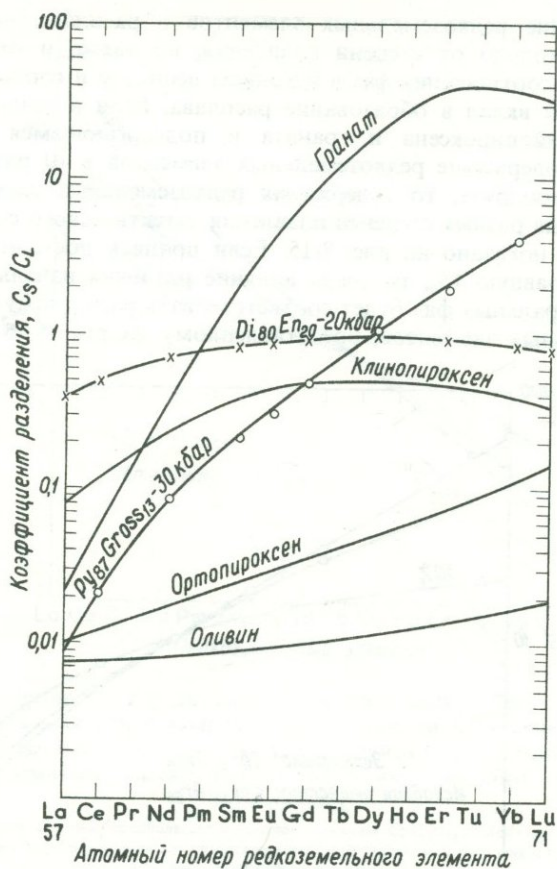


Рис. 8-14. Характерные коэффициенты разделения редкоземельных элементов между природными кристаллами (оливин, ортопироксен, клинопироксен и гранат) и предполагаемым расплавом [176], между синтетическим клинопироксеном ( $Di_{80}En_{20}$ ) и стеклом при 20 кбар [268], а также между синтетическим гранатом ( $Pu_{87}Gross_{13}$ ) и стеклом при 30 кбар [415].

$C_S$  — концентрация редкоземельного элемента в остаточных кристаллах;  $C_L$  — концентрация редкоземельного элемента в сосуществующем расплаве.

где  $i$  — редкоземельный элемент,  $j$  — фазы,  $C_L$  — концентрация редкоземельного элемента в расплаве,  $C_p$  — концентрация редкоземельного элемента в исходном веществе,  $Y$  — весовая доля расплава (т. е. степень плавления),  $K$  — коэффициент разделения между остаточной фазой и расплавом,  $E$  — доля фазы  $j$  в эвтектике (вес. %),  $X$  — доля остаточной фазы, находящейся в равновесии с расплавом в весовых процентах.

Содержание редкоземельных элементов в расплаве, по-видимому, зависит не только от степени плавления, но также и от начальных содержаний, соотношения фаз в исходном веществе и соотношения фаз, внесших свой вклад в образование расплава. Если в эклогите, состоящем из клинопироксена и граната и подвергающемся плавлению, начальное содержание редкоземельных элементов в 10 раз выше, чем в среднем хондрите, то содержания редкоземельных элементов, рассчитанные для разных степеней плавления эвтектического состава, будут такими, как показано на рис. 8-15. Если принять постоянную степень плавления, равную 1%, то тогда влияние различия начальных соотношений минеральных фаз будет соответствовать расчетному содержанию редкоземельных элементов, представленному на рис. 8-16<sup>1</sup>. Ясно, что

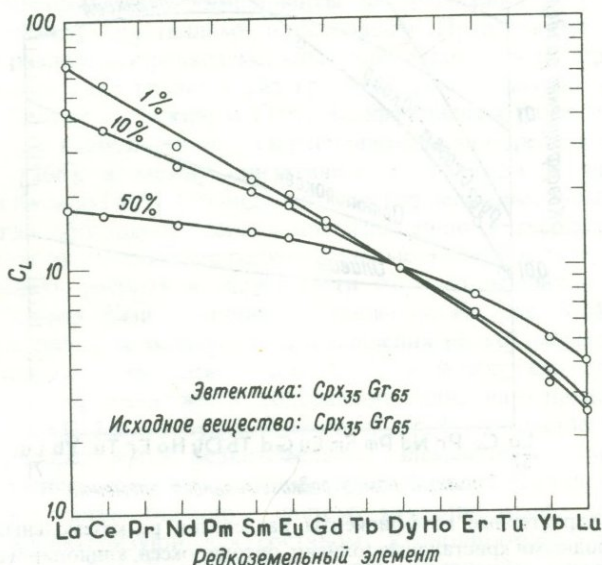


Рис. 8-15. Рассчитанные концентрации редкоземельных элементов в расплаве ( $C_L$ ), образовавшемся при частичном плавлении на 1, 10 и 50% гипотетического эвтектического состава ( $Sr_{x35}Gr_{65}$ ), обогащенного редкими землями в десять раз по сравнению с средним хондритом (см. Приложение).

Использованы приведенные на рис. 8-14 коэффициенты разделения для синтетического клинопироксена и расплава и синтетического граната и расплава; разница давлений не учитывалась.

<sup>1</sup> На первый взгляд может показаться неразумным приписывать одни и те же начальные содержания редких земель разным количественным пропорциям тех же минералов. Но для многих эклогитов, по-видимому, характерны такие же содержания редких земель, как и для хондритов, и поэтому необходимо рассмотреть лишь сами хондриты в качестве примера вещества, имеющего одинаковые содержания редких земель и тем не менее сильно варьирующего по соотношению фаз.

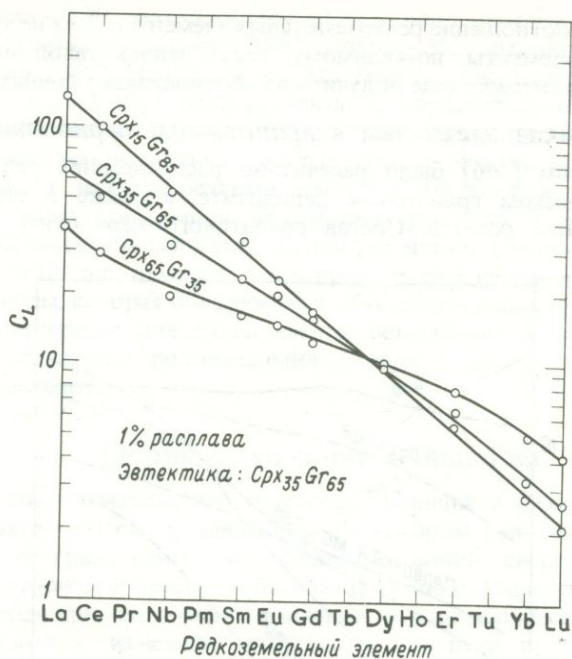


Рис. 8-16. Рассчитанные концентрации редкоземельных элементов в расплаве ( $C_L$ ), образовавшемся при однопроцентном частичном плавлении разных пропорций клинопироксена и граната в гипотетическом эклогите, обогащенном редкими землями в десять раз по сравнению с средним хондритом (см. Приложение).

Эвтектический состав системы предполагается соответствующим  $Sr_{x35}Gr_{65}$ . Использованы приведенные на рис. 8-14 коэффициенты разделения для синтетического клинопироксена и расплава и граната и расплава; разница давлений не учитывалась.

изменение пропорций характерных фаз имеет такое же значение, как и степень плавления [396]. Гаст [139] считал, что относительные концентрации редкоземельных элементов «совершенно нечувствительны к фазе, которая плавится». Даже оставляя в стороне тот факт, что все фазы должны взаимодействовать в расплаве, этот вывод кажется ошибочным, поскольку он основан на вычисленных изменениях, на которые преобладающее влияние оказывает содержание оливина и ортопироксена. Несмотря на то что эти минеральные фазы, наиболее обильные в исходном веществе, оказывают огромное влияние на состав редкоземельных элементов в расплаве, все же изменения в соотношениях редких земель в первую очередь определяются их поступлением из клинопироксена и граната (рис. 8-14). Необходимо экспериментально определить эффект этих переменных величин и оценить их

влияние на соотношение редкоземельных элементов. Тем не менее редкоземельные элементы, по-видимому, несут запись такой информации, которую невозможно еще получить из соотношения главных элементов.

### Редкие элементы в гранатовом перидотите

Шиллингом [396] было рассчитано распределение редких земель в гипотетическом гранатовом перидотите, а также в его выплавке и тугоплавком остатке. Состав гранатового перидотита он принял

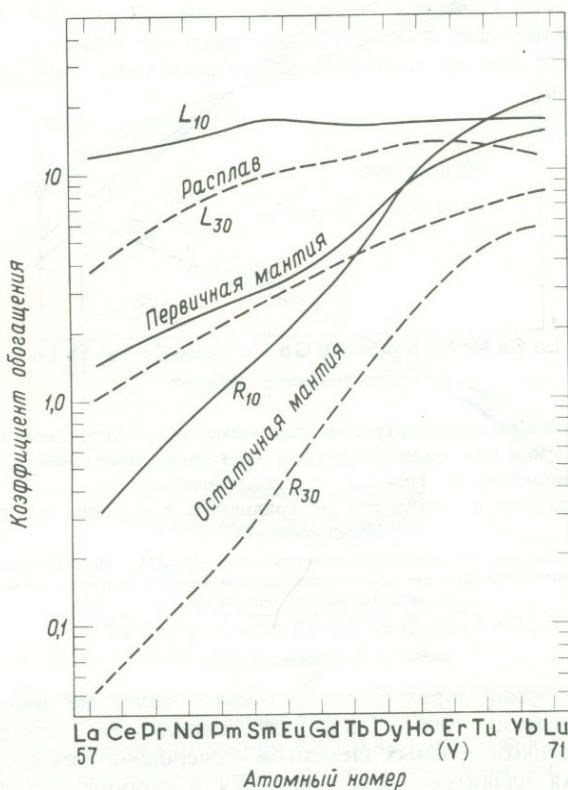


Рис. 8-17. Вычисленные коэффициенты обогащения для редких земель [396] в ассоциации гранатового перидотита ( $Ol_{5,7}Orx_{1,7}Crx_{1,2}Gr_{1,4}$ ), плавящейся в эвтектике  $Ol_3Orx_3Crx_{4,7}Gr_{4,7}$ , определенной Девисом и Шерером [101].

Коэффициент обогащения представляет собой концентрацию редкоземельного элемента в расплаве, отнесенную к его концентрации в предполагаемой первичной мантле. Составы расплавов для 10%-ного (сплошная линия) и 30%-ного (прерывистая линия) плавления ( $L_{10}$  и  $L_{30}$ ) получены на основании изучения природных базальтов со Срединно-Атлантического хребта. Содержание редких земель в первичном веществе рассчитано на основании наблюдаемых составов с использованием соответствующих коэффициентов разделения, предполагаемого эвтектического состава и предполагаемых соотношений и видов переходящих в расплав минеральных фаз. Состав редкоземельных элементов в остатке вычислен как разность. (С разрешения «John Wiley and Sons, Inc».)

таким: оливин — 57%, ортопироксен — 17%, клинопироксен — 12%, гранат — 14%, а состав эвтектики [100]: оливин — 3%, ортопироксен — 3%, клинопироксен — 47%, гранат — 47%. Эта модель при частичном плавлении на 10 и на 30%<sup>1</sup> дает результаты, показанные на рис. 8-17. Главный вывод состоит в том, что при десятипроцентном плавлении тяжелые редкие земли остаются в тугоплавком остатке, который при этом обедняется легкими редкими землями. Эта модель показывает, что гранат, присутствовавший изначально, устойчив с небольшими количествами частичной выплавки, но при увеличении степени плавления расходуется. Шиллинг отмечал, что в природе еще не найдено ультраосновной породы, которая обнаруживает обогащение тяжелыми редкими землями, характерное для тугоплавкого остатка после выплавки из гранатосодержащего родоначального вещества очень небольшого количества расплава.

### Общие замечания и выводы

В заключение отметим, что отсутствие оливина в базальтах, подвергнутых такому высокому давлению, при котором они, как полагают, отделились из гранатового перидотита, с одной стороны, может объясняться вторичной природой базальтовых магм. Первичные магмы, образовавшиеся при частичном плавлении и отделившиеся от гранатового перидотита, изменяли свой состав по пути к поверхности, в результате чего расплав стал таким, что продукты его кристаллизации при высоком давлении не содержат оливина. С другой стороны, эклогит, эквивалентный по составу базальту, если он произошел из гранатового перидотита при высоком давлении, предполагает реакционные отношения с расплавом как оливина, так и ортопироксена. Реакционные соотношения ортопироксена были показаны О'Харой и Йодером [321], а оливина — Кусиро и Йодером [239]. Таким образом, эклогитовый расплав, вынесенный на поверхность и закристаллизованный в виде базальта, должен быть также производным.

Немногочисленные данные о ликвидусных фазах базальтовых составов при высоком давлении позволяют предположить, что в процессе частичного плавления гранатового перидотита под высоким давлением первым расходуется клинопироксен, тогда как при сравнительно умеренном давлении первым расходуется гранат. Эти выводы основываются на допущении, что  $H_2O$  не играет значительной роли в образовании базальтовой магмы.

Данные по редкоземельным элементам могут дать информацию о степени плавления, количественном соотношении фаз в начальном материале, присутствии или отсутствии граната и степени неоднородности в верхней мантии. Но для того, чтобы сделать определенные

<sup>1</sup> Клинопироксен полностью расходуется при плавлении на 25,5% [Шиллинг, личное сообщение, 1976].

выводы, необходимы экспериментальные оценки значений главных переменных величин. Данные по редким элементам в общем показывают, что попадающие в руки исследователя перидотиты в разной степени обеднены компонентами, являющимися составными частями базальта. Кроме того, некоторые базальты, и особенно океанические, по-видимому, представляют собой продукты вторичного и третичного переплавления или поздние продукты фракционного плавления. Другие базальты, например щелочные, по-видимому, являются продуктами первичного плавления, происходящего вблизи нонвариантной точки, или ранними продуктами фракционного плавления.

## 9. Тектонофизика плавления

### Местонахождение первичного расплава

Исходный материал, каким бы он ни был до начала плавления, по мере повышения температуры претерпевает одну или несколько стадий метаморфического преобразования. Можно ожидать, что гранатовый перидотит имеет гранулярную структуру, характерную для метаморфической породы (фото 2). Согласно Вернону [456, 457], углы между гранями зерен метаморфических пород в среднем составляют примерно  $120^\circ$ , варьируя вследствие анизотропии кристаллов (рис. 9-1). «Точки пересечения» трех граней в шлифе представляют собой потенциальный канал или жилку. Место сочленения четырех граней является возможным местом тетраэдрической поры. Контакты зерен могут рассматриваться как локальные двойные, тройные и четверные системы, однако порода начинает плавиться при температуре, которая соответствует температуре начала плавления системы, представляющей породу в целом.

Поскольку в процессе плавления участвуют все фазы, очевидно, что близлежащие и более отдаленные зерна должны быть связаны между собой диффузионными процессами. Фактически самые первые порции расплава могут возникать в пределах включений или в интерстициях, которые содержат акцессорные минералы (например, апатит). Флюидные включения в поле термических градиентов имеют тенденцию перемещаться к границам кристаллов в направлении повышения температуры, а включения типа жидкость — пар имеют тенденцию мигрировать в обратном направлении, в сторону понижения температуры [16—19]. Вследствие трещиноватости породы при достижении структурного и химического равновесия на стадии метаморфического преобразования, которая предшествует плавлению, кристаллы могут сохранять химическую зональность или примеси в своих краевых частях. В связи с этим температура плавления на границе зерен должна быть ниже, чем в их внутренних частях. Считают, что повсеместное плавление начинается на таких границах, где контактируют все фазы. В этой связи, согласно некоторым моделям, начальный расплав представляется в виде отдельных изолированных капель. С увеличением термической энергии первая жидкость проникает вдоль всех границ между зернами. Если порода гомогенна в минералогическом отношении, то все зерна будут находиться в равновесии с этой первой жидкостью.

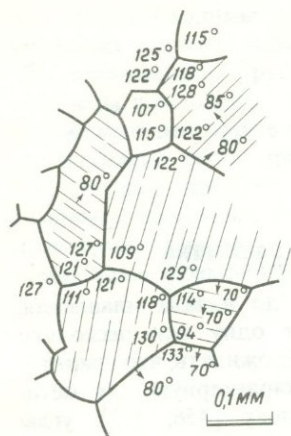


Рис. 9-1. Углы между граничными поверхностями зерен, и углы наклона трещин спайности (в тех случаях, когда они не вертикальны), измеренные в геденбергитовом агрегате из высокометаморфизованной породы, Брокен-Хилл, Австралия [456].  
(С разрешения издательства Оксфордского университета.)

### Аккумуляция жидкости

Внутренняя часть капли первичной жидкости, если такая форма действительно существует на какой-либо стадии плавления, испытывает дополнительное давление вследствие поверхностного натяжения. Согласно Коблу и Берку [84], давление определяется уравнением

$$P = 2\gamma r^{-1},$$

где  $\gamma$  — поверхностное натяжение, а  $r$  — радиус кривизны капли. Для керамических материалов  $\gamma$  равно  $100 \text{ эрг/см}^2$ , поэтому капля размером 1 мкм только благодаря своему размеру и форме испытывает дополнительное гидростатическое давление в 40 бар. Внешнее гидростатическое давление действует таким образом, что уменьшает размер капли. Это происходит в том случае, когда жидкость плохо смачивает прилегающие твердые поверхности. Однако, если жидкость хорошо смачивает твердые поверхности, то она будет засасываться в пространство между прилегающими твердыми поверхностями, вдоль которых происходит плавление [421]. В результате по терминологии керамистов образуется «агрегат, цементированный жидкостью» («liquid-bonded aggregate») [10]. В этом случае все зерна должны быть с самого начала покрыты тонкой пленкой жидкости. Смачиваемость будет различной как для разного вида кристаллов, так и для разных кристаллографических направлений. Физические свойства породы, испытывающей начальное плавление, безусловно, будут в существенной мере зависеть от того, как распределяется жидкость в породе. По мнению автора, представление о трехмерной сети первичной пленочной жидкости является во многих отношениях более предпочтительным, чем представление о множестве изолированных капель.

Хотя экспериментальные наблюдения о последовательности событий, происходящих при плавлении гранатового перидотита, отсутствуют, некоторое представление об этом можно получить при рассмотрении результатов, полученных в опытах с кварц-полевошпатовым гнейсом. Менерт и др. [277] описали начальные стадии анатексиса, проведя серию гидротермальных экспериментов при различных температурах, давлениях и разной продолжительности. Серия экспериментов одинаковой продолжительности (1 сутки) при постоянном давлении воды (2 кбар) свидетельствует об увеличении объема жидкости с повышением температуры (рис. 9-2). При температуре около  $680^{\circ}\text{C}$  местами, особенно на контактах трех основных фаз, можно видеть образование очень тонких (около 1 мкм и тоньше) пленок стекла. При последующем повышении температуры толщина пленок увеличивается в одинаковой степени независимо от состава прилегающих кристаллических фаз. Концентрация низкотемпературного остаточного расплава и примесей вдоль границ зерен на заключительных стадиях первичной кристаллизации породы, безусловно, в значительной степени способствует раннему возникновению жидкой пленки вокруг всех зерен породы при ее

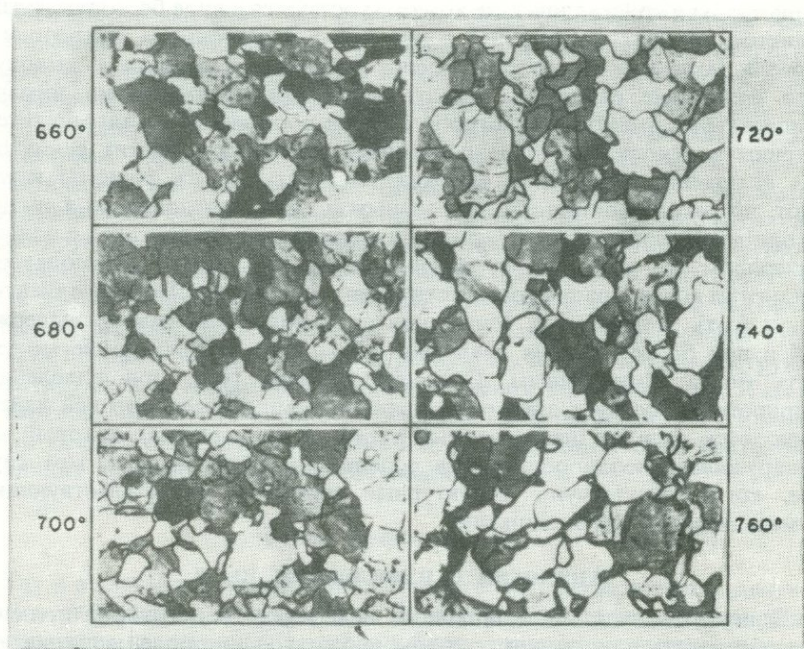


Рис. 9-2. Влияние температуры на количество образующегося расплава и его распределение в процессе плавления природного кварц-полевошпатового гнейса при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар [277].

Время выдержки при каждой температуре 24 ч. Ширина шлифа около 1 мм.

переплавлении [274]. По-видимому, миграция жидкости вдоль трещин, границ зерен, поверхностей спайности и других нарушений происходит достаточно легко. Согласно Брейсу и др. [57], начальное частичное плавление гранита при давлении воды меньше, чем общее давление, также сопровождается образованием почти непрерывной пленочной сети жидкости.

Концепция образования в начале плавления пород «агрегата, сцементированного жидкостью», находит дальнейшее подтверждение при изучении систем, компонентами которых являются простые окислы. Кларк и др. [78] выдерживали искусственную смесь, представляющую систему  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ , при температуре, соответствующей образованию 10% расплава. При этом наблюдались пленки жидкости между отдельными кристаллами периклаза. Авторы, в частности, отметили отсутствие «отдельных скоплений жидкости в непрерывной твердой матрице».

### Гомогенность жидкости

По мере развития процесса плавления пленки объединяются<sup>1</sup>, а кристаллы и кристаллические агрегаты остаются в виде беспорядочных реликтов. Менерт и др. [277] с помощью электронного микроскопа провели исследование состава пленок расплава и пришли к выводу, «что начальные расплавы, образующиеся при относительно низких температурах, имеют до некоторой степени постоянный состав, но гетерогенны в отношении субмикроскопических кристаллических реликтовых включений. При более высоких температурах эти реликты исчезают, но расплав остается гетерогенным в другом отношении, а именно при пересечении пленки расплава в направлении от контакта с одним минералом до контакта с другим минералом могут наблюдаться градиенты концентраций соответствующих элементов». Такие градиенты могут быть устранены в экспериментах с более длительной выдержкой и при более высоких давлениях воды, где перемешивание может быть более эффективным. Согласно Батлеру [67], при плавлении в природных условиях аркозового песчаника вблизи долеритовой дайки образуется расплав (наблюдаемый теперь в виде стекла), который не обнаруживает неоднородности в содержании калия даже в том случае, когда отсутствуют структурные признаки, свидетельствующие о механическом перемешивании.

### Аналогия с плавлением льда

Присутствие воды в ледниковом льде может в некоторой степени способствовать пониманию природы прожилков в породе, испытывающей частичное плавление, несмотря на то что изменение объема

<sup>1</sup> Халлер [164] указал на большую вероятность пересечения изолированных капель расплава и формирования сетчатой структуры.

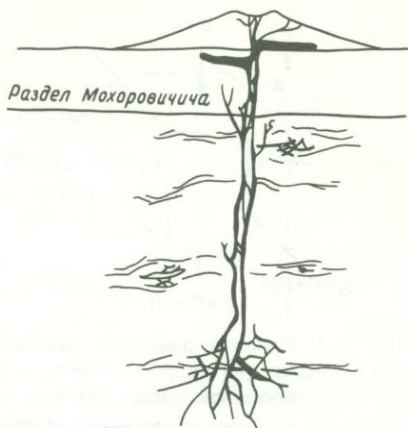


Рис. 9-3. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая разветвленную сеть «притоков», питающих главный выводной канал вулканического сооружения [481].

(С разрешения Pergamon Press, Ltd.)

с повышением давления при плавлении льда происходит иначе, чем при плавлении силикатов. Най и Франк [313] выделяли трехмерную структуру каналов, образующихся на контактах трех зерен внутри льда при умеренных температурах. Деформация и перекристаллизация, по мнению Ллибуотри [250], приводят к закрытию капиллярных межгранулярных каналов и делают глетчерный лед, особенно фирн, «практически непроницаемым». Шрив [417], напротив, описывал деформацию как средство, приводящее к расширению и сжатию каналов. Более крупные каналы постепенно увеличиваются в размере при воздействии тепла, выделяющегося при диссипации энергии вязкого течения и доставляемого потоком расплава, который имеет более высокие температуры. Ему представлялось, что сеть каналов со временем становится похожей на «древовидную» речную систему. Основные «струи» ориентируются в направлении общего течения магмы — вверх. Такая же картина, но в более крупном масштабе была представлена Уилширом и Шервайзом [481] при описании разветвленной сети притоков, питающих главные магматические каналы вулкана (рис. 9-3).

### Роль деформаций

Как и в глетчерах, деформация исходного материала играет главную роль в скоплении магматической жидкости. Сдвиговые напряжения, действующие на исходный материал, будут оказывать влияние на распределение расплава, особенно если имеются трещины. Среднее напряжение  $\sigma$  в породе равно  $\frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$ , где  $\sigma$  является главным напряжением. Если вертикальное напряжение равно  $P$ , а оба горизонтальных напряжения составляют  $P + 200$  бар, то среднее напряжение

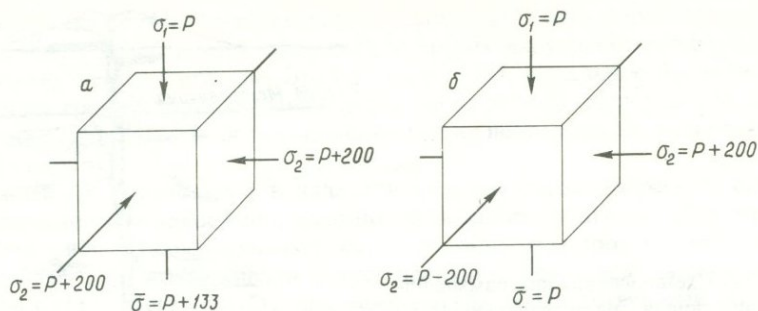


Рис. 9-4. Средние давления, действующие на элементарный объем породы, находящейся под гидростатическим давлением нагрузки  $P$  с небольшими дополнительными (200 бар) горизонтальными напряжениями.

$a$  – горизонтальные сжимающие напряжения имеют один знак;

$b$  – горизонтальные сжимающие напряжения имеют противоположные знаки.

равно  $P + 133$  бар (рис. 9-4,  $a$ ). При безводном плавлении пород  $dT/dP$  является величиной положительной, поэтому увеличение среднего напряжения вызовет прекращение плавления. Возникает дилемма: любое неуравновешенное негидростатическое напряжение, заставляющее магму перемещаться, будет приводить к застыванию магматической жидкости! Одно из возможных объяснений продолжения плавления состоит в том, что девиаторные горизонтальные напряжения имеют противоположный знак (рис. 9-4,  $b$ ); в этом случае среднее напряжение в породе может сохраняться, и любое сжатие в одном из главных осевых направлений будет сопровождаться растяжением в другом главном направлении. Другое возможное объяснение заключается в том, что скорость деформации является достаточной для того, чтобы негидростатическое напряжение (200 бар) смогло привести к выделению тепла, в результате чего происходит плавление. Этот процесс возможен при условии, что вязкий разогрев превышает потери тепла путем теплопроводности с удалением от места магнеобразования. Еще одно объяснение состоит в том, что процесс застывания контролируется скоростью, с которой теплота кристаллизации может выводиться из системы. Если скорость отвода тепла меньше, чем скорость деформации, магма будет сохраняться в жидком состоянии и может перемещаться под действием приложенного напряжения.

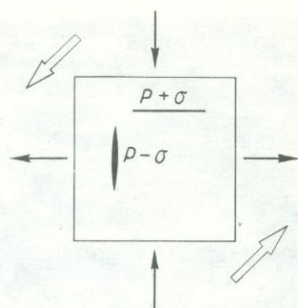
## Локализация жидкости

### Влияние напряжений

Исследования Ная [312] и Савиджа [374] показали, что воздействующее на породу напряжение должно способствовать скоплению флюидной фазы в линзы, ориентированные параллельно главному на-

Рис. 9-5. Поведение двух заполненных жидкостью линз, расположенных перпендикулярно к максимальному и минимальному главным напряжениям, действующим на элементарный объем породы в условиях среднего литостатического давления [374].

Общее давление флюида понижается в линзах, перпендикулярных к минимальному напряжению. В безводных породах плавление в таких линзах усиливается.



пряжению (рис. 9-5). Течение расплава в области с относительно более низким давлением вполне объяснимо вследствие положительного значения  $dT/dP$ , но в каком направлении будет двигаться водосодержащая магма? В присутствии воды магма должна собираться в линзы, ориентированные перпендикулярно максимальному сжимающему напряжению, так как более высокое давление усиливает плавление. Требуется более детальный анализ этого процесса. Однако в данный момент рассмотрение влияния напряжения на механическое состояние трещин или линз (открытых или закрытых) представляется более важным, чем рассмотрение физико-химического эффекта, оказываемого напряжением на плавление.

### Слияние капель (коалесценция)

Некоторые нодулы, найденные в кимберлитовых трубках, чрезвычайно сильно деформированы — почти милонитизированы (рис. 9-6). По Уиртману [474] сдвиговая деформация является наиболее эффективным фактором слияния первичных капелек расплава в магму. На основе проведенного им ранее анализа процесса слияния газовых пузырьков в деформированной массе ледникового льда [474] он показал (рис. 9-7), что «пузырьки» сливаются друг с другом в результате дифференциального движения материала. Многочисленные эксперименты при высоких давлениях с минералами, входящими в состав гранатового перидотита, выполненные в твердофазовых аппаратах, в которых, как предполагается, создаются гидростатические условия, а на самом деле имеется сдвиговая составляющая, показывают, что только в очень редких случаях можно наблюдать начальную жидкость в диспергированном состоянии в виде капель или «пузырьков». Применение этой концепции более оправданно для случая слияния магматических тел в верхней мантии, испытывающей в пределах зоны значительной мощности сдвиговые смещения большого масштаба. Шоу [404] считал, что важную роль в аккумуляции магмы играют «вязкие разрывы и течения». Он описывал [404] процесс фракционирования расплава,



Рис. 9-6. Гранатовый перидотит, претерпевший сдвиговые деформации. Образец № 1611. Таба-Путсоа, Лесото. Ширина шлифа примерно 12 мм. Фотография любезно предоставлена д-ром Бойдом.

как результат «эффективного выжимания жидкости из кристаллического исходного вещества». Однако разделение фаз, приписываемое механической деформации, может быть результатом и других процессов. Обычное обособление кварца и полевого шпата из первично гомогенной породы в слои, перемежающиеся со слоями железомagneзиальных минералов, рассматривалось как результат деформации во время метаморфической дифференциации. Наблюдаемое различие в реологических

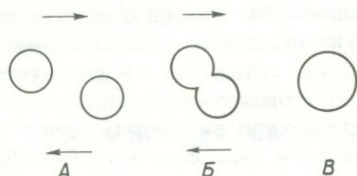


Рис. 9-7. Слияние (коалесценция) глобулей расплава в результате дифференциального движения отдельных глобулей относительно друг друга [475].

А — дифференциальное движение двух глобулей; Б — пересечение и слияние двух глобулей; В — приобретение двумя слившимися глобулями шарообразной формы. (С разрешения Геологического общества Америки.)

свойствах кварца и полевого шпата заставляет сомневаться в правильности такого объяснения [см. также 411]. Минс и Вильямс [276] причиной такого рода метаморфической дифференциации в смеси соль — слюда считали повышенную растворимость вследствие концентрации напряжений и перерождение вещества.

## Изменение объема при плавлении

### Большое увеличение объема

При отсутствии пластического течения сдвиговая деформация обычно является результатом образования многочисленных разрушений, которые вызывают объемное расширение, т. е. увеличение объема, занимаемого породой. Плавление также приводит к большому изменению объема. Увеличение объема интересующих нас минералов — конечных членов твердых растворов — приведено в табл. 9-1. Например, увеличение объема при плавлении эвтектического состава системы форстерит — диопсид — пироп при 40 кбар составляет около 16%. Поправки на сжимаемость и термическое расширение, несомненно, должны несколько уменьшить эту величину, однако совершенно ясно, что образующийся при плавлении большой дополнительный объем каким-то образом должен быть размещен. Если необходимых полостей в наличии не имеется, а пористость ничтожна, то давление будет увеличиваться и плавление прекратится. Хотя данных по изменению объемов при плавлении в присутствии воды нет, следует предполагать, что такое плавление, если оно происходит в замкнутом объеме, может усиливаться.

Таблица 9-1

Изменение объема при плавлении минералов при 1 атм

Минералы — конечные члены твердых растворов	$\rho_{\text{крист}}$	$\rho_{\text{стекло}}$	$\Delta V, \text{ см}^3/\text{г}$	% изменения
Форстерит	3,223	3,035 <sup>1</sup>	0,019 <sup>2</sup>	6,2
Фаялит	4,068	3,764 <sup>1</sup>	0,020 <sup>3</sup>	8,1
Клиноэнстатит	3,183	2,735	0,051	16,4
Диопсид	3,275	2,846	0,046	15,1
Пироп	3,582	3,031	0,051	18,2
Анортит	2,765	2,700	0,010	2,7
Высокий альбит	2,605	2,382	0,036	9,4
Высокий санидин	2,597	2,400	0,036	8,2

<sup>1</sup> Рассчитано из вычисленных значений  $\Delta V$  и  $\rho_{\text{крист}}$

<sup>2</sup> Вычислено на основе измеренных значений:  $dT/dP = 4,77^\circ\text{C}/\text{кбар}$  [99], температура плавления =  $1890^\circ\text{C}$ ,  $\rho_{\text{крист}}$  и  $\Delta H_m = 208,2$  кал/г.

<sup>3</sup> Вычислено на основе измеренных значений:  $dT/dP = 6,5^\circ\text{C}/\text{кбар}$  [247]; температура плавления =  $1205^\circ\text{C}$ ,  $\rho_{\text{крист}}$  и  $\Delta H_m = 108,1$  кал/г.

### *Вздутие, разрыв или пластическое течение?*

Чтобы разместить добавочный объем, образующийся при плавлении, область магмообразования может испытать вздутие. Увеличение объема может привести к образованию на поверхности поднятия высотой в несколько десятков метров в зависимости от объема расплава и структурных компенсаций. Другой путь распределения добавочного объема — это вязкое течение. Если происходит непрерывное разогревание и локальные напряжения продолжают возрастать, то возникающая в результате этого разность напряжений, действующая на больших расстояниях, может привести к пластическому течению, и, таким образом, необходимый объем будет размещен в смежных пористых областях или посредством тектонических движений. На первый взгляд кажется, что давление, которое развивается в результате плавления при постоянном объеме, должно быть значительным. Для диопсида изменение объема при плавлении составляет  $0,046 \text{ см}^3/\text{г}$ , а удельный объем равен  $0,305 \text{ см}^3/\text{г}$ . Если воспользоваться измеренной сжимаемостью кристаллов  $\beta = (1/V_0) \cdot (\Delta V/\Delta P)$ , которая для диопсида составляет  $1,07 \cdot 10^{-6} \text{ бар}^{-1}$ , то потенциальная величина давления, развиваемого при плавлении, составит 140 кбар! Как будет показано ниже, такие условия никогда не могут быть реализованы.

### *Состояние напряжения в глубинах Земли*

Породы, очевидно, не могут выдерживать такие высокие локальные давления, которые должны вызывать большое девиаторное напряжение. Согласно оценке Буллена [63], основанной на энергии, освобождающейся при больших землетрясениях, максимальное напряжение в породах не превышало 1 кбар. По сообщению Каулы [212] форма геоида, определенная при помощи спутников, свидетельствует о том, что Земля может выдерживать разность напряжений только в 0,2 кбар. Бёрч [36] отметил, что разности напряжений, связанные с гравитационными аномалиями в 200 мгал, на глубинах от 50 до 100 км примерно равны 0,5 кбар. Брейс [56] определил лабораторным методом, что предел прочности на разрыв диабазы составляет только 0,4 кбар, в то время как Робертс [361] полагал, что предел прочности на разрыв верхней мантии равен 0,5 кбар, и поэтому разность напряжений, необходимая для разрушения при сдвиге должна быть 4 кбар. Джефрис в [370] принимал прочность у поверхности равной 1 кбар, а на глубине 600 км — 0,1 кбар. (Наиболее глубинные землетрясения отмечаются на глубине 700 км [156].)

Очевидно, что давление, развивающееся в процессе плавления, действительно будет вызывать деформацию или разрушение окружающих пород, но будет ли иметь место плавление ввиду положительного значения  $dT/dP$ ? В условиях постоянства объема, градиент температуры

по давлению определяется выражением

$$\left. \frac{dT}{dP} \right|_{\bar{V}} = \frac{\beta}{\alpha},$$

где  $\beta$  — сжимаемость, а  $\alpha$  — термическое расширение. Для диопсида  $dT/dP = 45^\circ\text{C}/\text{кбар}$ , для оливина —  $34^\circ\text{C}/\text{кбар}$ <sup>1</sup>. В системе, которая ограничена определенным фиксированным объемом, плавление будет иметь место, так как величина  $dT/dP$  при постоянном объеме значительно превышает величину  $dT/dP$  кривой плавления. Интересно было бы знать влияние напряжения, если оно действительно существует, на кривую плавления. Насколько известно автору, такого рода данных для каких-либо подходящих систем нет. В одной из первых работ в этой области Ко и Патерсон [85] показали, что температура перехода  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц повышается под действием осевого сжатия как в условиях гидростатического сжатия, так и без него. По-видимому, этот же метод может быть использован и для изучения кривой плавления в аналогичных условиях.

### Прочность сцепления кристаллов

Принимая во внимание значение прочности пород на разрыв для многих отраслей экономики, таких, например, как горные работы, приходится удивляться, что не было предпринято более значительных усилий для выяснения причин, вызывающих сцепление различных минералов друг с другом. В настоящее время проводится изучение когерентных и некогерентных границ фаз, которые образуются при распаде твердых растворов [504], однако пока выполнена только одна работа по оценке прочности сцепления между разнородными кристаллами. В соответствии с данными испытаний, которые провели Саваник и Джонсон [375] для разъединения находящихся в контакте кристаллов кварца и полевого шпата, в отсутствие гидростатического сжатия требуется усилие от 60 до 100 бар. На основании изучения свойств поверхностей раскола авторы отметили, что силы, обуславливающие сцепление, действовали только на часть площади контакта. Необходимо предпринять более широкое изучение этого явления с привлечением большего числа параметров.

### Удаление из резервуара

Согласно современным представлениям, начальная жидкость находится в виде капель в местах «пересечения» четырех фаз, жилок вдоль границ трех фаз и пленок между зернами. Если порода находится

<sup>1</sup> Используются следующие значения сжимаемости и термического расширения при 20°C:

Диопсид:  $\beta = 1,07 \cdot 10^{-6} \text{ бар}^{-1}$  [3],  $\alpha = 24 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$  [218]

Оливин:  $\beta = 0,82 \cdot 10^{-6} \text{ бар}^{-1}$  [59],  $\alpha = 24 \cdot 10^{-6} \text{ град}^{-1}$  [419]

в состоянии механического напряжения, то жидкость собирается вдоль границ, перпендикулярных к наименьшему сжимающему напряжению. В таком случае проблема, по-видимому, состоит в том, как объединить образовавшиеся скопления жидкости в разветвленную систему ручейков, ведущую в конечном счете к питающей дайке.

Некоторыми исследователями предполагается, что магматический резервуар можно представить себе в виде трехмерного сита, свободное пространство которого заполнено жидкостью. Жидкость освобождается при разрушении каркаса сита. Растрескивание хрупкого контейнера, по-видимому, не соответствует модели магматической камеры, находящейся при очень высокой температуре, вероятно, в пластичном состоянии. Пластическое разрушение, при котором твердое вещество испытывает заметную деформацию до разрыва, часто наблюдается при разрушении металлов, но пока еще недостаточно хорошо изучено [34]. Этот процесс может оказаться подходящим для описания разрушения магматической камеры. Очевидное противоречие в отношениях между землетрясениями, которые свидетельствуют о хрупких разрывных нарушениях, и магмами, которые характеризуются текучестью или пластичностью, обычно решается ссылкой на то, что вещество ведет себя как хрупкое тело при относительно низких температурах под действием кратковременных напряжений небольшой величины (~ 100 бар), тогда как при относительно высоких температурах под действием длительных и очень небольших по величине напряжений тот же материал ведет себя как пластичное тело. Часто проводится аналогия с поведением смолы, так как она, подобно жидкости, течет под действием своего веса, но при этом, если резко ударить по ней молотком, раскалывается с образованием раковистого излома.

В таком случае, каким образом происходит перемещение жидкости через горячую пластичную среду, окружающую магматическую камеру, в более холодную и хрупкую среду? Наблюдения за потоками движущейся лавы в тех случаях, когда в корке фронтальной части потока образуются трещины и из них при температурах вплоть до 900°C происходит выдавливание свежей лавы [425], достаточно убедительно доказывают, что под действием соответствующих сил жидкость может прорываться через пластичную область.

### *Пластичная оболочка*

Пластичность определяется как непрерывная деформация, возникающая при приложении достаточно постоянного напряжения, превышающего критическую величину. Пластическая деформация протекает без разрыва, не имеет ограничения и относительно мало зависит от давления (рис. 9-8). Механизмы деформации, связанные с межкристаллической пластичностью, различным образом зависят от диффузии материала. В зависимости от температуры, условий напряжения и скорости деформации преобладают механизмы определенного вида. Об-

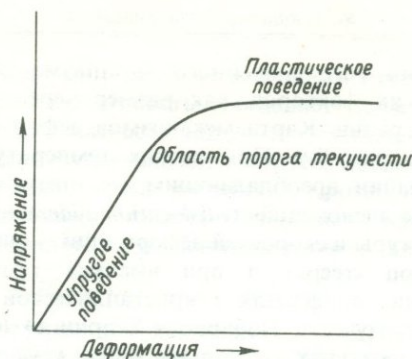


Рис. 9-8. Схема, показывающая реакцию породы на увеличение напряжения в зависимости от наблюдаемой деформации при постоянной скорости деформации.

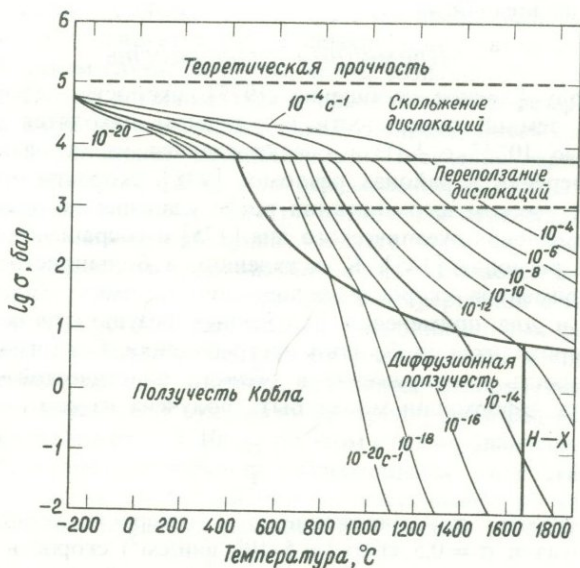


Рис. 9-9. Карта установившейся деформации для поликристаллического агрегата оливина ( $\text{Fo}_{85-95}$ ), на которой показаны области (оконтурены жирными линиями) преобладания того или иного механизма деформации в зависимости от напряжения ( $\sigma$ ) и температуры для различных скоростей деформации (тонкие линии [429]).

Механизм дислокационной ползучести имеет место выше жирной пунктирной линии. Н - X - ползучесть Набарро - Херринга. Диаметр зерен - 1 мм. Общее гидростатическое давление - 10 кбар. Объем активации для диффузии -  $50 \text{ см}^3/\text{моль}$  (ср. атомный объем -  $31 \text{ см}^3/\text{моль}$ ). (Авторское право Американского геофизического союза.)

ласти преобладания того или иного механизма деформации вследствие влияния таких факторов, как размер зерен и давление воды, не имеют четких границ. Карта механизмов деформации для оливина [23] приведена на рис. 9-9. При низких температурах и небольших скоростях деформации преобладающим механизмом деформации является «скольжение дислокаций» («*dislocation glide*»), при промежуточных значениях температуры и скоростей деформации — «переползание дислокаций» («*dislocation creep*»), а при высоких температурах и скоростях деформации «диффузия в кристаллической решетке» («*lattice diffusion*»), или «ползучесть Набарро — Херринга» («*Nabarro — Herring creep*»). При температурах несколько ниже температуры плавления и при небольших скоростях деформации механизмом деформации является диффузия границ зерен, или «ползучесть Кобла» («*Coble creep*»). Если область вокруг магматической камеры характеризуется относительно высокой температурой, малой скоростью деформации и небольшими напряжениями, то механизмом дислокации будет либо ползучесть Кобла, либо ползучесть Набарро — Херринга. Однако при больших напряжениях важное значение приобретает механизм переползания дислокаций.

### Временная зависимость

По Херду [личное сообщение, 1975], скорости деформации при смещениях земной поверхности в основном находятся в интервале от  $10^{-12}$  до  $10^{-15}$  с<sup>-1</sup>. Эта оценка сделана на основании геодезических измерений в районах разломов [478], скорости подъема коры при изостатическом выравнивании после удаления нагрузки [91], скорости перемещения океанического дна [175] и сокращения коры в орогенических регионах [145]. К сожалению, в большинстве лабораторных экспериментов скорости деформации не могут быть ниже чем  $10^{-8}$  с<sup>-1</sup>, и для применения полученных результатов к природным условиям приходится прибегать к экстраполяции. Если известны эффективная вязкость и напряжение в области пластической деформации, то скорость деформации может быть получена из соотношения

$$\eta = \frac{\sigma}{\dot{\epsilon}},$$

где  $\eta$  — вязкость;  $\sigma$  — напряжение, а  $\dot{\epsilon}$  — скорость деформации. Для  $\eta = 10^{10}$  пуаз и  $\sigma = 0,5$  кбар ( $= 5 \cdot 10^8$  дин/см<sup>2</sup>) скорость деформации составляет примерно  $5 \cdot 10^{-2}$  с<sup>-1</sup>. Для верхней мантии в среднем  $\eta = 10^{22}$  пуаз и  $\sigma = 0,5$  кбар, скорость деформации равна  $5 \cdot 10^{-14}$  с<sup>-1</sup>, что согласуется со скоростью перемещения поверхности, вызванного изостатическим выравниванием.

Важное значение имеет также реакция содержащейся в породе жидкости на скорость деформации вмещающей породы. Эффективная вязкость базальтовой магмы на поверхности при температуре ликвидуса составляет примерно 500 пуаз [410]. Предварительные экспери-

менты Кусиро и др. [240] дают возможность предполагать, что при 1375 – 1400°С и 20 кбар вязкость составляет примерно 30 – 50 пуаз! При такой эффективной вязкости под действием напряжений в несколько бар жидкость должна буквально бить струей, после того как в породе образуется непрерывная сетка жидкости. Кроме того, растворенные летучие заметно понижают вязкость толеитовых расплавов. Для щелочных оливиновых базальтов это понижение очень незначительно [376].

### «Выжимание» жидкости

Пластическая деформация лерцолита для серии температур была изучена Картером и Аве'Лаллемантом [70] (рис. 9-10). Полученные данные показывают, что при температурах, приближающихся к солидусу, лерцолит ведет себя как пластичное тело при очень малых разностях напряжений. Предварительные данные тех же исследователей показывают, что в присутствии воды требуются еще более низкие разности напряжений. Жидкость, по-видимому, может легко течь вдоль границ зерен до тех пор, пока она не достигнет области, которая способна противостоять хрупким разрушениям. Ввиду легкости передвижения жидкости посредством процесса «выжимания»<sup>1</sup> логично предполагать, что магма, как правило, экстрагируется путем фракционного, а не порционного плавления. В таком случае для того, чтобы создать большие объемы магмы, она должна накапливаться в промежуточных резервуарах, так как начальные стадии агрегации жидкости определяются относительно медленными диффузионными процессами. Поведение лерцолита дает основание предполагать также, что перемещение кашеобразной массы после ее образования должно быстро привести к отделению жидкости [420]. Область магмообразования (область питания), по-видимому, лучше всего описывать первоначально как область, в основном сложенную кристаллическим материалом с непрерывной сетью пленочной жидкости. Допустив существование дополнительных резервуаров, все же трудно полностью отказаться от представления о многочисленных заполненных магмой кавернах, способных деформироваться.

Если расстояние между вулканами контролируется размером и формой области питания (см. гл. 10) и при этом степень плавления исходных пород незначительна, а вязкость образующейся жидкости мала, то тогда приток магмы, питающей определенные выводные каналы, осуществляется со значительных расстояний. Природа течения, вероятно,

<sup>1</sup> Процесс выжимания («kneading process») был описан Чеймберлином и Салсбери [73] как результат действия напряжений, вызванных лунными и солнечными приливами. Харкер [166] описал аналогичный процесс выталкивания остаточной магмы под действием механического сжатия как «отцеживание» или «отжатие» жидкости. Впоследствии для механизмов удаления остаточных жидкостей применялись термины «дифференциации по типу давилного пресса», «фильтр-прессинг» и «фильтрующее выжимание». Эти термины должны быть одинаково пригодными и для первично образующихся жидкостей.

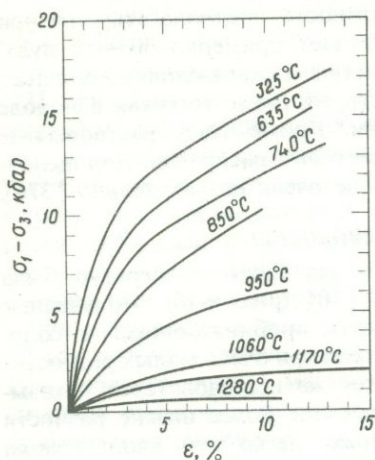


Рис. 9-10. Деформация ( $\epsilon$ ) лерцолита в условиях гидростатического сжатия в 10–20 кбар при скорости деформации  $7,8 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  как функция разности напряжений и температуры [70].

(С разрешения Геологического общества Америки.)

много сложнее, чем пуазейлевское течение (закон Дарси) или поток Кнудсена, которые зависят от размера капилляров. Насколько известно автору, анализа течения жидкостей при высоких давлениях и температурах через пористое, гетерогенное твердое вещество, находящееся в состоянии механического напряжения, пока еще не сделано.

### Растворимость кристаллических веществ в условиях стресса

Пластичное течение включает обратимые процессы, такие, как растворение и переотложение, а также механизмы деформации (двойникование, скольжение и объемную диффузию). Растворимость кристалла, находящегося под действием сжимающего напряжения, больше, чем кристалла, находящегося только под действием гидростатического давления. Эта идея впервые была высказана (но недостаточно убедительно доказана экспериментально) Томсоном [439], который с помощью поршня создавал нагрузку на кристаллы NaCl, погруженные в насыщенный раствор. Уплотнение кристаллов объяснялось Томсоном тем, что соль растворялась на тех гранях, которые испытывали сжатие, и отлагалась на свободных поверхностях. Условия эксперимента Томсона аналогичны условиям, в которых находятся кристаллы, погруженные в магму, насыщенную компонентами этих кристаллов<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Кривая растворимости представляет собой ту же самую кривую, которая описывает поведение кристаллов при плавлении в водных условиях. Кривая является соответственно непрерывной или разорванной в зависимости от наличия или отсутствия критических явлений. Другими словами, кривая растворимости описывает поведение кристаллов в разбавленных растворах, в то время как кривая плавления описывает их поведение в концентрированных растворах.

К сожалению, не рассматривались эффекты перекристаллизации при отжиге в отсутствие насыщенного раствора соли, а также пока не установлено, каким образом находящаяся под нагрузкой поверхность, изолированная от солевого раствора поверхностью поршня и основанием контейнера, сообщается с окружающим солевым раствором. Аналогичный эксперимент с гипсом, находящимся в насыщенном растворе, был проведен Мао и Беллом [личное сообщение, 1974] при очень высоких давлениях в алмазной ячейке. Однако растворения и переотложения при этом не наблюдалось. Качественная сторона «эффекта Томсона» обсуждалась Сорби [423, 424], а Рикке [353, 354] применил его к геологическим проблемам. Основательный обзор термодинамики перекристаллизации твердого вещества в условиях стресса при отсутствии насыщенного раствора сделал Патерсон [329]. Хотя повышенная растворимость в условиях стресса, по-видимому, имеет надежную теоретическую основу, определенного экспериментального подтверждения этого явления получено не было.

### *Потеря прочности контейнера*

Наличие расплава в горной породе приводит также к значительной потере прочности. В общем увеличение гидростатического сжатия вызывает повышение прочности большинства типов пород. Влияние гидростатического сжатия на прочность базальта (диабазы) и перидотита приведено на рис. 9-11; такого вида кривые типичны для большинства пород [287].

С образованием первых капелек жидкости в породе возникает поровое давление. Поровое давление противодействует гидростатическому сжатию, поэтому происходит снижение прочности породы (рис. 9-12). Эта концепция была подробно разработана Хаббертом и Уиллисом [188], а также Хаббертом и Руби [187] и экспериментально подтверждена Хердом (172), Хандином и др. [165], Рэлеем и Патерсоном [345] и Хердом и Руби [173].

### *«Магматический разрыв» («magmafracturing»)*

Основные закономерности, связанные с влиянием порового давления, к случаю частичного плавления, кажется, впервые были применены Моги [287], а к случаю гидротермального рудообразования Филлипсом [332]. Искусственное раскрытие трещин при увеличении порового давления, или «гидравлический разрыв» («hydrofracturing»), многие годы, начиная с 1948 г., используется для увеличения проницаемости пород в районах нефтяных месторождений. Для случая эффективного уменьшения прочности пород в результате генерации магмы и процесса раскрытия трещин магмой в области хрупких разрушений, по-видимому, целесообразно употреблять термин «магматический разрыв» («magmafracturing»).

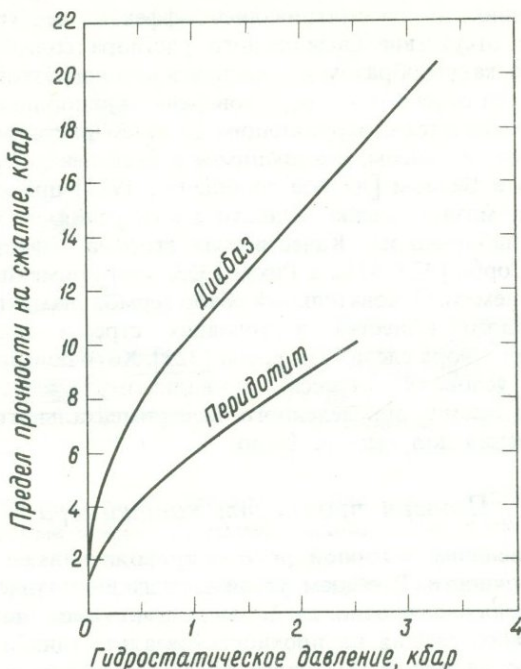


Рис. 9-11. Предел прочности на сжатие диабаза [56] и перидотита [286] как функция гидростатического давления.

Развитие трещин на глубине происходит параллельно максимальному главному напряжению; однако на относительно малых глубинах вблизи поверхности развитие трещин происходит в общем перпендикулярно наименьшему из главных напряжений. Обычное присутствие на глубине вертикальных или наклонных даек, с одной стороны, и развитие на малых глубинах формации силлов — с другой, подтверждают эту точку зрения. Скорость распространения трещин в поликристаллических агрегатах при высоких температурах в настоящее время является предметом специального исследования инженеров-керамистов [464]. Для медленного распространения трещин разработаны теории, учитывающие влияние химических реакций [480]. Особый интерес вызывает экспериментально найденная корреляция между скоростью развития трещин при высоких температурах в таких материалах, как поликристаллический корунд, и возникающими при этом звуковыми эффектами [126]. Сравнение такого рода звуковых импульсов с толчками, предшествующими землетрясению, заслуживает внимания.

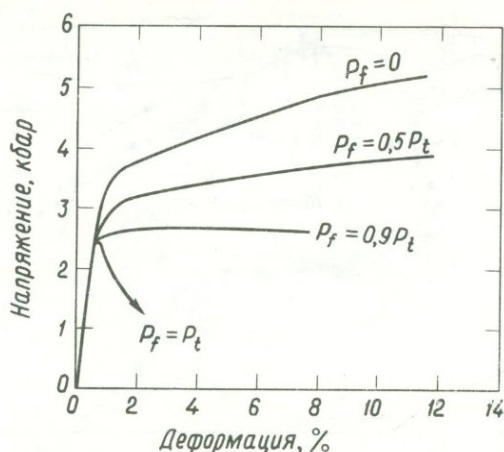


Рис. 9-12. Кривые напряжение — деформация, показывающие влияние порового флюида ( $H_2O$ ) на прочность породы в мокром состоянии и характер деформации породы (известняки Соленхофен) при различных соотношениях давления порового флюида  $P_f$  и общего давления  $P_t$  [371].

$T = 20^\circ C$ ; эффективная пористость — 5,3%; размер зерен — 5,2 мкм;  $\sigma_3 = 3$  кбар. (С разрешения Elsevier Scientific Publishing Company.)

## Вулканизм — причина некоторых землетрясений

В течение 1—3 месяцев, предшествующих землетрясению, отмечается увеличение объема, вызванное деформацией, которое потенциально может использоваться для предсказания землетрясения [309]. Нур предполагал, что увеличение объема пор способствует проникновению грунтовых вод, но оно может способствовать также и проникновению магмы. Наличие жидкости уменьшает прочность пород, в результате чего происходят разрывные нарушения. Можно полагать, что магма может спокойно проникнуть в какую-то область за несколько месяцев до того, как она обнаружит себя разрывными нарушениями. Вблизи поверхности такое расширение, вызванное деформацией, может приводить к наблюдаемому вздутию вулканической постройки [285, 110, 111].

Там, где существуют благоприятные условия для процесса «магматического разрыва», скопление магматической жидкости, несомненно, будет вызывать землетрясения. По мнению автора, землетрясения, ассоциирующиеся с вулканизмом, являются следствием, а не причиной вулканизма. Эта точка зрения основывается на положениях, обоснование которых было приведено выше: а) термический режим в областях, прилегающих к магматической камере, граница которой определяется температурой солидуса магмы, дает основание предполагать пластичное, а не хрупкое поведение окружающих пород и б) собира-

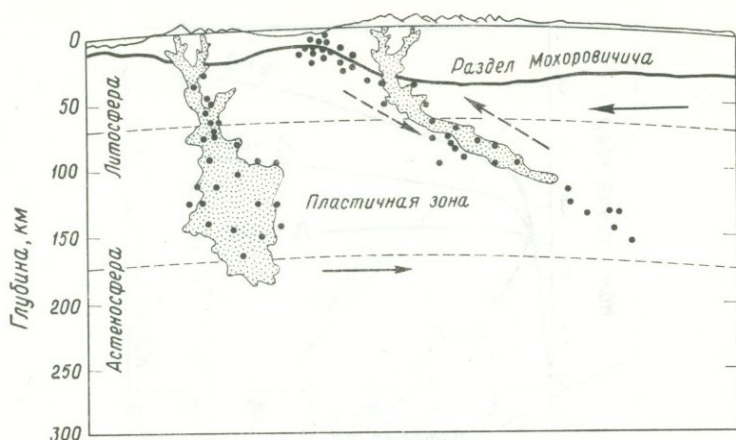


Рис. 9-13. Пластичная зона между литосферой и астеносферой согласно представлениям Андерсона [11].

Черные точки – фокусы землетрясений. Закрапленные участки – магма. Стрелки показывают направление относительного движения.

ние магмы в ручьи и трещины происходит посредством процесса «магматического разрыва» в области, характеризующейся хрупким поведением материала.

По мнению Андерсона [11], пластичная зона представляет собой не локальную оболочку, окружающую магматическую камеру, а широкую (мощностью 60–250 км), не имеющую четких границ область с низкими скоростями распространения сейсмических волн, обозначающую переход от литосферы к астеносфере (рис. 9-13). Температура в пластичной зоне достигает точки плавления породы, и скопления магмы появляются в тех зонах нарушений, в которых проявились землетрясения. Действительно, существует строгая связь между землетрясением и вулканическими извержениями (рис. 9-14). Структура деформаций региона отчетливо контролирует положение вулканов на поверхности. Региональная структура района, существовавшая до возникновения напряжений, является главным фактором, определяющим место появления новых вулканов. Фиске и Джексон [134] наглядно показали, что положение последующих извержений может быть результатом гравитационных напряжений в уже существующих вулканических сооружениях. Широко обсуждается вопрос, существует ли связь между землетрясениями, ассоциирующимися с вулканизмом, и деформациями, образующимися при подъеме магмы к поверхности. В настоящее время вопрос остается открытым, однако для его решения некоторое значение может иметь рассмотрение энергетических проблем вулканизма, приведенное в следующей главе.

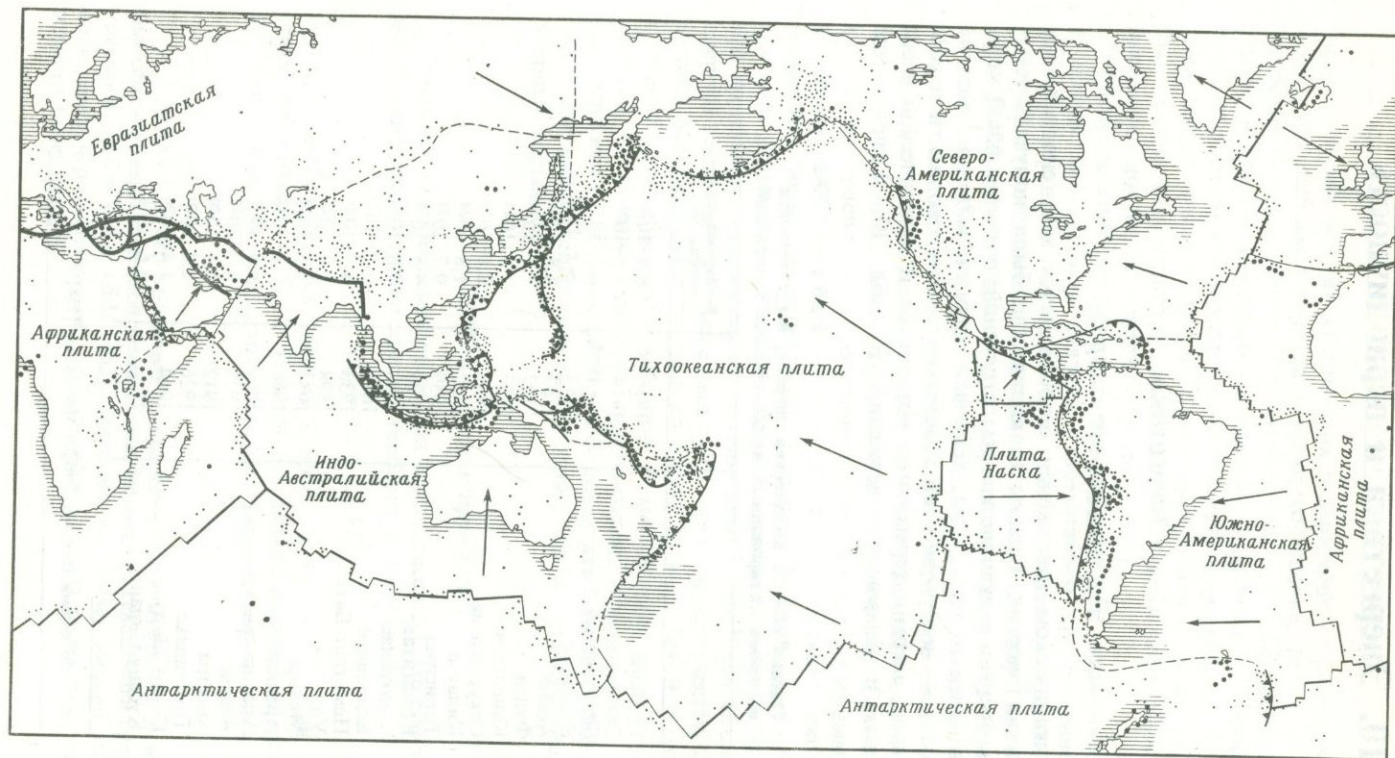


Рис. 9-14. Распределение вулканов (жирные точки) по отношению к зонам землетрясений (маленькие точки) [143]. Границы плит со смещениями по трансформным разломам показаны сплошными и пунктирными линиями; зоны поддвижения показаны линиями с треугольниками. Стрелки обозначают направление движения плит. Лондонский геологический музей.

# 10. Энергетика и периодичность

## Энергетика

### Распределение энергии

При вулканическом извержении освобождается как тепловая, так и кинетическая энергия. Оценки ее количества были получены суммированием энергии вулканических землетрясений; потенциальной энергии, вызывающей подъем лавы; тепловой энергии, выделившейся из лавовых потоков; потерь энергии вследствие теплопроводности и расширения газов; энергии термальных источников и кинетической энергии тепловых и пемзовых извержений. В табл. 10 — 1 приведены

Таблица 10-1

Оценка общего количества энергии, выделившейся во время датированных вулканических извержений

Вулкан	Год	Высвободившаяся энергия (эрг)
Тамбора	1815	$8,4 \cdot 10^{26}$
Сакурадзима	1914	$4,6 \cdot 10^{25}$
Безымянный	1955 — 1966	$2,2 \cdot 10^{25}$
Кракатау	1883	$\sim 1 \cdot 10^{25}$
Асама	1783	$8,8 \cdot 10^{24}$
Фудзи	1707	$7,1 \cdot 10^{24}$
Канелинос	1957	$4 \cdot 10^{24}$
Сакурадзима	1946	$2,1 \cdot 10^{24}$
Килауэа	1952	$1,8 \cdot 10^{24}$
Торисима	1939	$9,7 \cdot 10^{23}$
Комагатаке	1929	$5,6 \cdot 10^{23}$
Миякесима	1940	$4,8 \cdot 10^{23}$
Бандайсан	1888	$\sim 1 \cdot 10^{23}$
Пематанг-Бата	1933	$4,5 \cdot 10^{23}$
Уна-Уна	1898	$1,8 \cdot 10^{22}$
Михара	1954	$1,3 \cdot 10^{22}$
Ареналь	1968	$1 \cdot 10^{22}$
Адатарасан	1900	$6,4 \cdot 10^{21}$
Асама	1938	$4,0 \cdot 10^{21}$
Михара	1912	$6,3 \cdot 10^{20}$
Токатидакэ	1926	$2,8 \cdot 10^{20}$
Сова-Син-дзан	1944	$1,4 \cdot 10^{20}$
Кусацу-Сиране	1932	$1,6 \cdot 10^{18}$

<sup>1</sup> По данным Йокоямы [502] и Макдоналда [258].

оценки общей энергии крупнейших извержений по расчетам Йокоямы [502]. По данным Суонсона [личное сообщение, 1975], на Гавайских островах только половина образовавшейся магмы достигает поверхности, и только несколько процентов общего выхода волновой энергии, по-видимому, передается на телесеismicкие расстояния [27]. Выведенные Фиске и др. [134] зависимости для вулкана Рейнир, штат Вашингтон, иллюстрируют, почему значительная часть образовавшейся магмы не достигает поверхности (рис. 10-1).

Распределение высвобожденной энергии при взрывных событиях в общем может быть связано с возможным превращением кинетической энергии в тепловую при предполагаемом образовании магм в результате сейсмических явлений. Согласно анализу Гаулта и Хейтовита [142], энергия при высокоскоростном ударе в базальте приблизительно на 19–23% является тепловой, а остальная ее часть расходуется на дробление и выбрасывание при пренебрежимо малых потерях на сжатие. Тепловая энергия при подземных ядерных взрывах, как и ожидалось, несколько больше. По оценке Бутковича [66], количество расплава, образованного подземным ядерным взрывом в горных породах с плотностью  $3,0 \text{ г/см}^3$ , составит около 1000 т на каждую килотонну выделившейся энергии. Энергия, освобождающаяся при силе взрыва 1 – 100 мегатонн, оказывается примерно такой же, как при крупных вулканических извержениях ( $10^{22}$  –  $10^{25}$  эрг). Если бы выход энергии составлял  $10^5$  мегатонн ( $10^{27}$  эрг), то количество образовавшегося расплава было бы только около  $36 \text{ км}^3$ . Такой выход энергии соответствовал бы землетрясению с магнитудой  $M = 8,5$  по шкале Рихтера, и поэтому кажется невероятным, что ударные волны от землетрясения умеренной силы могут создавать большие объемы магмы, если даже превращение энергии при этом столь же значительно, как и при ядерных взрывах.

### Энергия землетрясений

Энергию, освобождающуюся при землетрясениях, можно вычислить по эмпирическому уравнению Гутенберга и Рихтера [162]:

$$\lg E = 12 + 1,8 M,$$

где  $E$  – освобожденная энергия в эргах, а  $M$  – магнитуда землетрясения по Рихтеру [352]<sup>1</sup>. При  $M = 6$  освобождается энергия около  $10^{23}$  эрг, тогда как при самых сильных зарегистрированных землетря-

<sup>1</sup> Константы этого уравнения со временем были изменены, и не все данные соответствуют линейной зависимости. Некоторые сейсмологи предпочитают уравнение:  $\lg E = 11,8 + 1,5 M$  [163]. Очевидно, что расчет энергии сейсмических волн будет пересматриваться и в дальнейшем, когда параметры удара будут изучены более полно.

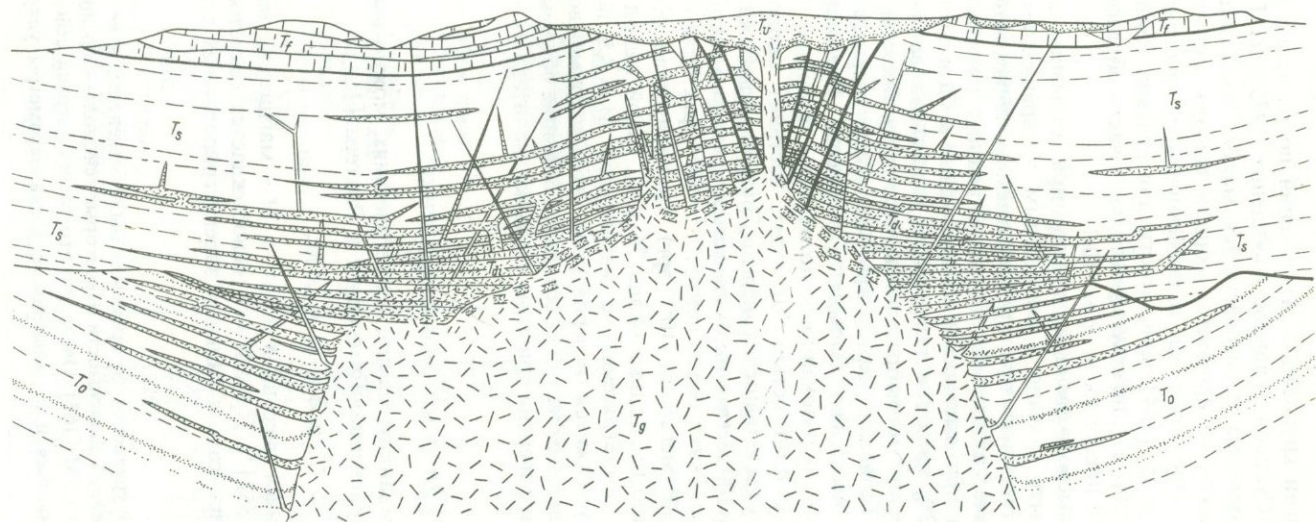


Рис. 10-1. Разрез вулкана Рейнир, штат Вашингтон, иллюстрирующий, что огромный объем магмы ( $T_g$ ) пронизывал вулканическое сооружение в виде силлов ( $T_d$ ) и даек и не извергался.

$T_v$ ,  $T_o$ ,  $T_s$  – синтетические эффузивы;  $T_f$  – различные третичные формации вулканических продуктов, включая грязевые потоки и алевриты [134]. (С разрешения директора Геологической службы США.)

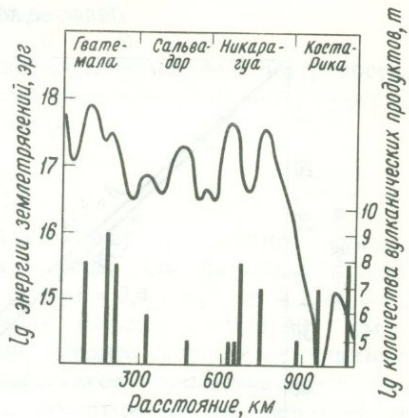


Рис. 10-2. Зависимость энергии, выделившейся при землетрясениях средних глубин (70–150 км) за период 1963–1971 гг., от расстояния вдоль Центральноамериканской дуги [69].

Вертикальные столбики отражают количества вулканических продуктов, извергнутых за тот же период действующими вулканами. (С разрешения «Bulletin Volcanologique».)

сениях  $M = 8,6$  (например, вблизи острова Хонсю, Япония) освободилась энергия около  $10^{28}$  эрг. Примерное совпадение величин энергии вулканических извержений и умеренных землетрясений представляется случайным. Эффективность превращения механической энергии в тепловую, несомненно, низка, и землетрясения в первую очередь имеют отношение к движению магмы, а не к ее образованию. Сравнительно тесная временная связь некоторых крупных землетрясений с извержениями подтверждает это положение (рис. 10-2).

Было предпринято несколько попыток связать протяженность разрывных нарушений на поверхности с магнитудой землетрясения [443, 197, 339].

Выявление такой эмпирической зависимости может быть полезным при изучении подъема магмы. Однако широкие вариации спада напряжения, размеров источника и трудности при измерении параметров самого нарушения не позволили установить надежных соотношений [61].

## Силы, вызывающие подъем магмы

### Выдавливание в связи с избыточной нагрузкой

Каковы же тогда силы, заставляющие магму подниматься к поверхности? Двумя главными процессами являются: а) выдавливание в связи с избыточной нагрузкой и б) всплывание. Главная сила представляет собой различие давлений, создаваемых столбом горной породы и столбом магмы. Гидростатическое давление в основании столба можно вычислить из уравнения

$$P = \bar{\rho} g x,$$

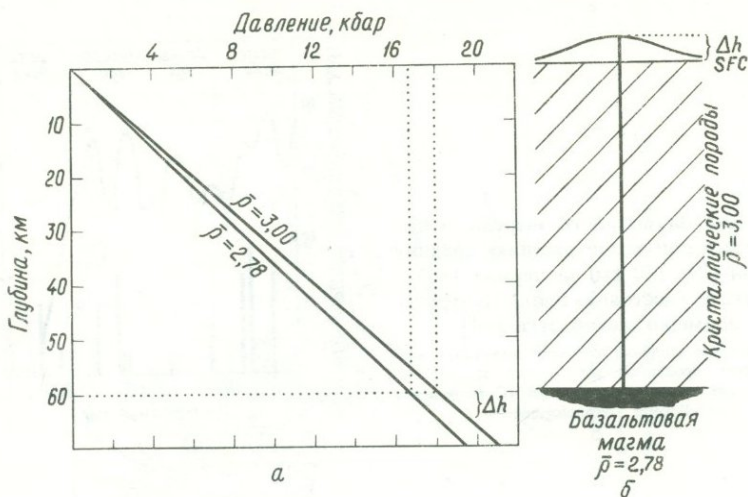


Рис. 10-3.

*a* – зависимость гидростатического давления от глубины в столбе магмы (средняя плотность  $\bar{\rho} = 2,78$  г/см<sup>3</sup>) и в столбе горной породы  $\bar{\rho} = 3,00$  г/см<sup>3</sup>).

*б* – схематический разрез вулкана, иллюстрирующий подъем магмы ( $\Delta h$ ) над нулевой поверхностью (SFC), необходимый, чтобы уравновесить давление нагрузки горных пород на магматическую камеру и давление столба магмы.

где  $\bar{\rho}$  – средняя плотность,  $g$  – ускорение тяжести и  $x$  – глубина. Если  $\rho$  горной породы составляет 3,00 г/см<sup>3</sup>, а магмы – 2,78 г/см<sup>3</sup>, то гидростатическое давление меняется так, как показано на рис. 10-3, *a*. На глубине 60 км давление в основании столба горных пород составит 18 кбар, а в основании столба магмы – 16,7 кбар. На этот эффект указал Холмс [185], и аналогичная диаграмма дается на рис. 10-3, *б*. Чтобы уравновесить давление в основании столбов, магма должна подняться на 4,7 км<sup>1</sup> над поверхностью. Высочайшие вулканы, не обязательно базальтовые, редко превышают такую высоту. Нельзя не учитывать возможность образования или отделения магм на глубине около 60 км, однако имеется много факторов, большей частью не имеющих количественной оценки, которые следовало бы рассмотреть, прежде чем принять такой предел образования магмы.

<sup>1</sup> Высочайший в мире известный потухший континентальный вулкан – Аконкагуа в Аргентине с превышением 6,96 км. Он на 11,83 км возвышается над Перуанско-Чилийским желобом. Вулкан с наибольшим относительным превышением (10,2 км), измеренным от его подводного основания на океанском дне (в Гавайском тропе) – это пик Мауна-Кеа.

## Плаву́честь

Дополнительной силой, вызывающей подъем магмы к поверхности, является плаву́честь. Скорость подъема расплава, слагающего сферическое тело, определяется законом Стокса:

$$v = \frac{2ga^2(\rho_1 - \rho_2)}{9\eta_{\text{ср}}},$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $a$  — радиус сферы,  $\rho_1$  — плотность среды,  $\rho_2$  — плотность расплава,  $\eta_{\text{ср}}$  — вязкость среды. Для сферического тела расплава радиусом  $a = 1$  км ( $10^5$  см), при  $\rho_1 = 3,4$  г/см<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 2,8$  г/см<sup>3</sup>,  $g = 10^3$  см/с<sup>2</sup> и  $\eta_{\text{ср}} = 10^{19}$  пуаз скорость подъема  $v = 0,13 \cdot 10^{-6}$  см/с. Это составит около 4 см/год, что равно средней скорости раздвигания плит на срединно-океанических хребтах. Такое всплывание могло бы объяснить подъем магмы в количестве, достаточном для современного вулканизма.

Подъем магмы посредством всплывания подобен росту соляных куполов [28]. Соляные купола длительное время считались образованными в результате диапирового процесса [306]; однако новые исследования Кили [личное сообщение, 1975] позволяют предположить, что протыкание вышележащих осадков [25] может быть вызвано выдавливанием в связи с избыточной нагрузкой. Давление, создаваемое, например, литостатической нагрузкой осадков дельты, передается через подстилающую пластичную соль в ту часть соляного пласта, которая перекрыта только тонкой пачкой осадков, предположительно в глубоководную область. Контраст плотностей между дельтовым материалом и океанической водой, очевидно, достаточен для создания разности давлений, способной выдавить соль, находящуюся под более тонкой кровлей пород, и образовать соляной купол.

Закон Стокса можно также использовать для расчета скорости, необходимой для выноса нодулей, наблюдаемых в щелочных базальтах. Если эффективная вязкость магмы равна  $10^3$  пуаз, а максимальный радиус нодулей — 2,5 см, то  $v = 0,83$  см/с или 3 м/ч. Скорость подъема, требующаяся для удерживания нодулей в магме, невелика в сравнении со скоростями наблюдаемых лавовых потоков.

## Значение вязкости

Очевидно, что вязкость магмы является одним из наиболее важных параметров, во многих аспектах связанным с ее агрегацией и течением. Коэффициент вязкости представляет собой отношение скальвающей нагрузки к скорости деформации, и, когда это отношение постоянно, магма ведет себя как ньютоновская жидкость (рис. 10-4). Когда же отношение непостоянно, магма обнаруживает в своем поведении отклонения от свойств ньютоновской жидкости. Если критическое значение скальвающего напряжения достигается еще прежде, чем



Рис. 10-4. Зависимость между напряжением сдвига и скоростью деформации для разных типов магм: типа жидкости Бингема, псевдопластической и типа ньютоновской жидкости.

может начаться течение, магма классифицируется как жидкость Бингема. Поведение жидкости Бингема можно сравнить с окрашиванием дома: с помощью кисти его легко покрыть краской, но, как только кисть останавливается, краска дальше не распространяется и в основном остается на месте. Шоу и др. [409] установили, что в лавовом озере Макаопуи, остров Гавайи, на двух разных глубинах лава имеет свойства, очень близкие к свойствам жидкости Бингема с критическими скалывающими напряжениями 700 и 1200 дин/см<sup>2</sup> (т. е. соответственно  $0,7 \cdot 10^{-3}$  и  $1,2 \cdot 10^{-3}$  бар). Соответствующие вязкости на этих глубинах составляют  $7,5 \cdot 10^3$  и  $6,5 \cdot 10^3$  пуаз. Энергия, требующаяся для движения магмы, соответствующей жидкости Бингема, будет, очевидно, больше, чем для движения магмы, соответствующей ньютоновской

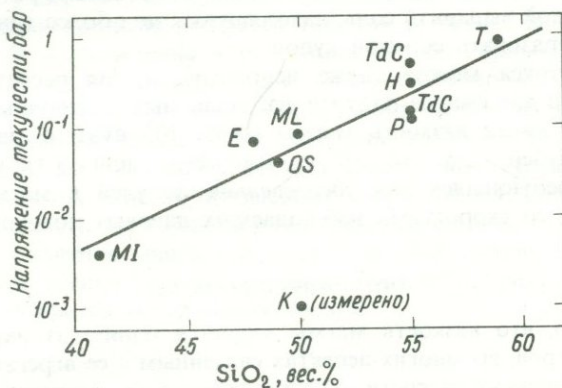


Рис. 10-5. Напряжение текучести лавы в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$ , вычисленное на основании глубины потока, наклона и плотности [192].

Содержания кристаллов и газа, а также температура неизвестны. E – Этна, 1966; H – Гекла, 1947; Килауза (1130°C, 25% кристаллов; 2–5% газовых пузырьков); MI – Море Дождей; ML – Мауна-Лоа, 1942; OS – О-Сима, 1951; P – Парикутин, 1945–1946; T – Тейде; TdC – Тристан-да-Кунья. (С разрешения Королевского Астрономического общества.)

жидкости. Согласно Халму [192], напряжение текучести варьирует также в зависимости от состава. Халм показал, что базальтовые магмы становятся текучими при значительно более низкой величине напряжения (стресса), чем андезитовые магмы (рис. 10-5). Возможно, однако, что потеря летучих привела к завышению оценок вязкости, измеренных Халмом по высоте валов, наклону грунта и плотностям лавы. Особенно необходимо подчеркнуть эвтектоидный характер базальтовой магмы. Нетрудно согласиться с идеей Филда и Ройстера [130] о минимальном значении вязкости эвтектической смеси. Пренебрегая структурным изменением расплава в зависимости от его состава, можно было бы в качестве возражения сослаться на то, что в эвтектике температура расплава самая низкая и поэтому вязкость должна быть максимальной. Однако другие исследования [177] позволяют полагать, что характер поверхности ликвидуса не оказывает влияния на вязкость. Высокое напряжение текучести в расплавах эвтектического состава, несомненно, сильно затрудняет удаление небольших количеств образовавшейся выплавки.

### Периодичность

Периодичность извержений — это один из ключей к проблеме предсказания вулканических эпизодов. Некоторые исследователи полагают, что вулканическая активность имеет случайный характер как в пространстве, так и во времени [453, 479]. Другие же уверены в существовании пространственно-временных закономерностей вулканической активности. По Дю Тойту [109] большие излияния базальта связаны с периодическими расколами литосферных плит. Один из исследователей [107] просмотрел данные об активности вулканов всего мира за шесть веков и сделал вывод, что вулканические извержения имеют ту же частоту, что и проявления сейсмической активности, приблизительно одно извержение в четыре года. Мак-Бирни и др. [271] представили доказательства в пользу возможного пятилетнего цикла для Каскадных гор в штате Орегон и высказали мнение, что «эти эпизодические явления происходят согласованно на большей части Земли».

### Прерывистость значений возраста базальтов

Главная трудность при оценке периодичности извержений состоит в небольшом числе изученных вулканов. Небольшое количество примеров привело к тому, что вулканизм характеризовался как пульсирующий, эпизодический или перемежающийся. Некоторую оценку частоты магмообразования на Земле можно получить, если рассмотреть возраст магматических горных пород. Древние базальты датируются с большим трудом, так что о них имеется лишь немного данных, однако этой цели, хотя и с некоторой коррекцией, может служить возраст минералов из всех горных пород (рис. 10-6, а). Грубая

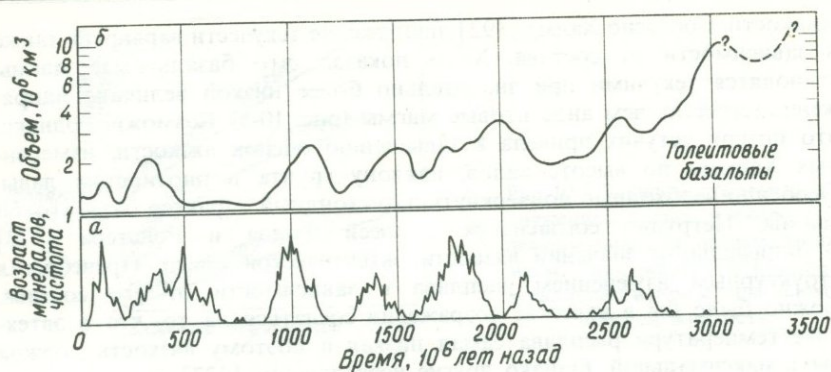


Рис. 10-6.

- а — распределение значений «возраста» минералов (от 0 до 3000 млн. лет) со всего мира [141]. (С разрешения «American Journal of Science».)  
 б — объемы континентальных толейтовых базальтов на земном шаре, вычисленные на основании материалов геологического картирования [123]. (С разрешения Геологического общества Америки.)

периодичность в образовании магмы вполне очевидна, а это позволяет предположить, что и базальтовая магма в больших количествах образуется в определенные периоды времени. На рис. 10-6, б показана периодичность и объемы базальтов, оцененные Энгелом и др. [123] на основании геологического картирования. Менард [278] обратил внимание на многочисленность (свыше 10 000) вулканов Тихоокеанского бассейна, большинство из которых находятся в его западном и юго-западном секторах; их максимальный рост происходил в период позднего мезозоя и раннего кайнозоя, а затем снова — с позднетретичного времени до наших дней. Продолжительность действия отдельного вулкана, вероятно, изменяется от 1 до 5 млн. лет, однако источники магмы, согласно расчетам Симадзу [413] по тепло- и массопереносу, могут существовать значительно дольше.

### Пространственное размещение вулканов

Некоторые вулканы, особенно на островных дугах, по-видимому, обнаруживают периодичность и в пространственном размещении. Марш и Кармайкл [267] нанесли на график расстояния между соседними вулканическими центрами вдоль Алеутских островов, Аляски и Каскадных гор и получили интервал около 70 км (рис. 10-7). Вслед за Рамбергом [347] они приписали это пространственное отстояние непосредственно росту возмущений в гравитационно неустойчивом слое, деформированном синусоидальным образом (рис. 10-8). Размер проводящих участков составляет, вероятно, около 26 км в диаметре [217].

Рамберг [347], основываясь на лабораторных экспериментах, полагал, что определяющей характерной особенностью, порождающей пе-

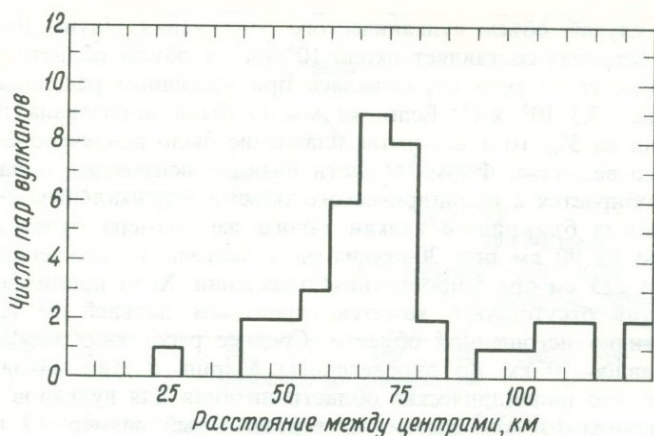


Рис. 10-7. Гистограмма расстояний между парами вулканических центров на Алеутской дуге, на полуострове Аляска и в Каскадных горах [267].

(Авторское право Американского геофизического союза.)

риодичность, является то обстоятельство, что скорость воздымания возмущения в плавучем слое при линейном возрастании его толщины увеличивается на величину, превышающую линейный рост. Иными словами, по мере того как плавучий слой становится толще, например, за счет его непрерывного нагревания, скорость подъема возрастает и синусоидальная форма слоя усугубляется. После того как диапир каким-либо образом отделяется, наступает период покоя, продолжающийся до тех пор, пока продолжающееся нагревание не вызовет нового утолщения слоя, подвергающегося плавлению, и затем процесс повторяется.

Пространственное размещение вулканов может контролироваться на глубине размером и формой области питания каждого жерла. Как

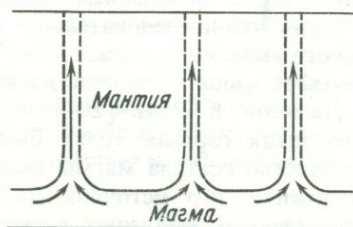


Рис. 10-8. Схематический разрез мантии, иллюстрирующий гравитационную стабилизацию расплава с низкой плотностью посредством образования равноотстоящих диапировых проводников [267].

(Авторское право Американского геофизического союза.)

крайний случай, объем вулканического сооружения Мауна-Лоа на Гавайских островах составляет около  $10^5$  км<sup>3</sup>, а объем области питания, если магма этого типа образовалась при частичном расплавлении на 30%, будет  $3,3 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>. Если же магма была образована при расплавлении на 5%, то в частичное плавление было вовлечено  $2 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> исходного вещества. Форма области питания неизвестна, однако, если магма собирается с цилиндрического объема вертикальным размером 50 км, тогда ближайший вулкан такого же размера будет отстоять примерно на 90 км при 30-процентном частичном плавлении и примерно на 225 км при 5-процентном плавлении. Хотя принимается, что перекрытия отсутствуют, кажется вероятным дальнейшее плавление уже частично истощенной области. Среднее расстояние между вулканами, равное 70 км по определениям Марша и Кармайкла, подразумевает, что цилиндрические области питания для вулканов со средним объемом  $10^4$  км<sup>3</sup> имели бы вертикальный размер 8,7 и 52 км, при частичном плавлении на 30 и 5% соответственно. Марш и Кармайкл [267] рассматривали *горизонтальные* цилиндрические области небольшого диаметра, служащие источниками, питающими жерла. Цилиндрическая форма области питания принимается условно, и читатель при желании может попытаться представить области магматического источника иных размеров и форм, более соответствующие тому механизму магмообразования, которому он отдает предпочтение.

### *Существует ли связь между возрастом вулканов и их размещением?*

Эволюция Гавайского хребта в пространстве и времени также представляется прерывистой. Джексон и др. [203] показали, что возраст гавайских вулканов увеличивается с востока на запад, а интервалы между ними закономерно изменяются (рис. 10-9). Ранее выдвигавшееся представление объясняло распространение Гавайской вулканической цепи в юго-восточном направлении постепенным раскрытием трещины, пересекавшей все новые области неистощенной мантии, подвергающиеся частичному плавлению [33]. С появлением гипотезы тектоники плит, Уилсон [482] предположил, что последовательное перемещение области вулканической активности вызвано прохождением Тихоокеанской плиты над «горячей точкой» («hot spot») в мантии, из которой и происходит магма (рис. 10-10). Джексон и Райт [204] в качестве возражения указывали на то, что такая горячая точка быстро истощилась бы, и относительное постоянство состава магмы было бы необъяснимым. Поэтому они предположили, что источник магмы движется вместе с плитой, и приняли идею о медленно раскрывающейся трещине. Морган [291] рассматривает горячую точку как «сливу» («plume») горячего вещества, поднимающегося из мантии. Джексон и др. [203], не касаясь самого процесса, охарактеризовали «пятно плавления» («melting spot») как область диаметром около 300 км, из которой

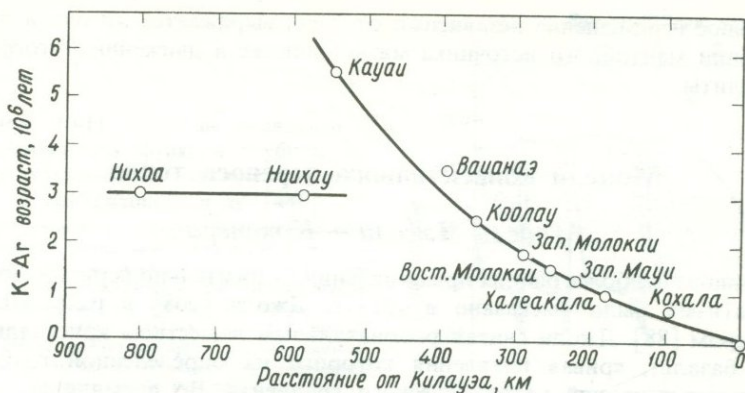


Рис. 10-9. К-Аг возраст толеитового вулканизма для Гавайской цепи в зависимости от расстояния от вулкана Килауэа [203].

Линии соединяют значения возраста смежных вулканических шифтов. (С разрешения Геологического общества Америки.)

толеитовая магма могла поступать в перемещавшуюся плиту, по мере того как само пятно прогрессировало в своем развитии<sup>1</sup>.

В Тихом океане большинство вулканических подводных гор встречаются группами от 10 до 100, а центры вулканизма обычно мигрируют вдоль линий [278]. Последовательность извержений представляется общей характерной особенностью, причем главную роль играет отно-

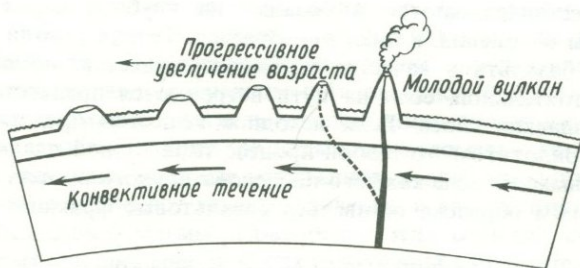


Рис. 10-10. Схематический разрез через цепь вулканических островов, иллюстрирующий образование нового вулкана в результате движения океанической плиты относительно источника магмы [482].

(С разрешения «Scientific American, Inc.»)

<sup>1</sup> Термины «слива» и «пятно плавления» по смыслу близки к терминам «воздымающаяся колонна» («ascending column») и «горячая точка», предложенным Холмсом [185].

сительное перемещение независимо от того, выражается ли оно в продвижении мантийного источника магмы или же в движении литосферной плиты.

## Модели конвективного переноса тепла

### *Модель Джоли — Коттера*

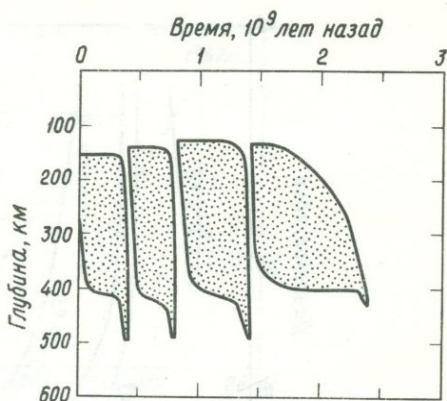
Одно из наиболее ранних представлений относительно периодичности магматизма было высказано в 1923 г. Джоли [208] и разработано Коттером [88]. Джоли считал родоначальным веществом кристаллический базальт, кривая плавления которого на определенной глубине пересекается кривой геотермического градиента. Во время плавления базальта существует спокойный период, поскольку для приобретения энтальпии плавления требуется время. Когда же плавление достигает «развитой стадии», ослабленный материал обрушивается под «разрушительным действием приливно-отливных сил» и начинается конвекция. Так как расплав поднимается адиабатически, его температура превышает точку плавления, соответствующую понизившемуся давлению и расплав начинает «проплавлять и эродировать твердые породы, находящиеся над ним...». Зона плавления продвигается вверх, тогда как опускающийся охлажденный расплав кристаллизуется на дне жидкой массы. Подъем зоны плавления ограничивается главным образом потерями тепла через поверхность расплавленной зоны за счет теплопроводности. После достаточно длительного периода радиоактивного разогрева тепловые условия восстанавливаются и базальт на глубине снова достигает температуры плавления, и цикл повторяется. Теория Джоли не зависит от выбора базальта в качестве исходного вещества, но она должна быть несостоятельной, если на пути встречаются препятствия в виде более тугоплавких слоев. Если исходное вещество представлено гранатовым перидотитом, то любой процесс типа зонной плавки окажется неэффективным, и после каждого последовательного прохождения зоны, должны, таким образом, оставаться базальтовые фракции.

### *Модель Тихонова и других*

Предложенная Джоли теория тепловых циклов была пересмотрена Тихоновым и др. [441], особо отмечавшими высокое значение теплопереноса в самом расплавленном слое. В модели под номером 1 они предполагают, что радиоактивный нагрев Земли впервые создал изначальный расплав на глубине 460 км около 1,8–2,4 млрд. лет назад (рис. 10-11). Число периодов составляет 4, а их продолжительность — 300–500 млн. лет. В других моделях при разных скоростях теплопереноса и разной теплопроводности получается большее число периодов. При соответствующем выборе параметров можно получить

Рис. 10-11. Периоды плавления в мантии как функция глубины по результатам математических расчетов Тихонова и др. [441].

Расчет включает решения для двух перемещающихся границ, на одной из которых происходит плавление, а на другой идет кристаллизация. В расплавленном слое предполагается интенсивный теплоперенос. На глубине 130–150 км нижняя граница сходится с верхней. Четыре периода варьируют по продолжительности от 300 до 500 млн. лет. (С разрешения «Elsevier Scientific Publishing Company».)



модель, отвечающую семи (?) периодам вулканизма, проявившимся на Земле с интервалами около 400 млн. лет, первый из которых имел место 3,5 млрд. лет назад.

### Роль летучих

Летучие компоненты всегда помещают в начале списка тех факторов, которые считают влияющими на периодический характер вулканизма. Мори [290] на основании своих исследований системы  $K_2O - SiO_2 - H_2O$  пришел к выводу, что причиной катастрофических извержений, особенно в случае салических магм, является давление, развивающееся в магме в результате ее кристаллизации. Его аргументация исходит из того, что в присутствии избытка летучих давление растет по мере остывания вдоль моновариантной кривой, описывающей равновесие между кристаллами, расплавом и газом (рис. 10-12). Поэтому необходимо, чтобы магма достигла условия моновариантности, прежде чем высокое давление сможет развиться и «взломать» камеру. Новое запечатывание камеры после извержения и продолжающееся остывание снова восстанавливают газовое давление, и камера опять «взрывается» с выбрасыванием магмы. Повторение этих событий считается одной из главных причин периодических извержений с относительно короткими стадиями затишья. Но большое число компонентов в магме делает достижение условия моновариантности маловероятным [489]. Дополнительная трудность состоит еще и в том, что такие фазы высокого давления, как пироп (рис. 10-12) и жадеит [43], в присутствии избытка  $H_2O$  имеют положительное значение  $dT/dP$ . Это означает, что охлаждение вдоль кривой плавления жадеита и пироба происходит с уменьшением давления. [Следует напомнить, что плавление распространенных силикатов при фиксированном парциальном давлении воды дает линию ликвидуса с положительным значением  $dT/dP$ , тогда как солидус остается таким же, как и в присутствии избытка воды]

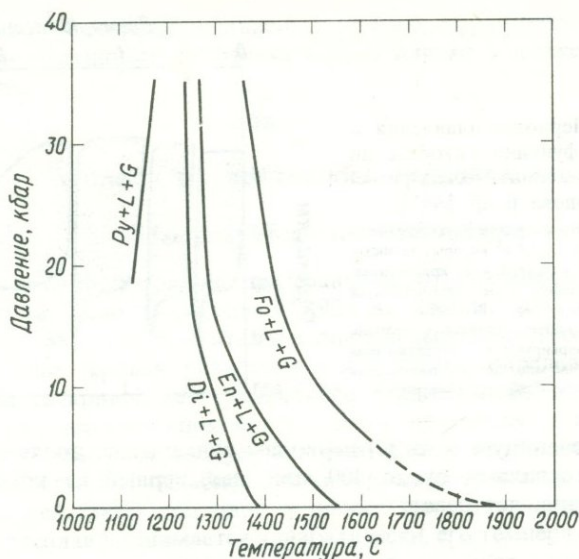


Рис. 10-12. Влияние  $H_2O$  на плавление главных минералов гранатового перидотита, представленных конечными членами.

Использованы литературные данные: [238] — форстерит (Fo) —  $H_2O$ ; [241] — энстатит (En) —  $H_2O$ , сосуществующий форстерит не учитывался; [490, 114] — диопсид (Di) —  $H_2O$ ; [299 и неопубликованные данные Майсена] — пироп (Py) —  $H_2O$ .

(рис. 4-16 и 4-17).] Эта зависимость наблюдается также при высоком давлении воды для природного шпинелевого лерцолита (рис. 4-20).

Эксплозивный вулканизм скорее всего является результатом достижения магмой насыщения летучими компонентами. Насыщение может быть достигнуто в результате кристаллизации, когда содержание газов в магме возрастает по мере образования кристаллов. (Если же образуются водосодержащие фазы, то содержание воды в магме может либо увеличиваться, либо уменьшаться в зависимости от ее начального количества.) Кроме того, как показал Йодер [490] на экспериментальных данных по системе диопсид — анортит —  $H_2O$ , спад давления может также вызывать достижение ненасыщенной магмой состояния насыщения. Освобождающаяся газовая фаза, занимающая значительно больший объем по сравнению с тем, какой она имела в растворенном состоянии, действует при взрывных извержениях магмы как метательное взрывчатое вещество. Вспузыривание магмы может происходить совершенно независимо от содержания в ней кристаллов, хотя кристаллизация ускоряет этот процесс. Поэтому для эксплозивного извержения нет никакой необходимости в том, чтобы магма достигала условия моновариантности. Базальтовые магмы большей частью достигают поверхности спокойно, и содержание летучих в них исключительно низко.

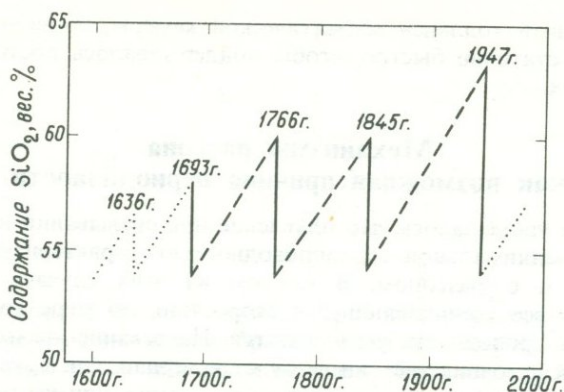


Рис. 10–13. Содержания  $\text{SiO}_2$  в начальных и конечных продуктах извержений Геклы, Исландия (сплошные линии) [440].

Интервалы покоя изображены пунктирными линиями. Точечные линии представляют собой экстраполяцию данных изучения доисторических слоев тefры. (С разрешения Научного общества Исландии.)

Эксплозивные базальтовые (?) извержения, например извержение в 1815 г. вулкана Тамбора в Индонезии, очень редки, и некоторые исследователи считают их причиной поглощение магмой влаги из осадков морского дна и самой морской воды. Но поглощение горячей магмой грунтовой или морской воды представляется маловероятным; вода, по-видимому, являлась первичной составной частью магмы. В общем роль летучих в периодических извержениях базальтовых лав кажется небольшой.

### Роль промежуточных резервуаров

Периодичность извержений одного вулкана обязана процессу, зависящему от переполнения резервуара. Вулкан Гекла в Исландии демонстрирует внезапные вспышки активности и изменение состава магмы, отражающие опустошение резервуара (рис. 10-13). Аналогично ведет себя Везувий в Италии, и это, по-видимому, указывает также на постоянную скорость образования магмы [479]. У других вулканов, имеющих промежуточные резервуары (например, Килауза, остров Гавайи), периодичность может в большей степени зависеть от процессов, происходящих там, где образуется магма, чем от физических свойств промежуточных резервуаров. Не известно, все ли вулканы имеют промежуточные резервуары, управляющие периодичностью, или же периодичность зависит от скорости образования магмы в магматическом источнике. Характерные параметры еще не определены, но по современным представлениям кратковременная периодичность связывается с физическими свойствами вулканической постройки, претерпевающей вспучивание и растрескивание. Однако Шоу и Суонсон [403] отмечают,

что «вязкостный коллапс» магматической камеры, по-видимому, происходит недостаточно быстро, чтобы поддерживалось постоянное давление летучих.

### **Механизмы разгона как возможная причина периодичности**

Ранее уже упоминалось, что плавление при скалывании и плавление, связанное с минимальной теплопроводностью, характеризуются самоускорением, т. е. разгоном. В каждом из этих случаев нагревание нарастает со все увеличивающейся скоростью, по мере того как вязкость и теплопроводность уменьшаются. Нагревание «разгоняется» до тех пор, пока источник энергии не будет исчерпан, или пока конвективный теплоперенос не превысит теплообразование, или же пока расплав не будет удален из области генерации. После некоторого периода покоя могут снова создаться условия для «разгона», и процесс повторится.

Итак, было предложено несколько механизмов, вызывающих местную периодичность извержений, но что касается глобальной периодичности магматических явлений в масштабе геологического времени, то для ее объяснения, по-видимому, пригодна лишь схема Джоли — Коттера, перенесенная на гранатовый перидотит и соответствующим образом измененная. Катастрофические разламывания плит, приводящие к их разделению, могут быть результатом конвекции в мантии, связанной с глобальным магмообразованием. По этой причине принципы модели Джоли — Коттера могут лучше всего соответствовать современным концепциям периодичной динамики мантии.

## 11. Общие выводы

Возможности исследований по проблеме образования базальтовой магмы чрезвычайно многообразны. Учитывая огромную потребность в фундаментальных данных и методах сбора сведений, полезно дать обзор современного состояния проблемы. Поскольку на данной стадии любая попытка количественной оценки может породить предвзятую точку зрения, существенную помощь при планировании исследований должно оказать введение ограничений, а соответствующие проверки сделанных выводов очень скоро подскажут наиболее подходящие направления дальнейших работ.

### Что плавится, давая базальтовую магму?

Сейсмические данные показывают, что земная кора и мантия большей частью являются кристаллическими. Состав и минералогия этого кристаллического вещества в значительной степени зависят от того, как образовалась Земля. Если Земля образовалась путем сравнительно холодной аккреции конденсированного вещества, гетерогенного дифференцированного и отличающегося от вещества других планет, то можно представить себе мантию, состоящую из масс, широко варьирующих по размерам, возрасту и составу, спаянных вместе метаморфическими процессами. Плавление, обусловленное переходом, хотя и малоэффективным, гравитационной энергии в тепловую, могло происходить лишь в ядре и нижней мантии. Однако кора и мантия могут быть результатом дифференциации расплавленной массы, первоначально гомогенизированной путем конвекции. Два крайних случая возможного распределения мантийного вещества среди множества предложенных промежуточных вариантов представляют собой модель Земли с неоднородностью случайного характера и модель с протяженными однородными слоями. Большинство концепций образования магмы в явной или неявной форме зависят от допущений, относящихся к происхождению Земли.

Ранее был сделан вывод о том, что наиболее вероятной минеральной ассоциацией верхней мантии, дающей магму базальтового состава, является гранатовый перидотит, который должен быть ограничен относительно вида главных присутствующих минеральных фаз, но может иметь широкие вариации в их пропорциях. Существование

четких петрографических провинций, т. е. изменчивости состава пород от региона к региону, обычно приписывают отчасти присутствию или отсутствию таких второстепенных фаз, как флогопит, а отчасти — вариациям состава твердых растворов главных минеральных фаз в мантии. Другой главный фактор развития петрографических провинций — это, несомненно, тектоническая обстановка и связанный с ней механизм (или механизмы) образования магмы. Не известно, различаются ли части верхней мантии также и по возрасту. Отсутствие на Земле исторических свидетельств о периоде между 4,6 и 3,8 млрд. лет назад ставит исследователя в зависимость от интерпретации одновременных процессов, «записанных» на Луне. Сильное импактное воздействие, достигшее, как полагают, максимума около 4,0 млрд. лет назад, могло перемешать кору и мантию до глубин, на которых по современным представлениям образуются магмы. Иными словами, дифференциация или неоднородность, присущие ранее верхней мантии и коре, могли быть уничтожены в результате гомогенизирующего воздействия ударов.

Невозможно уточнить, какой именно гранатовый перидотит наиболее представительен для верхней мантии, поскольку все изученные образцы считаются в большей или меньшей степени обедненными базальтовыми компонентами. Соответствующих определений степени этого обеднения не проводилось, однако в качестве указателей на сравнительно небольшую степень истощения могут служить пониженные значения  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенные —  $\text{FeO}/\text{MgO}$  [106, 55]. Кроме того, соотношения между гранатовым перидотитом и производными эклогитовыми расплавами, т. е. расплавами, которые закристаллизовались бы в виде минеральной ассоциации эклогита, неясны, так как среди образцов эклогитов не удается отчетливо выделить кумулаты, производные расплава и переплавленные базальты. Попытки связать базальты в качестве представителей производных расплавов с гранатовым перидотитом успеха не имели, поскольку базальтовая магма, как полагают, на пути к поверхности претерпела существенные изменения. Поэтому, когда анализируются такие соотношения для условий высокого давления, допускается некоторая неопределенность. К тому же отсутствуют экспериментальные данные по определению коэффициентов разделения определяющих элементов для разных давлений.

### Где происходит плавление?

Падение скорости и рост затухания сейсмических волн свидетельствуют о том, что широкие области в мантии Земли на глубине от 70 до 150 км находятся в частично расплавленном (5–8%) состоянии. Другая область возможного плавления находится на глубине 300–400 км. Однако некоторые древние континентальные кратоны и наиболее древние океанические регионы вообще не имеют признаков частичного плавления на глубине. Наиболее близкие к поверхности

области проявления магмы *предполагаются* под срединно-океаническими хребтами, хотя сейсмические данные на этот счет отсутствуют. Уровень, где начинается образование магмы, может быть на несколько сотен километров ниже, причем содержание расплава по направлению вверх увеличивается.

Оценки локальных геотермических градиентов связаны с кривыми начала плавления основных минеральных фаз гранатового перидотита, а пересечение этих кривых с геотермой означает возможную зону плавления. Но к сожалению, для того чтобы взять за основу одну из соответствующих кривых начала плавления, необходимо уточнить содержание летучих компонентов и их состав. Так, если бы  $H_2O$  присутствовала в количестве, превышающем необходимое для насыщения расплава, то обширные области мантии были бы расплавленными. Но поскольку сейсмические данные указывают лишь на небольшие количества частичной выплавки, можно полагать, что содержание летучих в мантии низкое. Достигнуть определенной степени плавления можно, например варьируя соотношение  $CO_2$  и  $H_2O$ , но при этом имеет значение также и глубина плавления. Важным вопросом является источник летучих в мантии и степень их отделения на ранних стадиях образования океана.

Представление о геотерме не вносит определенности в изучение процессов плавления. Представление о конвекции и плавучести, например, сосредоточивают внимание на адиабате. Как было показано, для плавления бывает достаточно, чтобы массы без потери тепла поднялись в область более низких давлений. Глубина, на которой может начаться плавление, по-видимому, ограничена не фиксированным соотношением между геотермой и кривой плавления, а пересечением с кривой плавления целой серии адиабат, обусловленных местным термическим градиентом.

### Как начинается плавление?

Чтобы объяснить начало плавления, было предложено множество механизмов. Концепции, рассматривающие снятие напряжения или стрессовой нагрузки, требуют более высокой величины стресса, чем допускается в мантии. Для механизмов, обусловленных превращением механической энергии в тепловую, предполагается широкий ряд процессов, сопровождающихся выделением тепла. Но каким бы ни был этот процесс, предложенные механизмы, по-видимому, оказываются непригодными для объяснения начала плавления. Хрупкие нарушения и сильное трение отнюдь не являются характерными свойствами масс горных пород при приближении к температуре плавления.

Вероятными областями начала плавления считаются места резких изменений состава или фазовых изменений. Было установлено, что добавление летучих к горной породе, имеющей температуру, недостаточную для ее плавления без их участия, способствует началу плавления.

К началу плавления может также привести изменение таких свойств, как плотность или теплопроводность. Вследствие уменьшения теплопроводности и вязкости при увеличении температуры изменение этих параметров способно вызвать «разгон», т. е. нарастание скорости плавления. Хотя каждый из этих механизмов имеет свои преимущества, наиболее приемлемыми процессами все же представляются радиоактивное нагревание и адиабатический подъем.

Ранее было установлено, что энтропия плавления невелика по сравнению с общим количеством тепла, которое требуется, чтобы нагреть горную породу до температуры ее плавления. Новые оценки энтропии плавления, сделанные с учетом поправки на давление, оказались выше, чем отмечалось ранее. Получается, что для образования небольших количеств расплава требуются миллионы лет, если даже на это будет израсходовано все радиоактивное тепло, выделившееся в данном месте. Альтернативное решение состоит в том, что тепло, требующееся для плавления, может быть получено за счет адиабатического подъема горячих масс. Установлено, что для полного плавления эколгита, вещества по составу эквивалентного базальту, его подъем должен начинаться с глубины не менее 160 км. В случае отделения расплава до наступления полного плавления таких больших глубин не потребовалось бы. Однако при этом было бы необходимо, чтобы эколгит плавился эвтектически и чтобы все его фракции по составу были базальтовыми. Подъем эколгита в высшей степени сомнителен, как по причине его большой плотности, так и потому, что в качестве исходного вещества предпочтительнее гранатовый перидотит. Частичное плавление гранатового перидотита дает целый ряд базальтовых расплавов. Их тип зависит от глубины сепарации, количества летучих и их соотношения, а также от других факторов. Адиабатический подъем гранатового перидотита в область небольших глубин, сопровождающийся соответствующими метаморфическими изменениями, частичным плавлением и сепарацией расплава, по-видимому, наилучшим образом объясняет явления, наблюдавшиеся на срединно-океанических хребтах.

### Почему преобладают базальтовые расплавы?

В течение всего геологического времени образовались огромные объемы сравнительно однородных базальтовых магм. Таким образом, процесс плавления неизменно должен давать однообразные продукты. Физико-химические свойства гранатового перидотита, выявленные в результате лабораторных исследований, указывают на то, что из этой горной породы при температуре начала плавления могут быть получены существенные количества расплава. Расплав может быть удален весь сразу или по частям по мере его образования. Зонное плавление, которое требует протекания неравновесных, зависящих от времени процессов, по-видимому, не соответствует длительным интервалам, необходимым для магнообразования. Более вероятным процессом

представляется фракционное плавление, поскольку локальные динамические движения мантии легко перемещают расплав от места его образования.

При фракционном плавлении в невариантной точке, характеризующейся самой низкой температурой (и давлением) начала плавления, образуется расплав сравнительно постоянного состава в отношении главных компонентов, но не в отношении рассеянных элементов. Соотношение минеральных фаз в исходном веществе не оказывает влияния на содержание в расплаве главных элементов, но сильно влияет на состав элементов-примесей. Фракционное плавление исходного вещества прекращается с исчезновением одной из фаз, возобновляясь снова, когда достигается температура начала плавления вновь образовавшейся минеральной ассоциации. Расплавы, извлеченные в каждой невариантной точке, могут скопиться в виде однообразных порций, каждая из которых будет отличаться от других общим валовым составом, причем промежуточные составы будут отсутствовать. Было показано, что в системе гранатового перидотита при высоком давлении первая порция расплава, образовавшегося в невариантной точке, имеющей минимальную температуру, будет по составу базальтовой в широком смысле этого термина. Именно по этой причине базальты являются наиболее распространенным типом магматических горных пород на Земле.

### Какие факторы определяют разновидности базальтов?

Изучение термохимических соотношений конечных членов главных минералов базальтов при 1 атм показало, что существует по меньшей мере три невариантных точки, включающие форстерит и разделенные температурными максимумами. Эти три точки аналогичны трем главным типам базальта. Эвтектическое поведение природных базальтов в лабораторных условиях при 1 атм отражает характерные особенности, связанные с аналогичными невариантными точками. Главные типы горных пород, образовавшиеся путем кристаллизационного фракционирования из базальтовой магмы, могут быть связаны с моновариантными кривыми, ведущими к более низким температурам и другим подчиненным невариантным точкам. Эти наблюдения показывают, что базальты и их производные образовались в результате физико-химического контроля.

При высоком давлении все базальты превращаются в эклогит и приобретают новые фазовые соотношения. Эти соотношения детально еще не изучены, однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что при соответствующем изменении давления или состава летучих единая исходная минеральная ассоциация может дать разнообразные расплавы базальтового состава. Высокое давление и наличие газовой фазы, обогащенной  $\text{CO}_2$ , приводит к образованию щелочно-базальтовых

расплавов, тогда как при низком давлении и наличии газовой фазы, обогащенной  $H_2O$ , образуются толеитовые расплавы. Вариации в содержании рассеянных элементов могут быть связаны с различными пропорциями минеральных фаз в исходной ассоциации, с разной степенью плавления и с присутствием различных второстепенных фаз. Очень важно определить глубину отделения расплава от исходного вещества, а также количество и соотношение летучих компонентов. На природу расплава, образованного путем частичного или фракционного плавления гранатового перидотита, влияют также и другие факторы, такие, как парциальное давление кислорода.

Отсутствие оливина в эклогитах, образовавшихся при высоких давлениях за счет базальтов, заставляет сомневаться в возможности происхождения базальтовых расплавов из такого оливинсодержащего исходного вещества, как гранатовый перидотит. Отсутствие оливина может объясняться либо удалением фаз из расплава во время его подъема к поверхности, либо существованием реакционных соотношений оливина с расплавом. Для того, чтобы из гранатового перидотита мог образоваться эклогитовый расплав, необходима дополнительная реакция ортопироксена с расплавом. Обе эти реакции были воспроизведены в лабораторных условиях. Предполагается, что последовательность этих реакций при снижении давления такова, что сначала исчезает оливин, а затем ортопироксен. Однако точный тренд составов расплавов, образующихся при высоком давлении в результате указанных реакций при отсутствии летучих, еще не определен. Удаление оливина имеет тенденцию увеличивать в расплаве содержание нормативного кварца, тогда как удаление ортопироксена имеет тенденцию увеличивать в расплаве содержание нормативного нефелина или ларнита. Если же с уменьшением давления первым начинает реагировать ортопироксен, то появляется возможность образования расплавов с нормативным ларнитом, которые при низких давлениях являются потенциальными мелилитовыми нефелинитами.

Пропорции граната и клинопироксена в гранатовом перидотите служат показателем степени истощения исходного материала базальтовой составляющей. С точки зрения частичного или фракционного плавления порядок, в котором клинопироксен или гранат, расходуясь, переходят в расплав, влияет на то, какая именно разновидность базальтового расплава образуется при этом. Исследование фазовых равновесий показывает, что в условиях высокого давления при частичном плавлении гранатового перидотита первым может быть израсходован клинопироксен, тогда как в условиях умеренного давления для составов, соответствующих базальтам, первым оказывается израсходованным гранат. Нормативные составы природных гранатов и клинопироксенов из гранатовых перидотитов отчетливо свидетельствуют о том, что химические вклады этих минеральных фаз в расплав сильно различаются.

## Как образуется и скапливается расплав?

Первые капли скорее всего образуются в местах стыка всех минеральных фаз. Поскольку все фазы находятся в равновесии с этим первичным расплавом, расплав не ограничивается первичной порой. Предполагается, что он смачивает все кристаллы и проникает по границам зерен, образуя «агрегат, сцементированный жидкостью». К тому же процесс плавления облегчается тем, что на границах зерен главных минеральных фаз концентрируются примеси и легкоплавкие остатки. На этой стадии плавления происходит значительное убывание скорости прохождения сейсмических волн. Тепловой градиент и скалывающие напряжения во вмещающих породах способствуют собиранию расплава. В общем расплав преимущественно собирается в участках, перпендикулярных к главному минимуму стресса, и может быть отжат даже при очень слабых стрессовых усилиях.

Область магмообразования в основном определяется солидусом горных пород, подвергающихся плавлению. Так как положение солидуса меняется в зависимости от давления, граница этой области не обязательно будет совпадать с изотермой. Природа источника тепла независимо от того, передается ли это тепло извне или образуется внутри, в огромной степени будет определять первоначальные размер и форму области, подвергающейся плавлению. Ее границы, четко выделяющиеся по наличию расплава, в отношении некоторых физических свойств могут быть размытыми, оставаясь все же четкими с точки зрения сейсмических свойств. Камера, несомненно, окружена пластичной оболочкой, являющейся результатом переноса тепла.

Плавление сопровождается большим увеличением объема. Пространство для этого увеличившегося объема может быть получено за счет вспучивания региона, за счет заполнения пор и пустот в окружающих породах и за счет взламывания вмещающих пород. Если пространство не будет завоевано, то магма застынет, так как обычно при увеличении давления температуры плавления возрастают. Присутствие расплава снижает прочность содержащих его горных пород и в пластичной оболочке трещины распространяются посредством процесса магматического разламывания. Когда магма выходит за пределы пластичной оболочки и вступает в хрупкую область, эти процессы могут сопровождаться землетрясениями.

Дифференциальный стресс имеет тенденцию увеличивать среднее напряжение на объем породы. При небольшом увеличении давления расплав не застывает, поскольку: а) отношение сжимаемости к тепловому расширению не способствует этому; б) низкая теплопроводность вмещающих пород замедляет высвобождение энthalпии плавления; в) присутствие летучих может усилить плавление при возрастании давления.

## Каковы силы, заставляющие магму подниматься?

Главной причиной, вызывающей отделение магмы, по-видимому, является давление нагрузки вышележащих пород. Потеря прочности частично расплавленными горными породами дает начало процессу отделения магмы. Расплав сначала мигрирует через пластичную оболочку очага и затем распространяется по трещинам к поверхности. Разница в плотности между вмещающими горными породами и столбом магмы создает разницу давлений. Подъем магмы обусловливается воздействием на магму гравитационной нагрузки горных пород, превышающей нагрузку самого магматического столба.

Если предположить соответствующую вязкость мантии, то скорость подъема небольших (диаметром 1 км) сферических масс расплава путем всплывания могла бы объяснить современные масштабы проявлений вулканизма на Земле. Поскольку магма на пути к поверхности теряет тепло и широко распространяется в стороны, пронизывая земную кору и образуя силлы, которыми и заканчиваются многие потенциальные извержения, область частичного или фракционного плавления периодически должна отторгать огромные расплавленные массы. В зависимости от скорости подъема эти массы могут либо оставаться едиными, либо дробиться на серии более мелких.

Давление нагрузки вышележащих пород и плавучесть могут объяснить подъем магмы, но, по-видимому, это не те силы, которые управляют крупномасштабной конвекцией в мантии, предполагающейся некоторыми исследователями. Приливно-отливные силы могут служить только своего рода «спусковым механизмом» вулканических процессов, но природа главных возмущений, вызывающих геологические революции в глобальном масштабе, не установлена.

## Почему вулканические извержения периодичны?

С начала геологической истории Земли, судя по «возрасту» минералов, было по меньшей мере семь главных периодов магматической активности. Отдельные вулканы имеют свою собственную периодичность и, по-видимому, ограниченное время жизни порядка 1 — 5 млн. лет. Огромные по своим масштабам излияния платобазальтов были, по-видимому, образованы в сравнительно короткие промежутки времени, не превышающие 20 млн. лет. Для более древних базальтов точных датировок еще нет, и прежде, чем можно будет сделать выводы на этот счет, потребуются значительное количество определений возраста.

По-видимому, единственным приемлемым длительным процессом, управляющим магматической активностью, связанной с геологическими революциями, является конвективная передача тепла по механизму Джоли — Коттера, который, однако, неудовлетворителен в отношении некоторых деталей. Короткая периодичность извержений индивидуальных вулканов может находиться в тесной связи с постоянным поступлением магмы в промежуточный резервуар, периодически вспу-

чивающийся и взламывающийся. Тепловое воздействие на некоторые свойства, такие, как вязкость и теплопроводность, создает условия для ускорения, или «разгона», процесса, который периодически повторяется до тех пор, пока существует источник энергии. По причине медленной скорости нагревания и сравнительно большой энтальпии плавления время регенерации может быть продолжительным. Повторные эксплозивные извержения могут быть связаны с насыщением магмы летучими в результате ее остывания или спада давления.

Несомненно, что механизмы генерации магмы за геологическое время изменились. Первоначальная земная кора, никаких остатков которой обнаружить не удастся, была, вероятно, андезитовой в связи с плавлением при участии воды, которое привело к дегазации Земли и образованию океанов.

Возрастание за последние 250 млн. лет масштабов генерации щелочных базальтов [123] также указывает на тип магмообразования, отличный от вызывающего подъем магмы в срединно-океанических хребтах, который теперь считается столь существенным в теории тектоники плит. Полдерваарт [333] не смог найти каких-либо следов щелочных базальтов с возрастом древнее 1 млрд. лет и сделал вывод, что толеит представляет «примитивную» магму. Ослабление процесса образования толеитовых магм может отражать общее уменьшение выделения тепла за счет распада радиоактивных элементов.

### Заключение

Проблема базальта должна решаться экспериментально, и это требует расширения и углубления исследований в области магмообразования. Выводы, к которым пришли полевые геологи, петрологи, геофизики и экспериментаторы, позволили наметить направления дальнейших работ по физике, термодинамике и физической химии. Определяющим вкладом, безусловно, явится установление необходимых параметров. Именно тем, что модели создаются без учета многих важных параметров, и объясняется существующий скептицизм относительно модельного подхода к вопросам формирования Земли. Но чувствуется уже, как в связи с гипотезой тектоники плит приближается новая революция в геологическом мышлении.

# Приложение: переводные коэффициенты

## Энергия

$$1 \text{ Дж} = 10^7 \text{ эрг}$$

$$1 \text{ эрг} = 0,23901 \cdot 10^{-7} \text{ кал}$$

$$1 \text{ кал} = 4,1840 \cdot 10^7 \text{ эрг}$$

$$1 \text{ эрг} = 1 \text{ г} \cdot \text{см}^2/\text{с}^2$$

## Сила

$$1 \text{ дин} = 1 \text{ г} \cdot \text{см}/\text{с}^2$$

## Множители для пересчета весовых количеств

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,89981 = \text{FeO}$$

$$\text{FeO} \cdot 1,1113 = \text{Fe}_2\text{O}_3$$

$$\text{FeO} \cdot 0,77731 = \text{Fe}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,69944 = \text{Fe}$$

$$\text{K}_2\text{O} \cdot 0,83015 = \text{K}$$

## Ускорение силы тяжести

$$\text{В нормальных условиях } g_0 = 978,032 \text{ см}/\text{с}^2$$

$$1 \text{ гал} = 1 \text{ см}/\text{с}^2$$

## Длина

$$1 \text{ км} = 10^5 \text{ см}$$

## Давление

$$1 \text{ бар} = 10^6 \text{ дин}/\text{см}^2$$

$$1 \text{ бар} = 10^6 \text{ г}/(\text{см} \cdot \text{с}^2)$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 1 \text{ торр} = 1,33322 \cdot 10^{-3} \text{ бар}$$

## Время

$$1 \text{ год} = 3,1536 \cdot 10^7 \text{ с}$$

## Скорость

$$1 \text{ км}/\text{год} = 3,171 \cdot 10^{-2} \text{ см}/\text{с}$$

## Вязкость

$$1 \text{ пуаз} = 1 \text{ г}/(\text{см} \cdot \text{с})$$

*Нормализация содержаний редкоземельных элементов*

Средние содержания редкоземельных элементов в хондритах, выраженные в млн.<sup>-1</sup>, которые используются при нормализации количеств этих элементов в породах и минералах

Элемент	Шмитт и др. [399, 400] (среднее из 20)	Хаскин и др. [170] (среднее из 9)
La	0,30 ± 0,06	0,330 ± 0,013
Ce	0,84 ± 0,18	0,88 ± 0,01
Pr	0,12 ± 0,02	0,112 ± 0,005
Nd	0,58 ± 0,13	0,60 ± 0,001
Sm	0,21 ± 0,04	0,181 ± 0,006
Pm	—	—
Eu	0,074 ± 0,015	0,069 ± 0,001
Gd	0,32 ± 0,07	0,249 ± 0,011
Tb	0,049 ± 0,010	0,047 ± 0,001
Dy	0,31 ± 0,019	—
Ho	0,073 ± 0,014	0,070 ± 0,001
Er	0,21 ± 0,04	0,200 ± 0,005
Tu	0,033 ± 0,007	0,030 ± 0,002
Yb	0,17 ± 0,03	0,200 ± 0,007
Lu	0,031 ± 0,005	0,034 ± 0,002

## Список литературы

1. Adams L. H., Temperature changes accompanying isentropic, isenergetic, and isenkaumic expansion, *J. Wash. Acad. Sci.*, **12**, 407–411, 1922.
2. Adams L. H., Gibson R. E., The compressibilities of dunite and of basalt glass and their bearing on the composition of the earth, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **12**, 275–283, 1926.
3. Adams L. H., Williamson E. D., The compressibility of minerals and rocks at high pressures, *J. Franklin Inst.*, **195**, 475–529, 1923.
4. Adams L. H., Williamson E. D., The composition of the earth's interior, *Smithson. Rep.*, 1923, 241–260, 1925.
5. Akella J., Solubility of  $Al_2O_3$  in orthopyroxene coexisting with garnet and clinopyroxene for compositions on the diopside – parope join in the system  $CaSiO_3 - MgSiO_3 - Al_2O_3$  *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 273–278, 1974.
6. Akella J., Boyd F. R., Petrogenetic grid for garnet peridotites, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 269–273, 1974.
7. Akella J., Kennedy G. C., Studies on anorthite + diopside<sub>50</sub> – hedenbergite<sub>50</sub> at high pressures and temperatures, *Am. J. Sci.*, **270**, 155–165, 1971.
8. Akimoto S.-I., The system  $MgO - FeO - SiO_2$  at high pressures and temperatures – phase equilibria and elastic properties, In A. R. Risema, ed., *The upper mantle*, Elsevier Publishing Company, New York, 161–187, 1972.
9. Allen E. T., White W. P., Diopside and its relation to calcium and magnesium metasilicates, *Am. J. Sci.*, **27**, 1–47, 1909.
10. Allison E. B., Brock P., White J., The rheology of aggregates containing a liquid phase with special reference to the mechanical properties of refractories at high temperatures, *Trans. Br. Ceram. Soc.*, **58**, 495–531, 1959.
11. Anderson D. L., The plastic layer of the earth's mantle, *Sci. Am.*, **207**, 52–59, 1962.
12. Anderson D. L., Petrology of the mantle, *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, **3**, 85–93, 1970.
13. Anderson D. L., Spetzler H., Partial melting and the low-velocity zone, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **4**, 62–64, 1970.
14. Anderson O., The system anorthite – forsterite – silica, *Am. J. Sci.*, **39**, 407–454, 1915.
15. Anderson O. L., Perkins P. C., A plate tectonics model involving nonlaminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the southwestern United States, *Phys. Chem. Earth*, **9**, 113–122, 1975.
16. Anthony T. R., Cline H. E., The kinetics of droplet migration in solids in an accelerational field, *Philos. Mag.*, **22**, 893–901, 1970.
17. Anthony T. R., Cline H. E., Thermal migration of liquid droplets through solids, *J. Appl. Phys.*, **42**, 3380–3387, 1971.
18. Anthony T. R., Cline H. E., The thermomigration of biphasic vapor – liquid droplets in solids, *Acta Metall.*, **20**, 247–255, 1972a.

19. *Anthony T. R., Cline H. E.*, The interaction of migrating liquid inclusions with grain boundaries in solids, In *Hsun Hu*, ed., Nature and behavior of grain boundaries, Plenum Publishing Corp., New York, 185–201, 1972b.
20. *Arculus R. J.*, Melting behavior of two basanites in the range 10 to 35 kbar and the effect of  $\text{TiO}_2$  on the olivine – diopside reactions at high pressures, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **74**, 512–515, 1975.
21. *Arculus R. J., Curran E. B.*, The genesis of the calc-alkaline rock suite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**, 255–262, 1972.
22. *Arculus R. J., Shimizu N.*, Rare earth elements in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 553–560, 1974.
23. *Ashby M. F.*, A first report on deformation – mechanism maps, *Acta Metall.*, **20**, 887–897, 1972.
24. *Bailey D. K.*, Volatile flux, heat-focusing and the generation of magma, In *G. Newall, N. Rast*, eds., Mechanism of igneous intrusion, Gallery Press, Liverpool, 177–186, 1970.
25. *Barton D. C.*, Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana, In *D. C. Barton, G. Sawtelle*, eds., Gulf Coast Oil Fields, a Symposium on the Gulf Coast Cenozoic, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 20–78, 1936.
26. *Barus C.*, High-temperature work in igneous fusion and ebullition, chiefly in relation to pressure, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **103**, 57, 1893.
27. *Bath M.*, Earthquake energy and magnitude, *Phys. Chem. Earth*, **7**, 115–165, 1966.
28. *Bayly B.*, Introduction to petrology, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 371, 1968.
29. *Beeson M. H., Jackson E. D.*, Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake Crater, Oahu, *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, **3**, 95–112, 1970.
30. *Bell P. M., Mao H. K.*, The hypothesis of melting at stress dislocations in the earth, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **71**, 416–418, 1972.
31. *Bell P. M., Mao H. K.*, Laser optical system for heating experiments and pressure calibration of the diamond-windowed, high-pressure cell, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **74**, 399–402, 1975.
32. *Benioff H.*, Orogenesis and deep crustal structure – additional evidence from seismology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 385–400, 1954.
33. *Betz F., Jr., Hess H. H.*, The floor of the North Pacific Ocean, *Geogr. Rev.*, **32**, 99–116, 1942.
34. *Biggs W. D.*, Fracture, In *R. W. Cann*, ed., Physical metallurgy, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1199–1232, 1970.
35. *Birch F.*, Recent work on the radioactivity of potassium and some related geophysical problems, *J. Geophys. Res.*, **56**, 107–126, 1951.
36. *Birch F.*, Mega-geological considerations in rock mechanics, In *Judd W. R.*, ed., State of stress in the earth's crust, American Elsevier Publishing Company, Inc., New York, 55–80, 1964.
37. *Birch F.*, Speculations on the earth's thermal history, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 133–153, 1965.
38. *Birch F.*, Density and composition of the upper mantle, first approximation as an olivine layer, In *P. J. Hart*, ed., The earth's crust and upper mantle, *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union, **13**, 18–36, 1969.
39. *Birch F.*, Interpretations of the low-velocity zone, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 178–181, 1970.

40. Birch F., Bancroft D., The elasticity of glass at high temperatures, and the vitreous basaltic substratum, *Am. J. Sci.*, **240**, 457–490, 1942.
41. Birch F., Clark H., The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, *Am. J. Sci.*, **238**, 529–558, 1940.
42. Birch F., LeCompte P., Temperature – pressure plane for albite composition, *Am. J. Sci.*, **258**, 209–217, 1960.
43. Boettcher A. L., Wyllie P. J., Phase relationships in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  to 35 kb pressure, *Am. J. Sci.*, **267**, 875–909, 1969.
44. Bowden F. P., Stone M. A., Tudor G. K., Hot spots on rubbing surfaces and the detonation of explosives by friction, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, **188**, 329–349, 1947.
45. Bowden F. P., Thomas P. H., The surface temperature of sliding solids, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, **223**, 29–40, 1954.
46. Bowen N. L., The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas, *Am. J. Sci.*, **40**, 161–185, 1915.
47. Bowen N. L., The evolution of the igneous rocks, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 332, 1928.
48. Bowen N. L., Schairer T. F., The system  $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ , *Am. J. Sci.*, **29**, 151–217, 1935.
49. Boyd F. R., Garnet peridotites and the system  $\text{MgSiO}_3 - \text{CaSiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ , *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper*, **3**, 63–75, 1970.
50. Boyd F. R., England J. L., Pyrope, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **58**, 83–87, 1959a.
51. Boyd F. R., England J. L., Quartz-coesite transition, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **58**, 87–88, 1959b.
52. Boyd F. R., England J. L., Effect of pressure on the melting of diopside,  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ , and albite,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , in the range up to 50 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **68**, 311–323, 1963.
53. Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. C., Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite,  $\text{MgSiO}_3$ , *J. Geophys. Res.*, **69**, 2101–2109, 1964.
54. Boyd F. R., Nixon P. H., Structure of the upper mantle beneath Lesotho, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **72**, 431–445, 1973.
55. Boyd F. R., Nixon P. H., Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa, *Phys. Chem. Earth*, **9**, 431–454, 1975.
56. Brace W. F., Brittle fracture of rocks, in W. R. Judd, ed., State of stress in the earth's crust, American Elsevier Publishing Company, Inc., New York, 111–178, 1964.
57. Brace W. F., Luth W. C., Unger J. D., Melting of granite under an effective confining pressure, *abstr.*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **115**, 21, 1968.
58. Bradley R. S., Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts, Part II, Solid solutions and application to the olivines, *Am. J. Sci.*, **260**, 550–554, 1962.
59. Bridgman P. W., Rough compressions of 177 substances to 40 000 kg/cm<sup>2</sup>, *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, **76**, 71–87, 1948.
60. Brooks C., James D. E., Hart J. R., Ancient lithosphere, Its role in young continental volcanism, *Science*, **193**, 1086–1094, 1976.
61. Brune J. N., Allen C. R., A low-stress-drop, low magnitude earthquake with surface faulting, the Imperial, California, earthquake of March 4, 1966, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57**, 501–514, 1967.

62. *Buddington A. F.*, Some petrological concepts and the interior of the earth, *Am. Mineral.*, **28**, 119–140, 1943.
63. *Bullen K. E.*, An introduction to the theory of seismology, Cambridge University Press, Cambridge, **276**, 1947.
64. *Bultitude R. J.*, *Green D. H.*, Experimental study of crystal – liquid relationship at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions, *J. Petrol.*, **12**, 121–147, 1971.
65. *Burnham C. W.*, *Davis N. F.*, The role of H<sub>2</sub>O in silicate melts, II, Thermodynamic and phase relations in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> – H<sub>2</sub>O to 10 kilibars, 700° to 1100°C, *Am. J. Sci.*, **274**, 902–940, 1974.
66. *Butkovieh T. R.*, Rock melt from an underground nuclear explosion, Lawrence Livermore Laboratory, UCRL–51554, Technical Information Document 4500, UC – 35, National Technical Information Service, Springfield, Virginia, 1974.
67. *Butler B. C. M.*, Metamorphism and metasomatism of rocks of the Moine series by dolerite plug in Glenmore, Ardnamurchan, *Mineral. Mag.*, **32**, 866–897, 1961.
68. *Cameron M.*, *Sueno C.*, *Prewitt C. T.*, *Papike J. J.*, Hightemperature crystal chemistry of acmite, diopside, hedenbergite, jadeite, spodumene, and ureyite, *Am. Mineral.*, **58**, 594–618, 1973.
69. *Carr M. J.*, *Stoiber R. E.*, Intermediate depth earthquakes and volcanic eruptions in Central America, 1961–1972, *Bull. Volcanol.*, **37**, 326–337, 1973.
70. *Carter N. L.*, *Ave'Lallement H. G.*, High temperature flow of dunite and peridotite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2181–2202, 1970.
71. *Cawthorn R. G.*, Degress of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 113–120, 1975.
72. *Chamberlin T. C.*, *Salisbury R. D.*, *Geology*, II, Earth history, 2d ed., Henry Holt & Co., New York, 692, 1905.
73. *Chamberlin T. C.*, *Salisbury R. D.*, *Geology*, I, Geologic processes and their results, 2d ed., Henry Holt & Co., New York, 684, 1909.
74. *Chayes F.*, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association, *J. Geophys. Res.*, **68**, 1519–1534, 1963.
75. *Chayes F.*, Silica saturation in Cenozoic basalt, *Philos. Trans. R. Soc. London*, ser. A, **271**, 285–296, 1972.
76. *Chayes F.*, Average composition of the commoner Cenozoic volcanic rocks, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **74**, 547–549, 1975.
77. *Chen C.-H.*, *Presnall D. C.*, The system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> – SiO<sub>2</sub> at pressures up to 25 kilobars, *Am. Mineral.*, **60**, 398–406, 1975.
78. *Clark P. W.*, *Cannon J. H.*, *White J.*, Further investigations on the sintering of oxides, *Trans. Br. Ceram. Soc.*, **52**, 1–49, 1953.
79. *Clark S. P., Jr.*, *Ringwood A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle, *Rev. Geophys.*, **2**, 35–88, 1964.
80. *Clark S. P., Jr.*, *Schairer J. F.*, *Neufville J. de*, Phase relations in the system CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> – CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> – SiO<sub>2</sub> at low and high pressure, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **61**, 59–68, 1962.
81. *Clarke W. B.*, *Beg M. A.*, *Craig H.*, Excess <sup>3</sup>He in the sea, evidence for terrestrial primordial helium, *Earth Planet. Sci. Letter*, **6**, 213–220, 1969.
82. *Clayton R. N.*, *Mayeda T. K.*, Genetic relations between the moon and meteorites, *Proc. Sixth Lunar Sci. Conf.*, *Geochim. Acta (Suppl. 6)*, **2**, 1761–1769, 1975.
83. *Coats R. R.*, Magma type and crustal structure in the Aleutian arc, In *G. A. Macdonald*, *Kuno H.*, eds., *The crust of the Pacific basin*, *Geophys. Monogr.*, *Am. Geophys. Union*, **6**, 92–109, 1962.

84. Coble R. L., Burke J. E., Sintering in ceramics, in Burke J. E., ed., Progress in ceramic science, Macmillan Company, New York, 197–251, 1963.
85. Coe R. S., Paterson M. S., The  $\alpha$  –  $\beta$ -inversion in quartz, a coherent phase transition under nonhydrostatic stress, J. Geophys. Res., **74**, 4921–4928, 1969.
86. Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C., Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars, Am. J. Sci., **265**, 475–518, 1967.
87. Cordani U. G., Vadoros P., Basaltic rocks of the Paraná Basin, In Bigarella J. J., Becker R. D., Pinto I. D., eds., Problems in Brazilian Gondwana geology, International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology, 1st, Argentina, 1967, Curitiba, Brazil, 207–231, 1967.
88. Cotter J. R., The escape of heat from the earth's crust, Philos. Mag., **48**, 458–464, 1924.
89. Cox K. G., Tectonics and vulcanism of the Karroo Period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland, In T. N. Clifford, Gass I. G., eds., African magmatism and tectonics, Hafner Publishing Company, Darien, Connecticut, 211–235, 1970.
90. Crandell D. R., Mullineaux D. R., Rubin M., Mount St. Helens volcano, recent and future behavior, Science, **187**, 438–441, 1975.
91. Crittenden M. D., Jr., Viscosity and finite strength of the mantle as determined from water and ice loads, Geophys. J. R. Astron. Soc., **14**, 261–279, 1967.
92. Cullers R. L., Medaris L. G., Jr., Haskin L. A., Gadolinium, distribution between aqueous and silicate phases, Science, **169**, 580–583, 1970.
93. Daly R. A., The nature of volcanic action, Proc. Am. Acad. Arts Sci., **47**, 48–122, 1911.
94. Daly R. A., Relations of mountain building to igneous action, Proc. Am. Philos. Soc., **64**, 283–307, 1925a.
95. Daly R. A., The geology of Ascension Island, Proc. Am. Acad. Sci., **60**, 1–80, 1925b.
96. Daly R. A., Igneous rocks and the depths of the earth, 2d ed., McGraw-Hill Book Company, New York, 598, 1933.
97. Davis B. T. C., The system diopside – forsterite – pyrope at 40 kilobars, Carnegie Inst. Washington Yearb., **63**, 165–171, 1964.
98. Davis B. T. S., Boyd F. R., The join  $Mg_2Si_2O_6$  –  $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites, J. Geophys. Res., **71**, 3567–3576, 1966.
99. Davis B. T. C., England J. L., The melting of forsterite up to 50 kilobars, J. Geophys. Res., **69**, 1113–1116, 1964.
100. Davies B. T. C., Schairer J. F., Melting relations in the join diopside – pyrope at 40 kilobars and at one atmosphere, Carnegie Inst. Washington Yearb., **64**, 123–126, 1965.
101. Davis N. F., Experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8$  –  $H_2O$ , Part I, The apparent solubility of albite in supercritical water, Part II, The partial specific volume of  $H_2O$  in  $NaAlSi_3O_8$  melts with petrologic implications, unpublished Ph.D. thesis, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, 1972.
102. Day A. L., Shepherd E. S., Water and volcanic activity, Geol. Soc. Am. Bull., **24**, 573–606, 1913.
103. DeLury J. S., Generation of magma by frictional heat, Am. J. Sci., **242**, 113–129, 1944.
104. De Wys E. C., Foster W. R., The system diopside – anorthite – åkermanite, Mineral. Mag., **31**, 736–743, 1958.

105. Dickey J. S., Jr., Partial fusion products in Alpine-type peridotites, Serrania de la Ronda and other examples, Mineral. Soc. Am. Spec. Pap., 3, 33–49, 1970.
106. Dickey J. S., Jr., Yoder H. S., Jr., Partitioning of chromium and aluminum between clinopyroxene and spinel, Carnegie Inst. Washington Yearb., 71, 384–392, 1972.
107. Dubourdiou G. G., On the four-year seismic period, private publication, translated from the French by Noël Lindsay, 1973.
108. Dunn P. R., Brown M. C., North Australian plateau volcanics, Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 2, 117–122, 1969.
109. Du Toit A., Our wandering continents, Oliver and Boyd, Edinburgh, 366, 1937.
110. Eaton J. P., A portable water-tube tiltmeter, Bull. Seismol. Soc. Am., 49, 301–316, 1959.
111. Eaton J. P., Crustal structure and volcanism in Hawaii, In G. A. Macdonald, Kuno H., eds., The crust of the Pacific basin, Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, 6, 13–29, 1962.
112. Eaton J. P., Christiansen R. L., Iyer H. M., Pitt A. M., Mabey D. R., Blank H. R. Jr., Zietz I., Gettins M. E., Magma beneath Yellowstone National Park, Science, 188, 787–796, 1975.
113. Eaton J. P., Murata K. J., How volcanoes grow, Science, 132, 925–938, 1960.
114. Eggler D. H., Role of CO<sub>2</sub> in melting processes in the mantle, Carnegie Inst. Washington Yearb., 72, 457–467, 1973.
115. Eggler D. H., Effect of CO<sub>2</sub> on the melting of peridotites, Carnegie Inst. Washington Yearb., 73, 215–224, 1974.
116. Eggler D. H., Peridotite – carbonatite relations in the system CaO – MgO – SiO<sub>2</sub> – CO<sub>2</sub>, Carnegie Inst. Washington Yearb., 74, 468–474, 1975.
117. Eggler D. H., Mysen B. O., Seitz M. G., The solubility of CO<sub>2</sub> in silicate liquids and crystals, Carnegie Inst. Washington Yearb., 73, 226–228, 1974.
118. Einstein A., Eine neue Bestimmung der Moleküldimensionen, Ann. Phys. Leipzig, 19, 289–306, 1906.
119. Einstein A., Berichtigung zu meiner Arbeit, Eine neue Bestimmung der Moleküldimensionen, Ann. Phys. Leipzig, 34, 591–592, 1911.
120. Emslie R. F., Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase – bearing systems, Carnegie Inst. Washington Yearb., 69, 148–155, 1971.
121. Emslie R. F., Lindsley D. H., Experiments bearing on the origin of anorthositic intrusions, Carnegie Inst. Washington Yearb., 67, 108–109, 1969.
122. Engel A. E. J., Engel C. G., Composition of basalts from the mid-Atlantic Ridge, Science, 144, 1330–1333, 1964.
123. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G., Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, Geol. Soc. Am. Bull., 76, 719–733, 1965.
124. Erlank A. J., Kable E. J. D., The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb, Contrib. Mineral. Petrol., 54, 281–291, 1967.
125. Eshelby V. D., The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. R. Soc. London, Ser. A, 241, 376–396, 1957.
126. Evans A. G., Linzer M., Russel L. R., Acoustic emission and crack propagation in polycrystalline alumina, Mater. Sci. Eng., 15, 253–261, 1974.
127. Fahrig W. F., Wanless R. K., Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian shield, Nature, London, 200, 934–937, 1963.
128. Faure G., Powell J. L., Strontium isotope geology, Springer-Verlag, New York, 188, 1972.
129. Fedotov S. A., Tokarev P. I., Earthquakes, characteristics of the upper mantle

- under Kamchatka and their connection with volcanism (according to data collected up to 1971), *Bull. Volcanol.*, **37**, 245–257, 1974.
130. *Feild A. L., Royster P. H.*, Slag viscosity tables for blastfurnace work, U. S. Bur. Mines Tech. Pap., 187, 38, 1918.
131. *Ferguson J. B., Merwin H. E.*, The ternary system  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ , *Am. J. Sci.*, **48**, 81–123, 1919.
132. *Fermor L. L.*, Preliminary note on garnet as a geological barometer and on an infra-plutonic zone in the earth's crust, *Rec. Geol. Surv. India*, **43**, Pt. 1, 41–47, 1913.
133. *Finger L. W., Ohashi Y.*, The thermal expansion of diopside to 800°C and a refinement of the crystal structure at 700°C, *Am. Mineral.*, **61**, 303–310, 1976.
134. *Fiske R. S., Hopson C. A., Waters A. C.*, Geology of Mount Rainier National Park, Washington, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., **444**, 93, 1963.
135. *Fiske R. S., Jackson E. D.*, Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts, the effect of regional structure and gravitational stresses, *Proc. R. Soc. London, ser. A*, **329**, 299–326, 1972.
136. *Foster W. R.*, The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaSiO}_3 - \text{NaAlSiO}_4$ , *J. Geol.*, **50**, 152–173, 1942.
137. *Fujii T., Takahashi E.*, On the solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with olivine and spinel in the system  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ , *Mineral. J.*, **8**, no. 2, 122–128, 1976.
138. *Gast P. W.*, Limitations on the composition of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1287–1297, 1960.
139. *Gast P. W.*, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 1057–1086, 1968.
140. *Gast P. W., Tilton G. R., Hedge C.*, Isotope composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands, *Science*, **145**, 1181–1185, 1964.
141. *Gastil G.*, The distribution of mineral dates in time and space, *Am. J. Sci.*, **258**, 1–35, 1960.
142. *Gault D. E., Heitowitz E. D.*, The partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock, *Proc. Sixth Hypervelocity Impact Symp.*, Cleveland, Ohio, **2**, 419–456, 1963.
143. Geological Museum of London, The story of the earth, Institute of Geological Sciences, Geological Museum, London, Her Majesty's Stationery Office, 36, 1972.
144. *Gilbert M. C.*, Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **67**, 167–170, 1969.
145. *Gilluly J.*, Tectonics involved in the evolution of mountain ranges, In *E. C. Robertson*, ed., *Nature of the solid earth*, McGraw-Hill Book Company, New York, 406–439, 1972.
146. *Goetze C.*, Sheared lherzolites, from the point of view of rock mechanisms, *Geology*, **3**, 172–173, 1975.
147. *Gorshkov G. S.*, On some theoretical problems of volcanology, *Bull. Volcanol.*, **19**, 103–113, 1958.
148. *Green D. H.*, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin, application to oceanic volcanism, *Philos. Trans. R. Soc. London, ser. a*, **268**, 707–725, 1971.
149. *Green D. H.*, Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments, *Tectonophysics*, **17**, 285–297, 1973.
150. *Green D. H., Hibberson W.*, The instability of plagioclase in peridotite at high pressure, *Lithos.*, **3**, 209–221, 1970.

151. Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M., Viljoen R., Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism, *Geology*, **3**, 11–14, 1975.
152. Green D. H., Ringwood A. E., The genesis of basaltic magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 103–190, 1967.
153. Green W. L., Vestiges of the molten globe, Part II, The earth's surface features and volcanic phenomena, Hawaiian Gazette Publishing Company, Hawaii, 337, 1887.
154. Griggs D. T., High pressure phenomena with applications to geophysics, In L. H. Ridenour, ed., *Modern physics for the engineer*, McGraw-Hill Book Company, New York, 499, 1954.
155. Griggs D. T., Baker D. W., The origin of deep-focus earthquakes, In H. Mark, Fernback S., eds., *Properties of matter under unusual conditions*, Interscience Publishers, New York, 23–42, 1969.
156. Griggs D., Handin J., Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes, in D. Griggs, J. Handin, eds., *Rock deformation*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **79**, 347–364, 1960.
157. Grout F. F., Scale models of structures related to batholiths, *Am. J. Sci., Daly Vol.*, **243A**, 260–284, 1945.
158. Gruntfest I. J., Thermal feedback in liquid flow, plane shear at constant stress, *Trans. Soc. Rheol.*, **7**, 195–207, 1963.
159. Gummer W. K., The system  $\text{CaSiO}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4$ , *J. Geol.*, **51**, 503–530, 1943.
160. Gutenberg B., Untersuchungen zur Frage, bis zu Welcher tiefe die erde Kristallin ist, *Z. Geophys.*, **2**, 24–29, 1926.
161. Gutenberg B., *Physics of the earth's interior*, Academic Press, New York, 240, 1959.
162. Gutenberg B., Richter C. F., *Seismicity of the earth and associated phenomena*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 273, 1949.
163. Gutenberg B., Richter C. F., Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, **9**, 1–15, 1956.
164. Haller W., Rearrangement kinetics of the liquid – liquid immiscible microphases in alkali borosilicate melts, *J. Chem. Phys.*, **42**, 686–693, 1965.
165. Handin J., Hager R. V., Jr., Friedman M., Feather J. N., Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure, pore pressure tests, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **47**, 717–755, 1963.
166. Harker A., *The natural history of igneous rocks*, Methuen & Company, London, 384, 1909.
167. Harris P. G., Zone refining and the origin of potassic basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 195–208, 1957.
168. Hart S. R., K, Rb, Cs, Sr, and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts, *Philos. Trans. R. Soc. London, ser. A*, **268**, 573–587, 1971.
169. Hart S. R., Schilling J. G., Powell J. L., Basalts from Iceland and along the Reykjanes ridge, Sr isotope geochemistry, *Nature (London), Phys. Sci.*, **246**, 104–107, 1973.
170. Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman T. R., Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in L. H. Ahrens, ed., *Origin and distribution of the elements*, Pergamon Press, New York, 889–912, 1968.
171. Hazen R. M., Effects of temperature and pressure on the crystal physics of olivine, Ph. D. thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, 264, 1975.
172. Heard H. C., Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen

- limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure, In *D. Griggs, Handin J.*, eds., *Rock deformation*, Geol. Soc. Am. Mem., **79**, 193–244, 1960.
173. *Heard H. C., Rubey W. W.*, Tectonic implications of gypsum dehydration, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, 741–760, 1966.
  174. *Hedge C. E., Peterman Z. E.*, The strontium isotopic composition of basalts from the Gordo and Juan de Fuca rises, northeastern Pacific Ocean, Contrib. Mineral. Petrol., **27**, 114–120, 1970.
  175. *Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. III, Le Pichon X.*, Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents, J. Geophys. Res., **73**, 2119–2136, 1968.
  176. *Helmke P. A., Haskin L. A.*, Rare-earth elements, Co, Sc and Hf in the Steens Mountain basalts, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, 1513–1529, 1973.
  177. *Herty C. H., Jr., Hartgen F. A., Heidish J. A., Metcalfe K., Norris G. F., Royer M. B.*, Temperature-viscosity relations in the lime-silica system, Carnegie Inst. Technol., Coop. Bull. Min. Metall. Invest., **47**, 27, 1930.
  178. *Hess H. H.*, Stillwater igneous complex, Montana, Geol. Soc. Am. Mem., **80**, 230, 1960.
  179. *Hodges F. N.*, The solubility of H<sub>2</sub>O in silicate melts, Carnegie Inst. Washington Yearb., **73**, 251–255, 1974.
  180. *Hofmann A.*, Strontium diffusion in a basalt melt and implications for Sr isotope geochemistry and geochronology, Carnegie Inst. Washington Yearb., **73**, 935–941, 1974.
  181. *Hofmann A. W., Hart S. R.*, An assessment of local and regional isotopic equilibrium in a partially molten mantle, Carnegie Inst. Washington Yearb., **74**, 195–210, 1975.
  182. *Holmes A.*, Petrographic methods and calculations, Thomas Murby & Co., London, 515, 1921.
  183. *Holmes A.*, Radioactivity and the earth's thermal history, Geol. Mag., **2**, 60–70, 102–111, 1915.
  184. *Holmes A.*, Some problems of physical geology and the earth's thermal history, Geol. Mag., **64**, 263–278, 1927.
  185. *Holmes A.*, Principles of physical geology, The Ronald Press Company, New York, 532, 1945.
  186. *Holmes A.*, Principles of physical geology, Th. Nelson and Sons, Ltd., London, 1288, 1965.
  187. *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, 115–166, 1959.
  188. *Hubbert M. K., Willis D. G.*, Mechanics of hydraulic fracturing, Trans. AIME, **210**, 153–168, 1957.
  189. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel (Parts I and II), Beitr. Mineral. Petrogr., **11**, 138–195, 415–448, 1965.
  190. *Huckenholz H. G.*, Der petrogenetische Werdegänge der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel (Part III), Contrib. Mineral. Petrol., **12**, 73–95, 1966.
  191. *Huckenholz H. G.*, The origin of fassaitic augite in the alkali basalt suite of the Hoheifel area, western Germany, Contrib. Mineral. Petrol., **40**, 315–326, 1973.
  192. *Hulme G.*, The interpretation of lava flow morphology, Geophys. J. R. Astron. Soc., **39**, 361–383, 1974.

193. Hurley P. M., Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 273–283, 1968a.
194. Hurley P. M., Correction to: Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 1025–1030, 1968.
195. Hytönen K., Schairer J. F., The system enstatite – anorthite – diopside, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **59**, 71–72, 1960.
196. Hytönen K., Schairer J. F., The plane enstatite – anorthite – diopside and its relation to basalts, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **60**, 125–141, 1961.
197. Iida K., Earthquake energy and earthquake fault, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **7**, 98–107, 1959.
198. Irvine T. N., Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions, 1, Olivine-pyroxene-plagioclase relations, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, **1**, 441–476, 1970.
199. Irving A. J., Wyllie P. J., Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and the join  $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$  to 36 kb, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 35–53, 1975.
200. Ito K., Kennedy G. C., Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars, *Am. J. Sci.*, **265**, 519–538, 1967.
201. Ito K., Kennedy G. C., Melting and phase relations in the plane tholeiite – lherzolite – nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications, *Contrib. Mineral Petrol.*, **19**, 177–211, 1968.
202. Ito K., Kennedy G. C., The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures, *J. Geol.*, **82**, 383–392, 1974.
203. Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B., Hawaiian – Emperor chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 601–607, 1972.
204. Jackson E. D., Wright T. L., Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii, *J. Petrol.*, **11**, 405–430, 1970.
205. Jaggard T. A., Volcanic investigations at Kilauea, *Am. J. Sci.*, **44**, 165–220, 1917.
206. Johannsen A., A descriptive petrology of the igneous rocks, **1**, University of Chicago Press, Chicago, 318, 1939.
207. Joly J., Radioactivity and geology, Archibald Constable and Company, Ltd., London, 287, 1909.
208. Joly J., The surface – history of the earth, Clarendon Press, Oxford, 211, 1930.
209. Jordan T. H., The continental tectosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, No. 3, 1–12, 1975.
210. Joule J. P., Thomson J., On the thermal effects of fluids in motion – No. II, *Proc. R. Soc. London*, No. 7, 127–130, 1854.
211. Judd J. W., On the gabbros, dolerites and basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland, *Q. J. Geol. Soc. London*, **42**, 49–97, 1886.
212. Kaula W. M., Elastic models of the mantle corresponding to variations in the external gravity field, *J. Geophys. Res.*, **68**, 4967–4978, 1963.
213. Kawada K., Studies of the thermal state of the earth, The 17th paper, Variation of thermal conductivity of rocks, Pt. 2, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 1071–1091.
214. Kennedy G. C., The origin of continents, mountains ranges, and ocean basins, *Am. Sci.*, **47**, 491–504, 1959.
215. Kirby S. H., Raleigh C. B., Mechanisms of high-temperature, solid – state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behavior of the mantle, *Tectonophysics*, **19**, 165–194, 1973.

216. Knopoff L., Observation and inversion of surface-wave dispersion, *Tectonophysics*, **13**, 497–519, 1972.
217. Koyanagi R. Y., Endo E. T., Hawaiian seismic events during 1969, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 750-C, C158–C164, 1971.
218. Kozu S., Ueda J., Thermal expansion of diopside, *Proc. Imp. Acad. (Tokyo)*, **9**, 317–319, 1933.
219. Kretz R., Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions, Examples: orthopyroxene – clinopyroxene and orthopyroxene – garnet, *J. Geol.*, **69**, 361–387, 1961.
220. Kubota S., Berg E., Evidence for magma in the Katmai volcanic range, *Bull. Volcanol.*, **31**, 175–214, 1967.
221. Kuno H., Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, *Bull. Volcanol.*, **20**, 37–76, 1959.
222. Kuno H., Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle, In *T. F. Gaskell*, ed., *The earth's mantle*, Academic Press, New York, 89–110, 1967.
223. Kuno H., Plateau basalts, in *Hart P. J.*, ed., *The earth's crust and upper mantle*, *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union, **13**, 495–501, 1969.
224. Kuno H., Aoki K.-I., Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 273–301, 1970.
225. Kushiro I., Coexistence of nepheline and enstatite at high pressures, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **64**, 109–112, 1964.
226. Kushiro I., Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **73**, 619–634, 1968.
227. Kushiro I., Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures, *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, **2**, 179–191, 1969a.
228. Kushiro I., The system forsterite – diopside – silica with and without water at high pressures, *Am. J. Sci.*, *Schäfer Vol.*, **267A**, 269–294, 1969b.
229. Kushiro I., Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **68**, 245–247, 1970.
230. Kushiro I., Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: the system forsterite – diopside – silica at 1 atmosphere, *Am. Mineral.*, **57**, 1260–1271, 1972a.
231. Kushiro I., Effect of water on the compositions of magmas formed at high pressures, *J. Petrol.*, **13**, 311–334, 1972b.
232. Kushiro I., Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions, *Tectonophysics*, **17**, 211–222, 1973a.
233. Kushiro I., Partial melting of garnet lherzolites from kimberlite at high pressures, In *P. H. Nixon*, ed., *Lesotho kimberlites*, Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, 294–299, 1973b.
234. Kushiro I., The system forsterite – anorthite – albite – silica – H<sub>2</sub>O at 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 244–248, 1974.
235. Kushiro I., Syono Y., Akimoto S., Melting of a peridotite at high pressures and high water pressures, *J. Geophys. Res.*, **73**, 6023–6029, 1968a.
236. Kushiro I., Thompson R. N., Origin of some abyssal tholeiites from the mid-Atlantic ridge, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **71**, 403–406, 1972.
237. Kushiro I., Yoder H. S., Jr., Anorthite – forsterite and anorthite – enstatite reactions and their bearing on the basalt – eclogite transformation, *J. Petrol.*, **7**, 337–362, 1966.

238. *Kushiro I., Yoder H. S., Jr.*, Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **67**, 153–158, 1969.
239. *Kushiro I., Yoder H. S., Jr.*, Formation of eclogite from garnet lherzolite liquidus relations in a portion of the system  $MgSiO_3 - CaSiO_3 - Al_2O_3$  at high pressures, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 266–269, 1974.
240. *Kushiro I., Yoder H. S., Jr., Mysen B. O.*, Viscosity of basalt and andesite melts at high pressures, в печати.
241. *Kushiro I., Yoder H. S., Jr., Nishikawa M.*, Effect of water on the melting of enstatite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, 1685–1692, 1968b.
242. *Lacroix A.*, Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites, *C. R. Acad. Sci.*, **164**, 969–974, 1917.
243. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Low-velocity zone of the earth's mantle, incipient melting caused by water, *Science*, **169**, 764–766, 1970.
244. *Larsen E. S.*, Relation between the refractive index and the density of some crystallized silicates, *Am. J. Sci.*, **28**, 263–274, 1909.
245. *Larsen E. S., Berman H.*, The microscopic determination of the nonopaque minerals, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **848**, 266, 1934.
246. *Lee W. H. K.*, Thermal history of the earth, Ph. D. thesis in planetary and space physics, University of California at Los Angeles, 344, 1967.
247. *Lindemann F. A.*, Über die Berechnung Molekularer Eigenfrequenzen, *Phys. Z.*, **11**, 609–612, 1910.
248. *Lindsley D. H.*, Pressure – temperature relations in the system  $FeO - SiO_2$ , *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **65**, 226–230, 1967.
249. *Liu L.*, Silicate perovskite from phase transformations of pyrope – garnet at high pressure and temperature, *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 277–280, 1974.
250. *Lliboutry L.*, Permeability, brine content and temperature of temperate ice, *J. Geol.*, **10**, 15–29, 1971.
251. *Lovering J. F., Morgan J. W.*, Uranium and thorium abundances in stony meteorites, *J. Geophys. Res.*, **69**, 1979–1988, 1964.
252. *Lubimova E. A.*, Thermal history of the earth with consideration of the variable thermal conductivity of its mantle, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **1**, 115–134, 1958.
253. *Lubimova E. A.*, Thermal history of the earth, in *Hart P. J.*, ed., *The earth's crust and upper mantle*, *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union*, **13**, 63–77, 1969.
254. *Lupton J. E., Graig H.*, Excess  $^3He$  in oceanic basalts, evidence for terrestrial primordial helium, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 133–139, 1975.
255. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л.*, Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы, в кн. *Международный геологический конгресс, XXII сес., Докл. сов. геол., Базальты плато*, Изд-во «Наука», М., 1964.
256. *Luth W. C.*, Studies in the system  $KAlSiO_4 - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O$ , I. Inferred phase relations and petrologic applications, *J. Petrol.*, **8**, 372–416, 1967.
257. *Maaløe S.*, The significance of the melting interval of basaltic magmas at various pressures, *Geol. Mag.*, **110**, 103–112, 1973.
258. *Macdonald G. A.*, *Volcanoes*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 510, 1972.
259. *MacDonald G. J. F.*, Calculations on the thermal history of the earth, *J. Geophys. Res.*, **64**, 1967–1200, 1959.

260. MacGregor I. D., Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3737–3745, 1968.
261. MacGregor I. D., The system  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ , solubility of  $Al_2O_3$  in enstatite from spinel and garnet peridotite compositions, *Am. Mineral.*, **59**, 110–119, 1974.
262. Machado F., The search for magnetic reservoirs, In Civetta L., Gasparini P., Luongo G., Rapolla A., eds., *Physical volcanology*, American Elsevier Scientific Publishing Company, Inc., New York, 255–273, 1974.
263. Manson V., Geochemistry of basaltic rocks, major elements, In Hess H. H., Poldervaart A., eds., *Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, I*, Interscience Publishers, New York, 215–269, 1967.
264. Mao H. K., Bell P. M., Generation of magmy along faults and stress dislocations in the earth, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **70**, 229–233, 1971.
265. Mao H. K., Bell P. M., High-pressure physics, the 1-megabar mark on the ruby  $R_1$ , static pressure scale, *Science*, **191**, 851–852, 1976.
266. Mao H. K., Schairer J. F., Quenching experiments in the system jadeite ( $NaAlSi_2O_6$ ) – forsterite ( $Mg_2SiO_4$ ) and jadeite ( $NaAlSi_2O_6$ ) – anorthite ( $CaAl_2Si_2O_8$ ), *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **68**, 221–222, 1970.
267. Marsh B. D., Carmichael I. S. E., Benioff zone magmatism, *J. Geophys. Res.*, **79**, 1196–1206, 1974.
268. Masuda A., Kushiro I., Experimental determination of partition coefficients of ten rare earth elements and barium between clinopyroxene and liquid in synthetic silicate systems at 20 kilobar pressure, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **26**, 42–49, 1970.
269. McBirney A. R., Conductivity variations and terrestrial heat-flow distribution, *J. Geophys. Res.*, **68**, 6323–6329, 1963.
270. McBirney A. R., Genetic relations of volcanic rocks of the Pacific Ocean, *Geol. Rundsch.*, **57**, 21–33, 1967.
271. McBirney A. R., Sutter J. F., Naslund H. P., Sutton K. G., White C. M., Episodic volcanism in the Central Oregon Cascade Range, *Geology*, **2**, 585–589, 1974.
272. McGetchin T. R., Solid earth geosciences research activities at LASL, July 1 – December 31, 1974, *Prog. Rep. La-5956-PR*, Los Alamos Scientific Laboratories, U. S. Energy Research and Development Administration, 93, 1974.
273. McKenzie D. P., Sclater J. G., Heat flow inside the island arcs of the northwestern Pacific, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3173–3179, 1968.
274. McLean D., Grain boundaries in metals, Oxford University Press, Clarendon, 346, 1957.
275. McQuarrie M., Thermal conductivity, VII, Analysis of variation of conductivity with temperature for  $Al_2O_3$ , BeO, and MgO, *J. Am. Ceram. Soc.*, **37**, 91–95, 1954.
276. Means W. D., Williams P. F., Compositional differentiation in an experimentally deformed salt-mica specimen, *Geology*, **2**, 15–16, 1974.
277. Mehnert K. R., Busch W., Schneider G., Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites, *Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 165–183, 1973.
278. Menard H. W., Marine geology of the Pacific, McGraw-Hill Book Company, New York, 271, 1964.
279. Menard H. W., The deep-ocean floor, *Sci. Am.*, **221**, 127–142, 1969.

280. *Menzies M.*, Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic – mafic body, Greece, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 273–285, 1973.
281. *Mercier J.-C., Carter N.L.*, Pyroxene geotherms, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3349–3362, 1975.
282. *Merrill R.B., Wyllie P.J.*, Kaersutite and kaersutite eclogite from Kakanui, New Zealand – water-excess and water-deficient melting to 30 kilobars, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 555–570, 1975.
283. *Millhollen G.L., Irving A.J., Wyllie P.J.*, Melting interval of peridotite with 5,7 per cent water to 30 kilobars, *J. Geol.*, **82**, 575–587, 1974.
284. *Modreski P.J., Boettcher A.L.*, The stability of phlogopite + enstatite at high pressures, a model for micas in the interior of the earth, *Am. J. Sci.*, **272**, 852–869, 1972.
285. *Mogi K.*, Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **36**, 99–134, 1958.
286. *Mogi K.*, Deformation and fracture of rocks under confining pressure, 2, Elasticity and plasticity of some rocks, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 349–379, 1965.
287. *Mogi K.*, Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 215–232, 1966.
288. *Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gale N.H., McGregor V.R.*, Further rubidium – strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab District, West Greenland, *Nature (London), Phys. Sci.*, **240**, 78–82, 1972.
289. *Moore P.B., Smith J.V.*, Crystal structure of  $\beta$ - $Mg_2SiO_4$ , crystal-chemical and geophysical implications, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 166–177, 1970.
290. *Morey G.W.*, The development of pressure in magmas as a result of crystallization, *J. Wash. Acad. Sci.*, **12**, 219–230, 1922.
291. *Morgan W. J.*, Convection plumes in the lower mantle, *Nature (London)*, **230**, 42–43, 1971.
292. *Morgan W. J.*, Deep mantle convection plumes and plate motions, *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* **56**, 203–213, 1972.
293. *Morimoto N., Akimoto S.-I., Koto K., Tokonami M.*, Crystal structures of high pressure modifications of  $Mn_2GeO_4$  and  $Co_2SiO_4$ , *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 161–165, 1970.
294. *Morse S. A.*, Alkali feldspars with water at 5 kilobars pressure, *J. Petrol.*, **11**, 221–251, 1970.
295. *Murase T., McBirney A.R.*, Thermal conductivity of lunar and terrestrial igneous rocks in their melting range, *Science*, **170**, 165–167, 1970.
296. *Murase T., McBirney A.R.*, Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563–3592, 1973.
297. *Murase T., Suzuki T.*, Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 7, **2**, 273–285, 1966.
298. *Mysen B. O.*, Melting in a hydrous mantle, Phase relations of mantle peridotite with controlled water and oxygen fugacities, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **72**, 467–478, 1973.
299. *Mysen B. O.*, Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature, the role of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene, and feldspathoid melts, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **74**, 454–468, 1975.

300. Mysen B. O., Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle, *Am. Mineral.*, **61**, 677–683, 1976a.
301. Mysen B. O., Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid, preliminary data at 20 kbar and 1025°C, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 1–7, 1976b.
302. Mysen B. O., Boettcher A. L., Melting of a hydrous mantle, I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen, *J. Petrol.*, **16**, 520–548, 1975.
303. Nakamura Y., Kushiro I., Composition of the gas phase in  $Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O$  at 15 kbar, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 255–258, 1974.
304. Nesbitt R. W., Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, western Australia, evidence for an Archean ultramafic liquid, *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, **3**, 331–347, 1971.
305. Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И., Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа), М., Изд-во «Наука», 198, 1973.
306. Nettleton L. L., Fluid mechanics of salt domes, In D. C. Barton, Sawtelle G., eds., *Gulf Coast Oil Fields; a Symposium on the Gulf Coast Cenozoic*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 79–108, 1936.
307. Nier A. O., A redetermination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium, *Phys. Rev.*, **77**, 789–793, 1950.
308. Nockolds S. R., Average chemical compositions of some igneous rocks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 1007–1032, 1954.
309. Nur A., Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of  $t_s H_p$  travel times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 1217–1222, 1972.
310. Nur A., Tectonophysics, the study of relations between deformation and forces in the earth, In *Advances in rock mechanics*, **1**, Part A, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 243–317, 1974.
311. Nutting P. G., Deformation and temperature, *J. Wash. Acad. Sci.*, **19**, 109–115, 1929.
312. Nye J. F., Theory of regelation, *Philos. Mag.*, **16**, 1249–1266, 1967.
313. Nye J. F., Frank F. C., Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier, In *Symposium on the hydrology of glaciers*, Assoc. Int. Hydrologie Scientifique Publ., **95**, 157–161, 1973.
314. Obata M., The solubility of  $Al_2O_3$  in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite, In *Extended abstracts, International Conference on Geothermometry and Geobarometry*, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, 1–2, 1975.
315. Obata M., Banno S., Mori T., The iron – magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene, an application of the simple mixture model to olivine solid solution, *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, **97**, 101–107, 1974.
316. O'Hara M. J., Zoned ultrabasic and basic gneiss masses in the early Lewisian metamorphic complex at Scourie, Sutherland, *J. Petrol.*, **2**, 248–276, 1961.
317. O'Hara M. J., Primary magmas and the origin of basalts, *Scott. J. Geol.*, **1**, 19–40, 1965.
318. O'Hara M. J., Are ocean floor basalts primary magma? *Nature (London)*, **220**, 683–686, 1968a.
319. O'Hara M. J., The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural

- systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, *Earth-Sci. Rev.*, **4**, 69–133, 1968b.
320. *O'Hara M. J., Saunders M. J., Mercy E. L. P.*, Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite, interpretation of upper mantle processes in kimberlite, *Phys. Chem. Earth*, **9**, 571–604, 1975.
321. *O'Hara M. J., Yoder H. S., Jr.*, Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, *Scott. J. Geol.*, **3**, 67–117, 1967.
322. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.*, Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the mid-Atlantic, *J. Petrol.*, **15**, 603–634, 1974.
323. *Onuma K., Yagi K.*, The system diopside – akermanite – nepheline, *Am. Mineral.*, **52**, 227–243, 1967.
324. *Orowan E.*, Mechanism of seismic faulting, In *D. Griggs, J. Handin*, eds., *Rock deformation*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **79**, 323–345, 1960.
325. *Osborn E. F.*, The system  $\text{CaSiO}_3$  – diopside – anorthite, *Am. J. Sci.*, **240**, 751–788, 1942.
326. *Osborn E. F., Tait D. B.*, The system dioside – forsterite – anorthite, *Am. J. Sci.*, Bowen Vol., 413–433, 1952.
327. *Oxburgh E. R.*, Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications, *Geol. Mag.*, **101**, 1–19, 1964.
328. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.*, Thermal structure of island arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1665–1688, 1970.
329. *Paterson M. S.*, Nonhydrostatic thermodynamics and its geologic applications, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 355–389, 1973.
330. *Pfann W. G.*, Principles of zone melting, *J. Met.*, **4**, 747–753, 1952.
331. *Pfann W. G.*, *Zone melting*, 2d Ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, 310, 1966.
332. *Phillips W. J.*, Hydraulic fracturing and mineralization, *J. Geol. Soc. London*, **218**, 337–359, 1972.
333. *Poldervaart A.*, Aspects of basalt petrology, *J. Geol. Soc. India*, **3**, 1–14, 1962.
334. *Porath H., Oldenburg D. W., Gough D. I.*, Separation of magnetic variation fields and conductive structures in the western United States, *Geophys. J. R., Astron. Soc.*, **19**, 237–260, 1970.
335. *Powell M., Powell R.*, An olivine – clinopyroxene geothermometer, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 249–263, 1974.
336. *Powell R. W.*, Thermal conductivities of solid materials at high temperatures, *Research (London)*, **7**, 492–501, 1954.
337. *Presnall D. C.*, The geometrical analysis of partial fusion, *Am. J. Sci.*, **267**, 1178–1194, 1969.
338. *Presnall D. C., O'Donnell T. H., Brenner N. L.*, Cusps on solidus curves as controls for primary magma compositions, a mechanism for producing oceanic olivine tholeiites of uniform composition, *Abstr. with Programs (Geol. Soc. Am.)*, **5**, 771–772, 1973.
339. *Press F.*, Dimensions of the source region for small shallow earthquakes, 1965.
340. *Press F.*, Earth models obtained by Monte Carlo inversion, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5223–5234, 1968.
341. *Press F.*, The suboceanic mantle, *Science*, **165**, 174–176, 1969.
342. *Press F.*, Earth models consistent with geophysical data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 3–22, 1970.

343. Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R., Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario, Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 955–978, 1973.
344. Raheim A., Green D. H., Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe – Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene, Contrib. Mineral. Petrol., **48**, 179–203, 1974.
345. Raleigh C. B., Paterson M. S., Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications, J. Geophys. Res., **70**, 3965–3985, 1965.
346. Ramberg H., Temperature changes associated with adiabatic decompression in geological processes, Nature, London, **234**, 539–540, 1971.
347. Ramberg H., Mantle diapirism and its tectonic and magmatic consequences, Phys. Earth Planet. Inter., **5**, 45–60, 1972.
348. Rankin G. A., Wright F. E., The ternary system CaO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub>, Am. J. Sci., **39**, 1–79, 1915.
349. Reay A., Harris P. G., The partial fusion of peridotite, Bull. Volcanol., **27**, 115–127, 1964.
350. Reed G. W., Kigoshi K., Turkevich A., Determinations of concentrations of heavy elements in meteorites by activation analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, **20**, 122–140, 1960.
351. Reitan P. H., Frictional heat during metamorphism, Lithos., **1**, 151–163, 268–274, 1968.
352. Richter C. F., An instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seismol. Soc. Am., **25**, 1–32, 1935.
353. Riecke E., Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung, Ann. Phys. (Leipzig), **54**, 731–738, 1895.
354. Riecke E., Zur Erniedrigung des Schmelzpunktes durch einseitigen Zug oder Druck, Zentralbl. Mineral. Geol. Palaeontol., **3**, 97–104, 1912.
355. Ringwood A. E., Constitution of the mantle, **3**, Geochim. Cosmochim. Acta, **15**, 195–212, 1958.
356. Ringwood A. E., A model for the upper mantle, J. Geophys. Res., **67**, 857–867, 1962.
357. Ringwood A. E., Mineralogy of the mantle, In P. M. Hurley, ed., Advances in earth science, MIT Press, Cambridge, 357–399, 1966.
358. Ringwood A. E., Composition of the crust and upper mantle, In P. J. Hart, ed., The earth's crust and upper mantle, Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, **13**, 1–17, 1969.
359. Ringwood A. E., Phase transformations and the constitution of the mantle, Phys. Earth Planet. Inter., **3**, 109–155, 1970.
360. Rittman A., Volcanoes and their activity, John Wiley & Sons, Inc., New York, 305, 1962.
361. Roberts J. L., The intrusion of magma into brittle rocks, In G. Newall, Rast N., eds., Mechanism of igneous intrusion, Gallery Press, Liverpool, 287–338, 1970.
362. Robie R. A., Waldbaum D. R., Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15°K (25,0°C) and one atmosphere (1, 013 bars) and at higher temperatures, U. S. Geol. Surv. Bull., **1259**, 256, 1968.
363. Roeder P. L., Paths of crystallization and fusion in systems showing ternary solid solution, Am. J. Sci., **274**, 48–60, 1974.
364. Rogers J. J. W., Adams J. A. S., Fundamentals of geology, Harper and Row, New York, 424, 1966.

365. *Ronov A. B., Yaroshevsky A. A.*, Chemical composition of the earth's crust, In *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, **13**, 37–57, 1969.
366. *Roscoe R.*, The viscosity of suspensions of rigid spheres, *Br. J. Appl. Phys.*, **3**, 267–269, 1952.
367. *Rosenhauer M., Eggler D. H.*, Solution of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in diopside melt, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **74**, 474–479, 1975.
368. *Rubey W. W.*, Geologic history of sea water, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**, 1111–1147, 1951.
369. *Rubey W. W., Hubbert M. K.*, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 167–205, 1959.
370. *Runcorn S. K.*, International dictionary of geophysics, Pergamon Press, Oxford, 1728, 1967.
371. *Rutter E. H.*, The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks, *Tectonophysics*, **14**, 13–33, 1972.
372. *Sacks I. S., Okada H.*, A comparison of the anelasticity structure beneath western South America and Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **9**, 211–219, 1974.
373. *Sanford A. R., Alptekin O., Topposada T. R.*, Use of reflection phases on microearthquake seismograms to map an unusual discontinuity beneath the Rio Grande rift, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **63**, 2021–2034, 1973.
374. *Savage J. C.*, The mechanics of deep-focus faulting, *Tectonophysics*, **8**, 115–127, 1969.
375. *Savanick G. A., Johnson D. I.*, Adhesion at crystalline interfaces in rock, *U. S. Bur. Mines Rep. Invest.*, **7709**, 16, 1972.
376. *Scarfe C. M.*, Viscosity of basic magmas at varying pressure, *Nature (London), Phys. Sci.*, **241**, 101–102, 1973.
377. *Scarfe C. M., Paul D. K., Harris P. G.*, Melting experiments at one atmosphere on two ultramafic nodules, *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 469–476, 1972.
378. *Schairer J. F.*, The system CaO – FeO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub>, I. Results of quenching experiments on five joins, *J. Am. Ceram. Soc.*, **25**, 241–274, 1942.
379. *Schairer J. F.*, The system K<sub>2</sub>O – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub>, I. Results of quenching experiments on four joints in the tetrahedron cordierite – forsterite – leucite – silica and on the join cordierite – mullite – potash feldspar, *J. Am. Ceram. Soc.*, **37**, 501–533, 1954.
380. *Schairer J. F.*, Melting relations of the common rock-forming oxides, *J. Am. Ceram. Soc.*, **40**, 215–235, 1957.
381. *Schairer J. F., Bowen N. L.*, The binary system CaSiO<sub>3</sub> – diopside and the relations between CaSiO<sub>3</sub> and akermanite, *Am. J. Sci.*, **240**, 725–742, 1942.
382. *Schairer J. F., Morimoto N.*, Systems with rock-forming olivines, pyroxenes, and feldspars, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **57**, 212–213, 1958.
383. *Schairer J. F., Morimoto N.*, The system forsterite – diopside – silica – albite, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **58**, 113–118, 1959.
384. *Schairer J. F., Tilley C. E., Brown G. M.*, The join nepheline – diopside – anorthite and its relation to alkali basalt fractionation, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **66**, 467–471, 1968.
385. *Schairer J. F., Yagi K., Yoder H. S., Jr.*, The system nepheline – diopside, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **61**, 96–98, 1962.
386. *Schairer J. F., Yoder H. S., Jr.*, The nature of residual liquids from crystallization, with data on the system nepheline – diopside – silica, *Am. J. Sci.*, *Bradley Vol.*, **258A**, 273–283, 1960a.

387. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., The system forsterite – nepheline – diopside, Carnegie Inst. Washington Yearb., **59**, 70–71, 1960b.
388. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., Crystallization in the system nepheline – forsterite – silica at one atmosphere pressure, Carnegie Inst. Washington Yearb., **60**, 141–144, 1961.
389. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts, Carnegie Inst. Washington Yearb., **63**, 65–74, 1964.
390. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., The system albite – anorthite – forsterite at 1 atmosphere, Carnegie Inst. Washington Yearb., **65**, 204–209, 1967.
391. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., The join albite – anorthite – akermanite, Carnegie Inst. Washington Yearb., **67**, 104–105, 1969.
392. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., Critical planes and flow sheet for a portion of the system CaO – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> having petrological applications, Carnegie Inst. Washington Yearb., **68**, 202–214, 1970.
393. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr., Tilley C. E., Behavior of melilites in the join gehlenite – soda melilite – akermanite at one-atmosphere pressure, Carnegie Inst. Washington Yearb., **64**, 95–100, 1965.
394. Schilling J.-G., Rare earth fractionation in Hawaiian volcanic rocks, Massachusetts Institute of Technology thesis, 390, 1966.
395. Schilling J.-G., Sea-floor evolution, rare earth evidence, Philos. Trans. R. Soc. London, ser. A, **268**, 663–706, 1971.
396. Schilling J.-G., Rare-earth variations across «normal segments» of the Reykjanes Ridge, 60°–53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2–19°S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer, J. Geophys. Res., **80**, 1459–1473, 1975.
397. Schilling J.-G., Bonatti E., East Pacific ridge (2°S – 19°S) versus Nazca intraplate volcanism, rare-earth evidence, Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 93–102, 1975.
398. Schilling J.-G., Winchester J. W., Rare-earth fractionation and magmatic processes, In Runcorn S. K., ed., Mantles of the earth and terrestrial planets, Interscience Publishers, New York, 267–283, 1967.
399. Schmitt R. A., Smith R. H., Lasch J. E., Mosen A. W., Olehy D. A., Vasilevskis J., Abundances of the fourteen rare-earth elements, scandium, and yttrium in meteoritic and terrestrial matter, Geochim. Cosmochim. Acta, **27**, 577–622, 1963.
400. Schmitt R. A., Smith R. H., Olehy D. A., Rare-earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter – II. Geochim. Cosmochim. Acta, **28**, 67–86, 1964.
401. Sclater J. G., Francheteau J., The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, Geophys. J. R. Astron. Soc., **20**, 509–542, 1970.
402. Seitz M. G., Kushiro I., Melting relations of the Allende meteorite, Science, **183**, 954–957, 1974.
403. Shaw H. R., Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas, Am. J. Sci., **263**, 120–152, 1965.
404. Shaw H. R., Rheology of basalt in the melting range, J. Petrol., **10**, 510–535, 1969.
405. Shaw H. R., Earth tides, global flow, and tectonics, Science, **168**, 1084–1087, 1970.
406. Shaw H. R., Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific, evidence for Hawaii, Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 1505–1526, 1973.
407. Shaw H. R., Diffusion of H<sub>2</sub>O in granitic liquids, Part I. Experimental data, Part II, Mass transfer in magma chambers, In Hofmann A. W., Giletti B. J.,

- Yoder H. S., Jr., Yund R. A., eds., Geochemical transport and kinetics, Carnegie Inst. Washington Publ., 634, 139–170, 1974.
408. Shaw H. R., Jackson E. D., Linear island chains in the Pacific, result of thermal plumes or gravitational anchors? *J. Geophys. Res.*, 78, 8634–8652, 1973.
409. Shaw H. R., Swanson D. A., Eruption and flow rates of flood basalts, In Gilmour E. H., Stradling D., eds., Proceedings of the Second Columbia River Basalt Symposium, EWSC Press, Cheney, Washington, 271–299, 1970.
410. Shaw H. R., Wright T. L., Peck D. L., Okamura R., The viscosity of basaltic magma, an analysis of field measurements in Makaopuhi Lava Lake, Hawaii, *Am. J. Sci.*, 266, 225–264, 1968.
411. Shelley D., Mechanical production of metamorphic banding, a critical appraisal, *Geol. Mag.*, 111, 287–292, 1974.
412. Shimazu Y., A thermodynamical aspect of the earth's interior – physical interpretation of magmatic differentiation process, *J. Earth Sci., Nagoy Univ.*, 7, 1–34, 1959.
413. Shimazu Y., Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification, and explosion of magmas, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 9, 185–223, 1961.
414. Shimizu N., Kushiro I., Trace elements content of liquid formed by partial melting of a garnet lherzolite at high pressure, a preliminary report, Carnegie Inst. Washington Yearb., 72, 270–272, 1973.
415. Shimizu N., Kushiro I., The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures, preliminary experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 2, 413–416, 1975.
416. Shimozuru D., Geophysical evidence for suggesting the existence of molten pockets in the earth's upper mantle, *Bull. Volcanol.*, 26, 181–195, 1963.
417. Shreve R. L., Movements of water in glaciers, *J. Geol.*, 11, 205–214, 1972.
418. Skinner B. J., Physical properties of end-members of the garnet group, *Am. Mineral.*, 41, 428–436, 1956.
419. Skinner B. J., Thermal expansion of ten minerals, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 450D, 109–112, 1962.
420. Sleep N. H., Segregation of magma from a mostly crystalline mush, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1225–1232, 1974.
421. Smith C. S., Grains, phases, and interfaces, An interpretation of microstructure, *Trans. AIME*, 175, 15–51, 1948.
422. Sobolev N. V., Jr., Kuznetsova I. K., Zyuzin N. I., The petrology of grosspydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia, *J. Petrol.*, 9, 253–280, 1968.
423. Sorby H. C., Über Kalkstein-Geschiebe mit Eindrukken, *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol.*, 801–807, 1863.
424. Sorby H. C., The anniversary address of the President, *Proc. Geol. Soc. London*, 35, 56–95, 1879.
425. Spetzler H., Anderson D. L., The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system, *J. Geophys. Res.*, 73, 6051–6060, 1968.
426. Spry A., The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows, *J. Geol. Soc. Aust.*, 8, 191–216, 1962.
427. Starr A. T., Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear, *Proc. Cambridge Philos. Soc.*, 24, 489–500, 1928.
428. Steeples D. W., Iyer H. M., Low-velocity zone under Long Valley as determined from teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 81, 849–860, 1976.

429. *Stocker R. L., Ashby M. F.*, On the rheology of the upper mantle, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **2**, 391–426, 1973.
430. *Subramanian A. P., Sahasrabudhe Y. S.*, Geology of greater Bombay and Aurangabad – Ellora – Ajanta area, *Int. Geol. Congr.*, 22nd. Session, New Delhi, India, Guide to Excursions, Nos. A–13 and C–10, 1–12, 1964.
431. *Sun S.-S., Tatsumoto M., Schilling J.-G.*, Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis, lead isotopic evidence, *Science*, **190**, 143–147, 1975.
432. *Swanson D. A.*, Magma supply rate at Kilauea Volcano, 1952–1971, *Science*, **175**, 169–170, 1972.
433. *Tarakanov R. Z., Leviy N. V.*, A model for the upper mantle with several channels of low velocity and strength, In *L. Knopoff, Drake C. L., Hart P. J.*, eds., *The crust and upper mantle of the Pacific area*, *Geophys. Monogr.*, *Am. Geophys. Union*, **12**, 43–50, 1968.
434. *Tatsumoto M.*, Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes, *Science*, **153**, 1094–1101, 1966.
435. *Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. J.*, Potassium, rubidium, strontium, thorium and uranium in oceanic tholeiitic basalt, *Science*, **150**, 886–888, 1965.
436. *Taylor H. P., Jr.*, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, *Econ. Geol.*, **69**, 843–883, 1974.
437. *Tera F., Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.*, Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 1–21, 1974.
438. *Thompson R. N.*, Melting behavior of two Snake River lavas at pressures up to 35 kb, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **71**, 406–410, 1972.
439. *Thomson J.*, On crystallization and liquefaction, as influenced by stresses tending to change of form in the crystals, *Proc. R. Soc. London*, **11**, 473–481, 1862.
440. *Thorarinsson S.*, The tephra-fall from Hekla on March 29th 1947, In *T. Einarsson, G. Kjartansson, S. Thorarinsson*, eds., *The eruption of Hekla 1947–1948*, II No. 3, *Societas Scientiarum Islandica, Reykjavik*, **68**, 1954.
441. *Tikhonov A. N., Lubimova E. A., Vlasov V. K.*, On the evolution of melting zones in the thermal history of the earth, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **2**, 326–331, 1970.
442. *Tilley C. E., Yoder H. S., Jr., Schairer J. F.*, New relations in melting of basalts, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **63**, 92–97, 1964.
443. *Tocher D.*, Earthquake energy and ground breakage, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **48**, 147–153, 1958.
444. *Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R.*, Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1113–1138, 1971.
445. *Tolland H. G., Strens R. G. J.*, Electrical conduction in physical and chemical mixtures, application to planetary mantles, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 380–386, 1972.
446. *Tolstikhin I. N.*, Helium isotopes in the earth's interior and in the atmosphere, a degassing model of the earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 88–96, 1975.
447. *Tuthill R. L.*, Effect of varying  $f_{O_2}$  on the hydrothermal melting and phase relations of basalt (abstract), *Eos*, **50**, 355, 1969.
448. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ , *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 153, 1958.
449. *Ubbelohde A. R.*, *Melting and crystal structure*, Clarendon Press, Oxford, 325, 1965.

450. *Uffen R. J.*, On the origin of rock magma, *J. Geophys. Res.*, **64**, 117–122, 1959.
451. *Uffen R. J.*, *Jessop A. M.*, The stress release hypothesis of magma formation, *Bull. Volcanol.*, **26**, 57–66, 1963.
452. *Van Schmus W. R.*, *Wood J. A.*, A chemical – petrologic classification for the chondritic meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 747–765, 1967.
453. *Verhoogen J.*, Volcanic heat, *Am. J. Sci.*, **244**, 745–771, 1946.
454. *Verhoogen J.*, Petrological evidence on temperature distribution in the mantle of the earth, *Trans. Am. Geophys. Union*, **35**, 85–92, 1954.
455. *Verhoogen J.*, Possible temperatures in the oceanic upper mantle and the formation of magma, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 515–522, 1973.
456. *Vernon R. H.*, Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia, *J. Petrol.*, **9**, 1–22, 1968.
457. *Vernon R. H.*, Comparative grain-boundary studies of some basic and ultrabasic granulites, nodules and cumulates, *Scott. J. Geol.*, **6**, 337–351, 1970.
458. *Viljoen M. J.*, *Viljoen R. P.*, The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock, In *The Upper Mantle Project*, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, **2**, 55–85, 1969a.
459. *Viljoen M. J.*, *Vilhoen R. P.*, Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group, In *The Upper Mantle Project*, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, **2**, 87–112, 1969b.
460. *Vilhoen M. J.*, *Vilhoen R. P.*, 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, In *The Upper Mantle Project*, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, **2**, 275–295, 1969c.
461. *Vinogradov A. P.*, *Yaroshevsky A. A.*, *Ilyin N. P.*, A physicochemical model for element separation in the differentiation of mantle material, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **268**, 409–421, 1971.
462. *Vogt J. H. L.*, Die Silikat schmelzlösungen, II. Über die Schmelzpunkt – Erniedrigung der Silikatschmelzlösungen, *Videnskabs-Selskabets Skrifter, I. Math.-Naturv. Klasse (Christiania)*, No. 1, 235, 1904.
463. *Von Gotta B.*, *Geologische Fragen*, J. A. Engelhardt, Freiberg, 344, 1858.
464. *Wachtman J. B., Jr.*, Highlights of progress in the sciences of fracture of ceramics and glass, *J. Am. Ceram. Soc.*, **57**, 509–519, 1974.
465. *Wager L. R.*, Beneath the earth's crust, *Adv. Sci.*, **15**, 31–45, 1958.
466. *Wager L. R.*, *Brown G. M.*, *Wadsworth W. J.*, Types of igneous cumulates, *J. Petrol.*, **1**, 73–85, 1960.
467. *Wagner P. A.*, The evidence of the kimberlite pipes on the constitution of the outer part of the earth, *S. Afr. J. Sci.*, **25**, 127–148, 1928.
468. *Wakita H.*, *Nagasawa H.*, *Uyeda S.*, *Kuno H.*, Uranium, thorium and potassium contents of possible mantle materials, *Geochem. J.*, **1**, 183–198, 1967.
469. *Waldbaum D. R.*, Temperature changes associated with adiabatic decompression in geological processes, *Nature (London)*, **232**, 545–547, 1971.
470. *Walsh J. B.*, New analysis of attenuation of partially melted rock, *J. Geophys. Res.*, **74**, 4333–4337, 1969.
471. *Warner R. D.*, Liquidus relations in the system  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  at 10 kb  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  and their petrologic significance, *Am. J. Sci.*, **273**, 925–946, 1973.
472. *Washington H. S.*, Chemical analyses of igneous rocks, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **99**, 201, 1917.

473. *Washington H. S.*, The chemical composition of the earth, *Am. J. Sci.*, **9**, 351–378, 1925.
474. *Weertman J.*, Bubble coalescence in ice as a tool for the study of its deformation history, *J. Glaciol.*, **7**, 155–159, 1968.
475. *Weertman J.*, Coalescence of magma pockets into large pools in the upper mantle, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3531–3532, 1972.
476. *White W. P.*, Melting point determination, *Am. J. Sci.*, **28**, 453–489, 1909.
477. *Whitehead J. A., Jr., Luther D. S.*, Dynamics of laboratory diapir and plume models, *J. Geophys. Res.*, **80**, 705–717, 1975.
478. *Whitten C. A.*, Crustal movement in California and Nevada, *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 393–398, 1956.
479. *Wickman F. E.*, Repose period patterns of volcanoes; I. Volcanic eruptions regarded as random phenomena; II. Eruption histories of some East Indian volcanoes; III. Eruption histories of some Japanese volcanoes; IV. Eruption histories of some selected volcanoes; V. General discussion and a tentative stochastic model, *Ark. Mineral. Geol.*, **4**, 291–367, 1966.
480. *Wiederhorn S. M., Bolz L. H.*, Stress corrosion and static fatigue of glass, *J. Am. Ceram. Soc.*, **33**, 543–548, 1970.
481. *Wilshire H. G., Shervais J. W.*, Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States, *Phys. Chem. Earth*, **9**, 257–272, 1975.
482. *Wilson J. T.*, Continental drift, *Sci. Am.*, **208**, 86–100, 1963.
483. *Wood B. J., Banno S.*, Garnet – orthopyroxene and orthopyroxene – clinopyroxene relationships in simple and complex systems, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109–124, 1973.
484. *Wood J. A.*, On the origin of chondrules and chondrites, *Icarus*, **2**, 152–180, 1963.
485. *Wright T. L., Kinoshita W. T., Peck D. L.*, March 1965 eruption of Kilauea volcano and the formation of Makaopuhi lava lake, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3181–3205, 1968.
486. *Wyllie P. J.*, Ultramafic rocks and the upper mantle, *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, **3**, 3–32, 1970.
487. *Yang H.-Y., Salmon J. F., Foster W. R.*, Phase equilibria of the join akermanite – anorthite – forsterite in the system  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  at atmospheric pressure, *Am. J. Sci.*, **272**, 161–188, 1972.
488. *Yoder H. S., Jr.*, Change of melting point of diopside with pressure, *J. Geol.*, **60**, 364–374, 1952.
489. *Yoder H. S., Jr.*, Effect of water on the melting of silicates, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **57**, 189–191, 1958.
490. *Yoder H. S., Jr.*, Diopside – anorthite – water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **64**, 82–89, 1965.
491. *Yoder H. S., Jr.*, Experimental studies bearing on the origin of anorthosite, *N. Y. State Mus. Sci. Serv. Mem.*, **18**, 13–22, 1968.
492. *Yoder H. S., Jr.*, Calcalkalic andesites, experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics, in *A. R. McBirney*, ed., *Proceedings of the Andesite Conference*, *Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull.*, **65**, 77–89, 1969.
493. *Yoder H. S., Jr.*, Melilite stability and paragenesis, *Fortschr. Mineral.*, **50**, 140–173, 1973.
494. *Yoder H. S., Jr.*, Garnet peridotite as a parental material for basaltic liquids, *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **73**, 263–266, 1974.

495. Yoder H. S., Jr., Heat of melting of simple systems related to basalts and eclogites, Carnegie Inst. Washington Yearb., **74**, 515–519, 1975a.
496. Yoder H. S., Jr., Relationship of melilite – bearing to kimberlite, a preliminary report on the system akermanite – CO<sub>2</sub>, Phys. Chem. Earth, **9**, 883–894, 1975b.
497. Yoder H. S., Jr., Kushiro I., Melting of a hydrous phase, phlogopite, Am. J. Sci., Schairer Vol., **267A**, 558–582, 1969.
498. Yoder H. S., Jr., Stewart D. B., Smith J. R., Ternary feldspars, Carnegie Inst. Washington Yearb., **56**, 206–214, 1957.
499. Yoder H. S., Jr., Tilley C. E., Basalt magmas, Carnegie Inst. Washington Yearb., **56**, 156–161, 1957.
500. Yoder H. S., Jr., Tilley C. E., Simple basalt systems, Carnegie Inst. Washington Yearb., **60**, 106–113, 1961.
501. Yoder H. S., Jr., Tilley C. E., Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrol., **3**, 342–532, 1962.
502. Yokoyama I., Energetics in active volcanoes, 2nd paper, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **35**, 75–97, 1957.
503. Yoshiki B., Yoshida R., Composition of low-alkali glass, J. Am. Ceram. Soc., **35**, 166–169, 1952.
504. Yund R. A., Coherent exsolution in the alkali feldspars, In A. W. Hofmann, Gilotti B. J., Yoder H. S., Jr., Yund R. A., eds., Geochemical transport and kinetics, Carnegie Inst. Washington Publ., **634**, 173–183, 1974.
505. Zemansky M. W., Heat and thermodynamics, McGraw-Hill Book Company, New York, 388, 1937.

# Содержание

Предисловие редактора перевода . . . . .	5
Предисловие автора к русскому изданию. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	8
Предисловие. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	9
1. Введение. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	13
2. Исходное вещество. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	24
3. Глубина плавления. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	54
4. Процессы плавления. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	66
5. Теплоэнергетические условия плавления. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	95
6. Физико-химические условия плавления. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	111
7. Состав главных типов базальтовых магм. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	125
8. Оливин в родоначальном веществе. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	139
9. Тектонофизика плавления. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	165
10. Энергетика и периодичность. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	186
11. Общие выводы. <i>Перевод А. Уханова</i> . . . . .	203
Приложение: переводные коэффициенты. <i>Перевод О. Луканина</i> . . . . .	212
Список литературы . . . . .	214

**УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!**

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Х. Йолер

**ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ**

Научный редактор В. Чернышева  
Мл. научный редактор Т. Егорова  
Художник М. Мержеевский  
Художественный редактор Б. Юдкин  
Технические редакторы Г. Алюлина, М. Страшнова  
Корректор Е. Литвак

**ИБ 1610**

Сдано в набор 22.12.78  
Подписано к печати 26.04.79  
Формат 60 × 90<sup>1/16</sup>  
Бумага офсетная № 2  
Гарнитура таймс. Печать офсетная. Объем 7,56 бум. л. Усл.-печ. л. 15,13,  
в т. ч. 1 цв. вкл. на мелованной бумаге. Уч.-изд. л. 14,64. Изд. № 5/9826.  
Тираж 1550 экз. Зак. 617. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Мир»  
129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной  
торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.