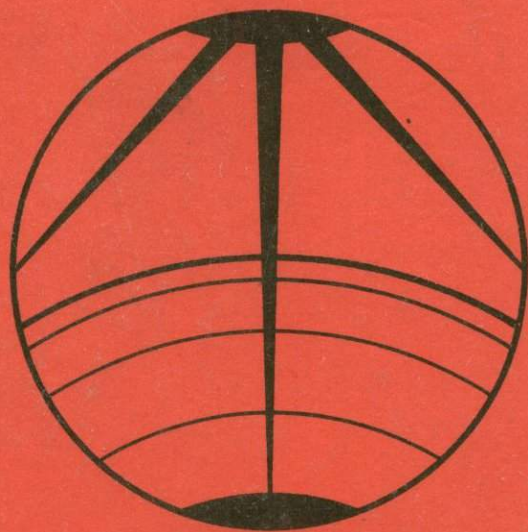


Ф.Ш.КУТЫЕВ,
В.Н.ШАРАПОВ

**ПЕТРОГЕНЕЗИС
ПОД
ВУЛКАНАМИ**



Ф. Ш. КУТЫЕВ, В. Н. ШАРАПОВ

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОД ВУЛКАНАМИ

(в свете изучения
базит-гипербазитовых включений
в базальтах)

2924



МОСКВА, «НЕДРА», 1979



Кутыев Ф. Ш., Шарапов В. Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М., Недра, 1979. 197 с.

Книга посвящена вопросам глубинного строения нижней коры и верхней мантии, вопросам магмообразования в сейсмофокальной зоне и процессам тепло-массопереноса в зонах глубинных разломов.

На основе изучения 1700 глубинных ксенолитов из 32 вулканов Курило-Камчатского региона и многочисленных экспериментов рассмотрены механизмы взаимодействия магм с мантийными и коровыми породами и обоснована модель земной коры и верхней мантии под вулканами.

Книга представляет интерес для геологов, петрологов, минералогов, геохимиков и геофизиков.

Табл. 34, ил. 79, список лит.— 159 назв.

Предисловие

Исследование глубинного петрогенезиса под вулканами в нижней коре и мантии Земли базируется в основном на изучении состава основных лав и базит-гипербазитовых включений в них. Именно исследование состава этих включений сыграло выдающуюся роль в установлении реального состава верхней мантии в различных структурно-фациальных зонах отдельных регионов и сегментах тектоносферы Земли. Однако нельзя сказать, что проблемы глубинного петрогенезиса под вулканами после накопления информации о составе глубинных ксенолитов теперь окончательно разрешены.

Очевидно, что исследование включений в лавах имеет два тесно взаимосвязанных аспекта: а) установление природы включений и оценка полноты информации, заключенной в них, б) выявление типов (механизмов) пороодообразования под вулканами.

Анализ обобщающих работ, где рассматривается природа включений, позволяет утверждать, что, несмотря на несомненные крупные успехи в исследовании минерального состава и петрохимии, ряд важнейших вопросов петрогенезиса включений остается невыясненным. Без их освещения дальнейший прогресс в исследовании глубинных явлений, по-видимому, будет затруднительным. К таким вопросам, по нашему мнению, относятся следующие аспекты генезиса включений: механика захвата и переноса в магме твердых частиц, «устойчивость» твердых фаз в силикатной жидкости при термических и химических воздействиях, характер фиксации при затвердевании магмы следов взаимодействия расплава и включения, динамика дифференциации базитовых магм в земной коре и т. д. Поэтому мы считаем полезным обсудить некоторые вопросы глубинного петрогенезиса с точки зрения механики гетерофазных систем и теории направленной кристаллизации расплавов. Это, вероятно, целесообразно сделать на базе изучения классической вулканической провинции, где базит-гипербазитовые включения в базальтоидных лавах еще не получили столь широкого освещения в литературе, как подобные образования из кимберлитовых трубок. Таким образом, можно сразу «убить двух зайцев»: 1) ознакомить геологов с рядом новых результатов; 2) обсудить на их примере некоторые общие вопросы петрогенезиса для сходных геотектонических структур. Идеальным полигоном для этого является Курило-Камчатская «провинция», где авторы на протяжении ряда лет изучали вулcano-тектонические постройки (сборы каменного материала осуществлены главным образом

Ф. Ш. Кутыевым, ряд образцов был любезно предоставлен нам сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ Н. В. Огородовым, Ю. М. Стефановым, А. А. Таракановским, Н. Г. Богдановой).

При существующем уровне данных о строении земных недр и эндогенных явлений в зонах глубинных разломов Курило-Камчатского региона невозможно построить даже качественную замкнутую модель магматогенного процесса, с которым связан вулканизм. Лишь для отдельных, по-видимому, существенных его сторон мы попытались предложить качественное геологическое или физико-химическое истолкование, разработка других не выходит за рамки постановки вопроса. Несмотря на это, мы надеемся, что изложенное ниже может быть полезным для развития дискуссий о генезисе глубинных ксенолитов.

Из-за ограниченности объема работы мы не приводим традиционного обзора литературы, поскольку по ксенолитам это уже сделано в недавно вышедшей сводке под редакцией В. С. Соболева и др. [29]. Поэтому ниже приводится лишь список работ по рассматриваемому нами региону, где есть необходимые исторические и справочные сведения [3, 10, 24, 25, 31, 34, 37, 42, 53, 59, 60—62, 74—82, 86, 87, 94, 95, 98, 99, 100, 104, 111, 121, 131, 132, 136]. Излишним нам представляется и предварительный критический анализ состояния затронутых ниже вопросов — существо дела ясно из изложенного в соответствующих разделах.

Естественно, выполнение данной работы было бы непосильно авторам, если бы нам на всех ее этапах не оказывали содействие и помощь коллеги, с которыми частично разрабатывались или обсуждались отдельные из затронутых в работе вопросов. Мы глубоко признательны за внимание к нашим исследованиям и постоянную помощь В. С. Соболеву и Ю. А. Кузнецову. Над рядом вопросов мы работали совместно с А. И. Васильевой, В. С. Голубевым, Е. Ф. Доильницыным, Л. И. Исаенко, А. С. Калининым, А. Н. Киргинцевым, В. Н. Королюком, Ю. Г. Лаврентьевым, М. М. Лебедевым, В. Г. Меламедом, Л. В. Миловой, Э. С. Персиковым, Э. Н. Эрлихом. Ряд разделов написан нами совместно с Г. В. Кутыевой (§ 5, 6, 9, 10, 14—21). Многие аспекты проблемы генезиса базит-гипербазитовых включений плодотворно обсуждались с В. В. Велинским, И. М. Волоховым, Н. Л. Добрецовым, А. М. Дымкиным, Э. П. Изохом, А. А. Куголиным, В. Л. Масайтисом, И. В. Мушкиным, А. Л. Павловым, В. В. Ревердатто, Н. Н. Сарсадских, Р. М. Слободским, Н. В. Соболевым, В. В. Хлестовым, С. А. Щекоей и др.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Глава I

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ В НЕМ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

§ 1. Структурно-формационное районирование Курило-Камчатского региона

Позиция Курило-Камчатской островной дуги в системе Тихоокеанского подвижного пояса, а также геолого-структурные соотношения составляющих ее элементов достаточно подробно рассматриваются в [7, 12, 32, 45, 55, 56, 90, 92, 96, 107, 109, 112, 115, 116, 134]. Поэтому кратко отметим необходимые для дальнейшего обсуждения черты структурно-формационного подразделения главных элементов Курило-Камчатской провинции. Главные структуры Курило-Камчатской провинции имеют линейно вытянутое северо-восточное простирание. Системы антиклинориев и синклинориев рассматриваемой провинции прослеживаются от Корякского нагорья до Японии без существенного отклонения от единого тектонического плана. Островные дуги Тихого океана, в том числе Курилы и Камчатка, представляют собой современные геосинклинальные области с присущими последним чертами развития [90, 99, 115]. В структурном плане Курило-Камчатская геосинклинальная область подразделяется на два крупных региона (рис. 1): собственно Курильская островная гряда и Камчатский полуостров.

Острова Курильской вулканической гряды являют собой надводные части горного хребта, протягивающегося от Хоккайдо до южной оконечности Камчатского полуострова. Субпараллельно цепи Больших Курильских островов и восточнее их, на расстоянии около 70 км протягивается подводный хребет (хр. Витязя), надводным проявлением которого является серия островов Малой Курильской гряды. С запада Курильская дуга ограничена Курильской котловиной. Курильская дуга рассматривается как современ-

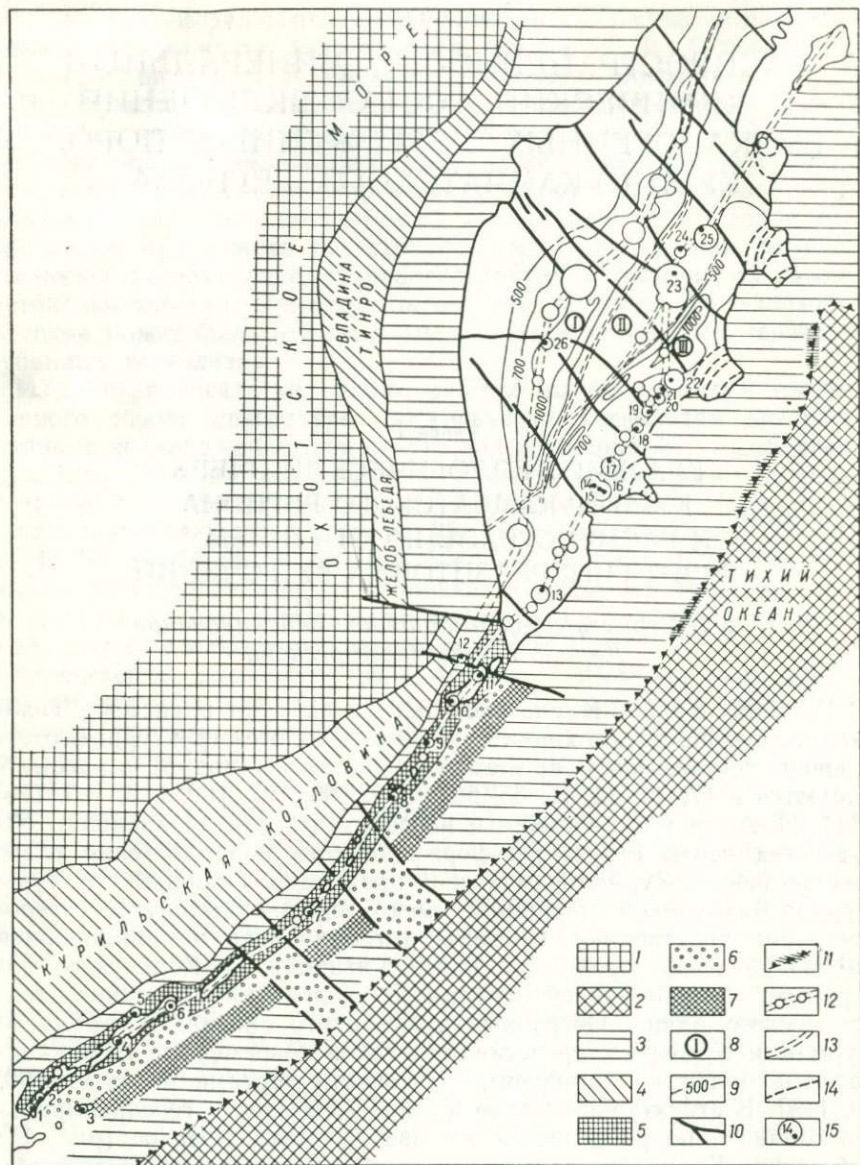


Рис. 1. Схема строения Курило-Камчатского региона и распределения в нем находок ксенолитов.

1 — Охотоморская плита; 2 — Тихоокеанская плита; 3 — континентальный склон; 4 — впадины и котловины тылового прогиба Камчатки; 5 — Главный Курильский хребет; 6 — области активного осадконакопления; 7 — подводный хребет Витязя; 8 — структурно-формационные зоны Камчатского полуострова (I — Срединный хребет, II — Центральная Камчатская депрессия, III — Восточный Вулканический хребет); 9 — изолинии высот Камчатского полуострова; 10 — «трансформные» разломы Курило-Камчатской тектонической системы; 11 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба (горизонтальными штрихами показаны участки расширения желоба, расположенные против камчатских заливов); 12 — глубинные трансантийные разломы, трассируемые крупными вулканическими центрами; 13 —

ная геосинклиналь с характерными элементами: передовой прогиб, эв- и многогеосинклинальное поднятия и тыловой прогиб, которым соответствуют Курило-Камчатский глубоководный желоб, Малая Курильская гряда — хр. Витязя, Большая Курильская гряда и разделяющие их впадина и Курильская котловина.

Среди морфоструктур Камчатского полуострова наиболее отчетливо проявлены Срединный хребет (I) и хребет Восточной вулканической зоны (III), разделенные Центральной Камчатской депрессией (II). Граница Курило-Камчатского региона со структурами Тихого океана проходит по глубоководному желобу. На западе структуры Срединного хребта полого погружаются до впадины ТИПРО и желоба Лебеда, представляющих собой современный тыловой прогиб Камчатки.

Многие элементы сочленения камчатских структур с курильскими до настоящего момента окончательно не выявлены, однако их генетическая связь представляется несомненной, что подтверждается общностью меловых, неогеновых и четвертичных формаций, прослеживающихся на Камчатском полуострове и на Курилах. Кроме того, их возможная структурно-формационная связь подчеркивается проявлением четвертичного и современного вулканизма. В ряде случаев вулканогенные породы Малой Курильской гряды аналогичны вулканогенным образованиям Восточной Камчатки, а породы фундамента, подстилающие молодые вулканические толщи на южной оконечности Камчатского полуострова, прослеживаются на Северные Курилы. Этот факт подтверждается находками большого числа ксенолитов амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев, не вскрытых эрозией на островах Большой Курильской гряды. Аналоги подобных метаморфических пород широко распространены на юге Срединного хребта.

Курило-Камчатская геосинклинальная область может рассматриваться как единая геотектоническая структура, в которой южная часть (Курильские острова) находится в стадии позднегеосинклинального развития, а северная часть (Камчатский полуостров) — в стадии раннего орогена. Четвертичные и современные вулканогенные формации Курило-Камчатской геосинклинальной области сосредоточены преимущественно в приосевых частях горст-антиклинорий, трассируя выходы глубинных разломов. Учитывая известные данные по геологии Камчатки [27, 109], можно дать следующую общую характеристику тектоники Камчатки: 1) существующая система продольных и поперечных разломов накладывается на линейно-складчатую структуру Камчатки, обуславливая ее

трансформные разломы; 14 — дуговые разломы камчатских полуостровов; 15 — вулканические центры и точки находок ксенолитов на вулканах: 1 — Головинина, 2 — Менделеева, 3 — Шикотан, 4 — Атсоупури, 5 — Богдана Хмельницкого, 6 — Камуй, 7 — Заварицкого, 8 — Кунтомниар, 9 — Немо, 10 — Фусса, 11 — Эбеко, 12 — Аланд, 13 — Ксудач, 14 — Коряжский, 15 — Авачинский, 16 — Козельский, 17 — Жупановский, 18 — Малый Семячик, 19 — Большой Семячик, 20 — Кихинич, 21 — Крашенинникова, 22 — Кроноцкий, 23 — Ключевской, 24 — Харчинский, 25 — Швелуч, 26 — перевал Кирганик

складчато-блоковую тектонику; 2) в настоящее время на Камчатке имеется единый структурный план складчатой системы полуострова, который скорее всего является унаследованным по отношению к структурам первого порядка, среди которых «координационной» является Срединный хребет; 3) наличие блоков различного ранга и разнонаправленного перемещения в пространстве обуславливает достаточно сложный характер регионального и локального структурного контроля вулканизма в постмиоценовое время. Наиболее существенные из них отмечены ниже.

§ 2. Основные черты проявления четвертичных вулканических процессов

Как известно [73, 68], извержения базальтоидных лав сопряжены с зонами растяжений в коре и мантии Земли. При этом морфология конкретных разломных зон, контролирующих базальтоидный вулканизм, определяется спецификой структур земной коры в конкретном регионе. Для различных структурно-формационных зон Камчатки можно указать* следующие наиболее существенные особенности. Извержения основных лав приурочены к границам крупных блоков, которые разделяются дугowymi и линейными разломами различного ранга. Наиболее крупные долгоживущие вулканические сооружения возникли или в пределах нескольких крупных разломов подобного рода, разграничивающих наиболее значительные по размерам блоки тектоносферы, или в участках пересечения разломов различного ранга. Ареальные излияния базальтов и андезито-базальтов характерны для зон максимального растяжения, возникающих в участках раздвигания крупных блоков. В пределах Камчатки отмечается «миграция» вулканических извержений в пространстве со временем. В плейстоцене излияния ареальных и платобазальтов охватывали обширные площади Паланского синклиниория, прослеживаются они вдоль восточного фаса Срединного массива и фиксируются практически во всех участках Восточной вулканической зоны и на вулканах Центральной Камчатской депрессии.

Извержения голоценового возраста проявляются в пределах Восточной вулканической зоны и характеризуются развитием в основном локальных вулканических сооружений; ареальные излияния относительно незначительны.

По составу четвертичные вулканогенные породы Камчатки и Курильских островов относятся к типичным образованиям, проявляющимся на континентальной коре или коре переходного типа. Согласно классификации Ю. А. Кузнецова [56] они относятся к базальт-андезито-липаритовому ряду.

* Подробное обоснование данного истолкования структурного контроля вулканизма на Камчатке имеется в монографии В. Н. Шарапова, И. Б. Симбирева и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск, Наука, 1979.

Подробно формационно-петрохимическая принадлежность вулканогенных образований Курило-Камчатского региона обсуждается в работах [32, 98, 96], где установлены общие закономерности в эволюции вулканизма Курило-Камчатской провинции. Для дальнейшего обсуждения существенны следующие моменты.

Четвертичные вулканические аппараты Большой Курильской гряды располагаются унаследованно на более древнем фундаменте и действуют перманентно с миоценового времени до настоящего момента. Среди вулканических продуктов преобладают базальт-андезито-базальтовые серии указанного выше формационного ряда, в котором существенно основных базальтоидов с содержанием кремнекислоты менее 50% присутствует незначительное количество. Кислые вулканогенные образования сосредоточены преимущественно на южных островах Большой Курильской гряды.

Четвертичные вулканогенные формации камчатских поясов характеризуются более широким спектром пород, причем базальты и андезиты-базальты с содержанием кремнезема 48—55% составляют более 40% общей массы вулканогенных пород. Распределение четвертичных вулканических пород по содержанию кремнезема в пределах структурных вулканических зон Камчатки неравномерно; среди вулканических пород Центральной депрессии доминирующее положение занимают базальтоиды, составляющие более 60% их объема. Для зоны Срединного хребта отмечается бимодальное распределение вулканических пород с максимумами в области типичных составов на андезито-базальтовой и андезито-дацитовых сериях. Для Восточной вулканической зоны характерно одномодальное распределение состава пород с пологим максимумом в области составов андезитовой части формационного ряда.

Петрохимические особенности вулканогенных формаций Курильских островов в целом совпадают с таковыми камчатских вулканов, однако для Курил рядом автором [32, 96] отмечаются некоторое отклонение в сторону собственно андезитового максимума и, как уже отмечалось выше, бимодальное распределение вулканических пород для южной группы островов, включая о. Симушир. Общая схема развития вулканических зон Камчатки и Курильских островов может быть представлена в виде парагенетически связанных этапов: 1) первичные площадные излияния платобазальтов и платоандезитов; 2) последующая «проработка» крупных магматических центров и образование вулкано-тектонических депрессий, игнимбритовых полей и пемз; 3) заключительный этап, связанный с развитием в последних андезитовых, дацитовых липаритовых экструзий, пирокластики; 4) в дальнейшем в связи с активизацией Курило-Камчатского подвижного пояса широко проявляется голоценовый базальтовый ареальный вулканизм.

Такая схема может быть принята только в самом общем виде, поскольку проследить все этапы последовательно в геологических разрезах практически не представляется возможным, за исключением крупных вулкано-тектонических структур.

§ 3. Распределение включений в Курило-Камчатском регионе

Распределение базит-гипербазитовых включений и их минеральный состав в пределах Курило-Камчатского региона по нашим данным и анализу литературных источников приведены в табл. 1 и 2. Их можно кратко прокомментировать следующим образом. Для зоны Срединного хребта характерны гипербазитовые ксенолиты, размещающиеся в основных лавах начальных этапов проявления неоген-четвертичного вулканизма в базальтах плато. Более поздние извержения, по-видимому, обеднены включениями (находки включений из этих лав пока неизвестны). В голоценовых же базальтоидах отмечаются главным образом минералы-реликты, т. е. продукты дезинтеграции включений [24, 29, 60, 61, 74]. На вулканах Центральной депрессии Камчатки встречаются базитовые и гипербазитовые включения, при этом вулканогенные породы Швелуча и Ключевской группы вулканов характеризуются набором существенно гипербазитовых включений (перидотиты, пироксениты), тогда как Заречинского и Харчинского — преимущественно базитовыми ксенолитами с различными соотношениями оливина, пироксена и плагиоклаза.

Более разнообразны включения в вулканитах Восточной вулканической зоны. Но и здесь доминируют базитовые породы. Характерно, что базитовые и гипербазитовые включения встречаются практически на всех вулканических сооружениях, однако приурочены (в большинстве случаев) либо к анортитовым базальтам — базиты, либо к оливиновым базальтам — гипербазиты. Совместно присутствующие включения базит-гипербазитового состава (и их переходные разновидности) встречены в пределах крупных сложных вулканов типа Авачинского, Жупановского, Кроноцкого. Интересно отметить, что хотя базит-гипербазитовые включения Кроноцкого вулкана, аналогичные по минеральному составу, встречены в пространственно разобщенных точках, они всегда присутствуют в моногенных лавово-пирокластических конусах привершинной части вулкана. Преимущественно шпинелевые перидотиты с гранатом отмечаются в платобазальтах вулкана Бакенинг.

Таблица 1

Распределение включений в пределах различных структур Курило-Камчатской провинции, %

Порода	Срединный хребет	Центральная Камчатская депрессия	Восточная вулканическая зона	Южно-Камчатская зона	Курильская гряда
Базиты	—	5	25	30	15
Амфиболитовые перидотиты	1	1	3	Отдельные находки	Отдельные находки
Гипербазиты	4	4	12	—	—

Минеральный состав ксенолитов в вулканах
Курило-Камчатского региона

Вулкан	Olv	RPy	ClPy	Pl	Amf
Головинна	+	+	+	+	—
Менделеева	+	+	+	+	—
Шикотан	—	—	—	—	+
Атсонупури	+	+	+	+	—
Богдана Хмельницкого	—	+	+	+	—
Камуй	—	—	+	+	—
Заварицкого	+	—	+	+	—
Кунтоминар	+	—	+	+	—
Немо	+	—	+	+	—
Фусса	+	+	+	+	+
Эбеко	+	—	+	+	—
Алаид	+	+	+	—	—
Ксудач	+	+	—	+	—
Корякский	+	+	+	—	—
Авачинский	+	+	+	+	+
Козельский	+	+	+	+	—
Жупановский	+	+	+	—	—
Малый Семячик	+	—	+	+	—
Большой Семячик	—	+	+	+	—
Кихпинич	+	—	+	+	—
Крашенинникова	+	—	+	+	—
Кроноцкий	+	+	+	+	+
Ключевской	—	+	+	+	—
Харчинский	+	+	+	+	—
Шевелуч	+	+	+	—	+
Перевал Кирганик	—	+	+	—	—

Olv — оливин, RPy — ромбический пироксен, ClPy — моноклинный пироксен, Pl — плагиоклаз, Amf — амфибол.

Вулкан Крашенинникова характеризуется наличием в лавах главным образом анортит-хризолитовых ксенолитов. Ксенолиты встречены в северной части соммы в черных шлакобазальтах в виде обломков и в плагиобазальтах в скальных обрывах соммы. По сравнению с примыкающими к этому вулкану постройками вулканов Кроноцкого и Кихпинич ксенолиты вулкана Крашенинникова распространены весьма ограниченно. В образцах соммы восточнее экструзии Двуглавый Зубец присутствуют существенно плагиоклазовые ксенолиты и обломки крупных монокристаллов анортита с вкрапленными зернами хризолита. Многочисленные обломки крупных монокристаллов водяно-прозрачного плагиоклаза встречены в русле временных водотоков на севере кальдеры.

Для вулканов Южной Камчатки характерны базитовые включения, а включения шпинель-анортитовых оливинитов составляют исключение. Однако следует отметить, что в местах широкого распространения ксенолитов (типа вулканов Ильинского и Ксудача) нередко можно встретить существенно меланократовые включения, в которых плагиоклаз составляет менее 20, иногда до 2—3%.

Существенно базитовые ксенолиты отмечаются на вулканах Камбальный, Кошелевский, Ильинский, Ксудач, Мутновский, Корякский, Козельский, Малый Семячик, Кихпинич, Крашенинникова, Карымский, Харчинский и др., т. е. вдоль гряды вулканов Восточной вулканической зоны, где ксенолиты встречаются главным образом в лавово-пирокластическом материале.

Условия залегания ксенолитов в вулканических постройках весьма разнообразны. «Древние» ксенолиты встречаются в лаве, «молодые» — чаще в пирокластических образованиях, а также в руслах тальвеговых потоков, в барранкосах и временных водотоках на склонах вулканических построек. Кроме того, ксенолиты встречаются также и в лавах современных вулканов Ключевской группы и вулкана Алайд.

Наиболее широко известны в литературе ксенолиты Авачинского вулкана. Состав ксенолитов преимущественно оливинитовый и пироксенитовый, реже габбровый. Ксенолиты залегают в юго-восточном секторе соммы вулкана среди шлакобазальтов коричневого и черного цвета. На площади 100 м² встречается в среднем от 2—3 до 5—7 ксенолитов. Размер ксенолитов от 2—3 до 10—16 см, редко 25—30 см.

Жупановский вулкан характеризуется широким спектром базит-гипербазитовых ксенолитов. Ксенолиты встречены в северо-западном секторе главной вулканической постройки*. Среди ксенолитов отмечаются ярко-зеленые диопсидовые разновидности, перидотиты и оливиновые габброиды. Ксенолиты размещаются в шлакобазальтах красновато-бурого и черного цвета, в которых отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза или их обломки. Для многих гипербазитовых ксенолитов характерна черно-зеленая пироксен-амфиболовая рубашка. Максимальные размеры пироксенитовых ксенолитов 12 см в диаметре. В количественном отношении ксенолиты Жупановского вулкана резко уступают Авачинским как по размерам, так и по частоте встречаемости.

На вулкане Малый Семячик распространены существенно габброидные ксенолиты. Основными слагающими минералами являются анортит, хризолит и бутылочно-зеленый диопсид. Распространены ксенолиты главным образом среди отложений соммы в породах околожерловой фации в тесной связи с крупнопорфировыми плагиобазальтами. На фоне темно-серых лав плагиобазальтов отчетливо проявляются округлые и остроугольные пестрые включения с белым плагиоклазом. В некоторых случаях видны следы дезинтеграции крупнокристаллических включений.

Вулкан Ильинский представляет собой постройку с крупной воронкой взрыва на северном склоне; северо-западный склон его буквально усеян базитовыми включениями оливин-пироксен-плагиоклазового состава. Размер ксенолитов от 1—2 до 20—25 см, но основную часть составляют округлые ксенолиты размером 5—8 см.

* Пирокластика последних извержений часто содержит глубинные ксенолиты.

На 100 м² площади приходится более 15—20 ксенолитов разных размеров. Отмечается концентрация ксенолитов в руслах временных водотоков. Кроме собственно габброидных обломков околожерловые фации насыщены округлыми обособлениями оливин-плагноклазовых базальтов черного цвета, в ядрах которых часто обнаруживаются крупные монокристаллы оливина, плагноклаза или ксенолиты малых размеров.

В пределах Курильской островной гряды распространены главным образом ксенолиты базитового состава с хризолит-пироксен-анортитовым парагенезисом. Редкие находки бесполовшпатовых ксенолитов отмечаются в вулканитах о. Шикотан. Базитовые включения, встреченные на вулканах Менделеева, Головнина, Атсонупури, Богдана Хмельницкого, Камуй, Заварицкого, Немо и др., характеризуются постоянным присутствием диоксида бутылочно-зеленого цвета в незначительных (до 5%) количествах. В основном же это существенно хризолит-анортитовые минеральные ассоциации. Поскольку ксенолитам Курильской островной гряды посвящена отдельная работа [121], где приводится их детальное описание, поэтому останавливаться подробно на описании ксенолитов этого региона нет необходимости.

Как следует из изложенного, базит-гипербазитовые ксенолиты отмечаются в эродированных (третичных) постройках уже в ранних порциях извергнутого материала, тогда как на четвертичных вулканах их находки, естественно, связаны с доступными изучению поздними проявлениями вулканизма.

Краткие выводы

1. Проявление вулканических процессов в Курило-Камчатском регионе связано с зонами растяжения в области границ блоков тектоносферы.
2. Размещение вулканов контролируется линейными и дугowymi разломами, разделяющими указанные блоки. В зависимости от «ранга» разлома им контролируются излияния из коровых или мантийных очагов базитовых магм.
3. Включения базит-гипербазитового состава в базальтоидных лавах распределены по территории Курильских островов и Камчатке крайне неравномерно. Лишь в отдельных вулканах встречается относительно «полный» набор включений.

Глава II

СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТОИДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ПРОВИНЦИИ

§ 4. Минералого-петрографическая характеристика включений и вмещающих пород

Классификация пород базит-гипербазитовых включений проведена в соответствии с существующей номенклатурой, принятой Петрографическим комитетом в 1972 г. Хотя среди включений

имеются разновидности, не укладывающиеся в рамки данной классификации, породы сознательно именовались в терминах принятой номенклатуры, поскольку введение новых наименований значительно затруднило бы восприятие материала. Учитывая вышесказанное, кратко рассмотрим главные типы включений, отметив, что к таковым относятся гипербазитовые и базитовые ксенолиты, содержащиеся в интерстициях микровключения базальтов и стекла, а также разновидности ксенолитов, в которых совместно присутствуют одноименные первичные и вторично-реакционные минералы, т. е. породы, для которых количественное соотношение первичных минералов в геологическом теле *in situ* определить нельзя.

Несколько автономно стоит группа гигантских ксеномегакристов или их сростков до 5—10 индивидов, достигающих 10—15 см в поперечнике. С одной стороны, данные ксенолиты можно рассматривать как самостоятельную ассоциацию (анортозиты, диопсидиты, амфиболиты), но с другой, такие же точно гигантские кристаллы встречаются в этом же вулканите в ассоциации с другими минералами, хотя и значительно реже.

Гигантозернистость включений в большинстве случаев количественно-минералогических подсчетов в шлифах приводит к значительным ошибкам, и такие подсчеты могут проводиться лишь в мелкозернистых разновидностях.

Количественно-минералогические подсчеты в прозрачных шлифах затруднены также при изучении реакционных соотношений (в случае с реакционным оливином в шпинелевых перидотитах). Оптических различий одного оливина (первичного) от другого (реакционного) нет, так что количественная оценка содержания минералов в породе смещается в сторону обогащения ее оливином.

Указанные примеры и целый ряд других свидетельствуют о специфике количественно-минералогических пересчетов включений, а именно о целесообразности визуальных подсчетов с наложением графической сетки для крупнозернистых разновидностей.

Среди базит-гипербазитовых включений нами выделяются три группы пород: 1) гипербазитовые безамфиболовые ксенолиты, 2) амфиболиты, 3) базиты.

Гипербазиты представляют собой макроскопически грубозернистые породы, среди которых различаются как «обычные» минералогические типы (дуниты, вебстериты и т. п.), так и экзотические образования (анортитовые дуниты и т. д.).

Дуниты представляют собой равнозернистые светло-зеленые породы с массивной текстурой и панидиоморфнозернистой структурой; нередко в породе присутствует 1—2% шпинели и до 1—3% ромбического пироксена. Оливин имеет свежий облик, размер зерен оливина 2—3 мм, в некоторых зернах проявляется спайность. Для толстых препаратов отчетливо проявляется полихроизм от бледно-зеленого по *Ng* до бледно-розового по *Np*, часто встречаются полисинтетические двойники, рассматриваемые в литературе [141, 146] как результат высоких давлений. В работе Росса и др. [152] приведены примеры стрессового «двойникования», однако

закономерностей оптической ориентировки не отмечается. Рассматривая милонитизированные дуниты, Мей описал двойникование и ориентировку кристаллов оливина в плоскости (010), параллельно листоватости. При изучении двойников оливина из перидотитов вулкана Авачинского оптическим методом оказалось, что угол срастания двойниковых индивидов равен $4-5^\circ$. Рентгеноструктурное изучение монокристаллов методом Лауэ позволило уточнить угол срастания индивидов, который оказался равен $4,5^\circ$. Полисинтетическое двойникование оливина двух типов. Поскольку плоскость срастания субпараллельна (100), то представляется вероятным положение двойникового шва в плоскости (100), между основаниями кремнекислородных тетраэдров с максимальным межплоскостным расстоянием [141]. Взаимно перпендикулярное расположение двойников, нередко отмечаемое в одном шлифе [141, 146], плохо согласуется с предположением о стрессовой природе полисинтетических двойников. Возможно, подобное двойникование скорее результат всестороннего давления, господствующего в мантии (среди базитовых включений, которые можно относить к продуктам нижней коры, полисинтетических двойников в оливинах практически не наблюдается). Согласно оптической характеристике (табл. 3) и данным рентгеноструктурного анализа оливин относится к форстеритовому ряду. Обычно оливины вращают плоскость поляризации, угасая до темно-серого цвета.

Ромбические пироксены имеют хорошую спайность по призме, равную с оливином степень идиоморфизма и более высокий рельеф. Данные оптических определений и рентгеноструктурного анализа позволяют отнести их к энстатитовому ряду.

Шпинель обычно ксеноморфна по отношению к оливину, но встречается и хорошо ограниченные октаэдры. В проходящем свете она имеет темно-бурую окраску; данные оптических определений и рентгенодиагностика позволяют отнести шпинель к пикотиту. В виде включения встречаются мелкие октаэдры шпинели в оливиновых зернах. Границы срастания зерен оливина, пироксена и шпинели имеют извилистые очертания и обогащены плоскими линзовидными включениями газа.

Шпинелевые перидотиты представляют собой плотные серовато-зеленые породы. Структура гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая, текстура массивная, реже грубослоистая. Породообразующие минералы — оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, шпинель.

Оливин характеризуется преимущественно округлыми очертаниями, несмотря на одинаковую степень идиоморфизма с пироксенами; причем округлость оливина обуславливается отсутствием острых углов у кристаллов даже в пределах мономинеральных скоплений оливина. Эта черта характерна для большинства перидотитовых ксенолитов. Оптические свойства оливина (см. табл. 3) позволяют отнести его к форстеритовому ряду. Как и в дунитовых оливинах, отмечаются присутствие полисинтетических двойников и явление вращения плоскости поляризации.

Оптическая характеристика породообразующих минералов
базит-гипербазитовых включений

Породы	Минералы	N_g	N_m	N_p	2V	<CNg
Гипербазиты						
Дуниты	Оливин	1,682	1,663	1,647	88	—
Гранатовые перидоти- ты	Оливин	1,685	1,665	1,649	87	—
	Энстатит	1,681	1,667	1,664	88	—
	Гранат	—	1,742	—	—	—
Шпинеле- вые пери- дотиты	Оливин	1,682	1,664	1,648	88	—
	Энстатит	1,675	—	1,656	78	—
Анортит- шпинеле- вые ду- ниты	Оливин	1,710	1,692	1,674	90	—
	Анортит	1,587	1,583	1,573	78	—
Анортит- шпинеле- вый пери- дотит	Оливин	1,715	1,700	1,682	—	—
	Диоксид	1,705	—	1,674	52	38
	Анортит	1,588	1,585	1,577	—	78
Вебстериты	Ромбический пироксен	1,701	—	1,690	72	—
	Моноклинный пироксен	1,712	—	1,677	55	47
Диоксиды- ты	Оливин	1,680	—	1,650	89	—
	Диоксид	1,705	1,680	1,674	51	37
Гарцбургиты	Оливин	1,698	—	1,660	88	—
	Ортопироксен	1,689	—	1,675	82	—
Базиты						
Анортози- ты	Анортит	1,585	1,582	1,575	78	—
	Оливин	1,690	—	1,660	88	—
	Ортопироксен	1,712	—	1,692	67	—
Троктолиты	Оливин	1,692	1,663	1,658	88	—
	Анортит	1,583	1,581	1,574	76	—
Габброиды	Оливин	1,682—1,689	1,660—1,667	1,652—1,654	88	—
	Анортит	1,587	1,582	1,575	—	—
	Клинопироксен	1,715	1,694	1,689	58	38
Амфиболиты						
Амфиболиты	Лампроболит	1,714	1,687	1,691	—	2

Пироксен обладает характерной спайностью по призме (110); обычно бесцветен, но в некоторых образцах замутнен микровключениями. Оптическая характеристика ортопироксена (см. табл. 3) позволяет отнести его к ряду энстатита. В некоторых ксенолитах отмечаются зерна клинопироксена, представляющие собой структуру распада твердого раствора. Подобные структуры рассматриваются в литературе как результат фазовых превращений [29, 141].

Шпинель темно-бурая, почти черная. Ксеноморфна по отношению к оливину и пироксену. Нередко выполняет межзерновые пространства. На основании рентгеновских определений отнесена к пикротиту.

Вебстериты представляют собой грязно-зеленые плотные среднезернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Породы образованы преимущественно двумя разновидностями пироксенов. Из них ромбический составляет 70—75%, моноклинный до 25%. Ромбический пироксен (бронзит) образует крупные (до 3—4 мм) зерна с хорошей призматической спайностью.

Моноклинный пироксен (диопсид-авгит) резко ксеноморфен относительно бронзита. Выполняет межзерновые пространства и имеет малые размеры (1—2 мм). Часто это скопление нескольких разнориентированных зерен.

2924 Помимо них наблюдается продукт распада ромбического пироксена, присутствующий в виде тонкопластинчатых параллельных вростков параллельно (001) в центральных частях кристаллов. Рентгенодиагностика минерала затруднена, так как извлечение чистого пироксена ввиду небольших размеров невозможно.

Перцолиты представляют собой ярко-зеленые плотные неравнозернистые породы. Структура породы аллотриоморфнозернистая. Диопсид характеризуется большим количеством включений, особенно в ядрах. Отчетливо выражены отдельность по (100) и призматическая спайность. Ориентировка вытянутых микровключений обычно совпадает с направлением спайности. Оптические параметры и рентгенодиагностика минерала однозначно идентифицируют диопсид.

Ортопироксен присутствует совместно с оливином. Крупные зерна ярко-зеленого диопсида окружены каемками более мелких округлых, но плотно прилегающих зерен оливина.

Оливин имеет буроватую окраску и интенсивно бурюю на границах зерен, что связано с вторичными изменениями. Оптическая характеристика оливина свидетельствует о принадлежности его к хризолитовому ряду. Тонкие пластинки замещающего оливин идиохлорита располагаются по трещинам спайности.

Ромбический пироксен согласно рентгенодиагностике относится к ряду энстатит — бронзит. Размеры зерен (1—2 мм) несколько крупнее оливина, кристаллы свободны от включений. Полихромны в бледных коричневато-зеленоватых тонах. Хорошая призматическая спайность.



Диопсидиты представляют собой среднезернистые ярко-зеленые полнокристаллические породы. Состав практически мономинеральный, не считая единичных зерен оливина и мелких зерен рудного вещества. В некоторых ксенолитах содержится до 1% оливина. Структура панидиоморфная, текстура грубослоистая или массивная. Зерна диопсида переполнены микровключениями, располагающимися преимущественно в центральных частях зерен. В иммерсионных препаратах зерна диопсида имеют отчетливый дихроизм от коричневатого-зеленого по *Ng* до зеленого по *Np*, что характерно только для минералов салит-геденбергитового ряда.

Оливин по соотношению с диопсидом обладает равным идиоморфизмом. Чаще это линзовидные скопления округлых зерен. Оптическая диагностика позволяет отнести его к форстеритовому ряду. Рудный минерал, вероятно, представлен вторичным гематитом, так как магнитная фракция из протоочки не выделяется.

Гарцбургиты — крупнозернистые породы зеленого цвета. Структура панидиоморфнозернистая с переходами к аллотриоморфной, текстура массивная, реже грубослоистая. Оливин составляет 65—70% всей массы породы, ромбический пироксен 30—35%. Иногда в породе присутствуют плагиоклаз (менее 1%) и рудный минерал.

Оливин имеет округлые очертания зерен по границам срастания, сильно трещиноват и обохрен по микротрещинам. Оптическая характеристика и рентгенодиагностика позволяют отнести минерал к ряду хризолита.

Ромбический пироксен обладает отчетливой спайностью и характеризуется присутствием микровключений. Оптическая диагностика (см. табл. 3) позволяет отнести его к бронзитовому ряду.

Редкие зерна плагиоклаза имеют резко ксеноморфные соотношения с оливином и пироксеном. Облик плагиоклаза свежий, видны залеченные микротрещины и включения округлых зерен оливина, что, по-видимому, косвенно свидетельствует о более позднем образовании анортита.

Разновидности пород, переходные от перидотитов к базитовым, представляют собой зеленовато-серые и зеленовато-коричневые неравномернозернистые породы. Слагающие их минералы (оливин, ромбический пироксен и моноклинный пироксен) составляют 95—98% породы, однако наряду с ними постоянно присутствует незначительное количество (2—5%) плагиоклаза. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная и грубополосчатая.

Обычно оливин составляет 55—70% породы и образует крупные скопления и отдельные зерна с грубой удлиненностью вдоль «слоистости». Параметры оливина позволяют отнести его к хризолиту.

Ромбический пироксен (гиперстен-бронзит) окрашен в бледно-зеленый цвет.

Моноклинный пироксен резко ксеноморфен по отношению к хризолиту и гиперстен-бронзиту. Цвет бледно-зеленый, часто содержит микровключения.

Плагноклаз — анортит свежий, по степени идиоморфизма близок к диопсиду, включает в себя округлые зерна оливина и пироксена. Все зерна полисинтетически двойникованы. Каких-либо вторичных изменений не отмечается. Перидотитовые ксенолиты с анортитом встречаются обычно в местах распространения базитовых разновидностей.

Группа базитовых ксенолитов представляет собой полнокристаллические породы, сложенные плагноклазом, оливином, пироксеном, реже присутствуют амфибол и биотит. Из рудных минералов присутствуют магнетит, шпинель, ильменит. Среди ксенолитов можно выделить анортозиты с незначительным содержанием темноцветных (до 1—5%), а также существенно оливиновые с содержанием плагноклаза и пироксена не более 10% и пироксен-плагноклазовые разновидности.

Анортозиты представляют собой белые крупнозернистые породы, размер зерен от 1—2 до 20—35 мм. Структура панидиоморфнозернистая, текстура массивная и грубополосчатая. Часто отмечаются ксенолиты с неравномернозернистой структурой в сочетании с грубой ориентировкой вытянутых по оси *c* кристаллов. Плагноклаз согласно оптической характеристике имеет состав, близкий к анортиту, что подтверждается данными рентгенодиагностики.

Кристаллы анортита имеют свежий облик и, как правило, отчетливую спайность. Все индивиды полисинтетически двойникованы по альбитовому закону. Для большинства включений отмечаются выклинивающиеся и линзовидные прорастания двойников — такие двойники описываются в литературе как двойники давления [141, 152]. В некоторых случаях отмечаются следы дробления кристаллов и частичная изотропизация их в местах дробления или волнистое угасание в местах перегибов удлинённых индивидов. Контакты кристаллов анортита с другими минералами извилистые со следами присутствия газовых включений. В некоторых образцах включения в анортитах представляют бесструктурные или удлинённые непрозрачные нити, диагностика которых в силу малых размеров затруднена.

Из второстепенных минералов присутствуют оливин и пироксен, образующие округлые или овальные зерна и их скопления. Согласно данным оптики (см. табл. 3) и рентгенодиагностики оливин относится к хризолитовому ряду.

Пироксен представлен двумя разновидностями. К первой следует отнести ромбический пироксен, который согласно оптической характеристике отвечает гиперстену. Вторая разновидность представлена моноклинным пироксеном. Согласно оптической характеристике и данным рентгеноструктурного анализа этот пироксен принадлежит к ряду диопсид — авгит. Кристаллы оливина и пироксена имеют равную степень идиоморфизма, и, поскольку они одновременно присутствуют в виде включений в анортите, можно предположить их больший идиоморфизм в отношении плагноклаза.

Троктолиты представлены блекло-зелеными до темно-зеленых среднезернистыми и крупнозернистыми породами с размерами сла-

гающих зерен 1—4 мм. Структура панидиоморфнозернистая, участками гипидиоморфная, текстура массивная; оливины зеленого цвета составляют до 90% всей массы. Контакты оливиновых зерен ровные. Форма зерен изометрично-округлая. Согласно оптической характеристике (см. табл. 3) и данным рентгенодиагностики оливин можно отнести к хризолиту. Зерна оливина нередко содержат значительное количество включений шпинели. Их рентгеновские определения в совокупности с данными спектрального анализа ($Cr > 2\%$) позволяют идентифицировать алюмохромгерцинит. Плагноклаз ксеноморфен по отношению к хризолиту и включений алюмохромгерцинита не содержит, но содержит включения хризолита. Таким образом, если считать шпинель первой по времени выделения, то такое соотношение хада- и ойкоккристаллов встречается трудности с позиций последовательной кристаллизации. Оптические параметры плагноклаза свидетельствуют о принадлежности его к анортиту.

Пироксен-оливин-плагноклазовые ксенолиты представляют наиболее распространенную группу. Ксенолиты имеют малую механическую прочность и легко разрушаются. Цвет породы изменяется в зависимости от процентного минерального состава. Обычно пестрая окраска, структура гипидиоморфная и аллотриоморфнозернистая, текстура массивная, грубослоистая, иногда «псевдогнейсовая». Размеры слагающих зерен варьируют в широких пределах: плагноклазы от 1 до 50 мм, пироксены от 1 до 80 мм, оливины от 1 до 10 мм, рудные минералы от 1 до 5 мм. Отмечаются ксенолиты с неравномернозернистой структурой.

Плагноклаз обычно полисинтетически sdвойникован. Двойники линзовидные и выклинивающиеся, как и в анортозитах. Оптические данные идентифицируют анортит. Иногда в шлифе наблюдается интенсивная трещиноватость вдоль зоны, пересекающей все минералы; в этих случаях трещины в плагноклазах сопровождаются большим количеством микровключений, представленных округлыми, почти шарообразными оливинами и шарообразными пироксенами. Вместе с тем в одном и том же образце отмечаются и обратные соотношения — округлые анортиты в пироксене и оливине. Интерпретация относительно идиоморфизма минералов в таких случаях затруднительна, возможно, имеет место бластез. Оливин обычно имеет округлую форму зерен. Кристаллы оливина в случае сильной трещиноватости обхорены по трещинам спайности. Оптические параметры свежих разновидностей позволяют отнести оливины к форстерит-хризолитам. Данные рентгенодиагностики идентифицируют хризолит.

Клинопироксен имеет бутылочно-зеленый цвет и часто собственную огранку с ровными контактами. Оптически диагностируется диопсид-авгит, что подтверждается рентгеновским методом.

В толстых полированных пластинках иногда отмечается увеличение интенсивности окраски до густо-зеленой в какой-либо части монокристалла диопсида, по ровной границе, причем изменения кристаллооптических свойств не наблюдаются.

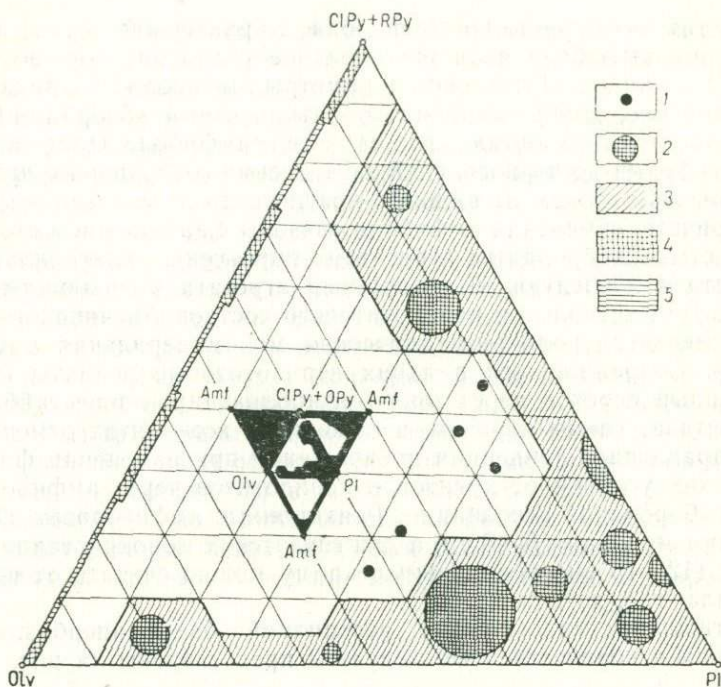


Рис. 2. Диаграмма минеральных ассоциаций базит-гипербазитовых ксенолитов. В свободном поле диаграммы разложенный тетраэдр (уменьшение в 10 раз) лампроболитовых ассоциаций.

1 — единичные анализы; 2—5 — наиболее часто встречающиеся ассоциации. CIPy — клинопироксен, RPy — ромбический пироксен, Oliv — оливин, Pl — плагиоклаз, Amf — амфибол, OPy — ортопироксен

Следует еще раз обратить внимание на тот факт, что однотипные минералы в большинстве базитовых ксенолитов (оливины, анортиты, диопсид-авгиты и гиперстены) весьма близки по оптической и рентгеновской диагностике, но процентное содержание их в породах варьирует в широких пределах.

Амфиболитовые включения в большинстве вулканов (Авачинский, Кроноцкий, Ветровой, Удина и др.) присутствуют в тех же лавах, что и гипербазитовые включения. Амфиболитовые включения имеют различную морфологию от округлых до угловатых и монокристаллических. Монокристаллы амфибола имеют размеры от 1—2 до 12—15 см. В крупных монокристаллах ядра сложены слабо переработанными лерцолитами или другими перидотитами. Набор включений из лав Кроноцкого вулкана позволяет представить ряд от начальной переработки гипербазитовых ксенолитов с образованием тонкой рубашки и развитием амфибола по трещинам, через наполовину замещенные ксенолиты, до полных псевдоморфов амфибола по перидотитам. В последнем случае отмечаются реликты первичных минералов (оливинов и пироксенов) в виде шарообразных зерен, рассеянных преимущественно в централь-

ных частях монокристалла амфибола. Характерной чертой монокристаллов амфибола является обратное удлинение хорошо ограниченных индивидов. Оптические параметры амфибола — отрицательное удлинение, двупреломление, обратная схема абсорбции (?) — свидетельствуют об аномальных свойствах амфибола. Цвет амфибола темно-бурый до черного, спайность весьма совершенная призматическая, полихромизм от вишнево-красного до зеленовато-желтого.

Вторичные изменения амфибола связаны с замещением его мелкозернистым габброидным агрегатом пироксена, плагиоклаза и магнетита с последующей резорбцией агрегата вмещающим расплавом. Для ксенолитов перидотитового состава Авачинского вулкана отмечается поликристаллическая мономинеральная амфиболизация. Сохранившиеся в ядрах перидотитовые реликты имеют постепенный переход через зону амфиболизации к зоне габброидного состава. Таким образом, в глубинных ксенолитах отмечается однонаправленная тенденция превращений при изменении физико-химических условий от дунитов и перидотитов через амфиболизацию к габброидной ассоциации. Реакционные амфиболовые каймы достигают мощности 5—6 см, а для гигантских монокристаллов амфибола (12—15 см) реакционную кайму можно считать от центра кристалла, т. е. до 7 см.

Соотношение минеральных ассоциаций базит-гипербазитовых включений и количественные подсчеты представлены на рис. 2.

§ 5. Структурные взаимоотношения между минералами во включениях

Структура включений базитового и гипербазитового состава в базальтоидах Курило-Камчатской провинции достаточно характерна.

Базитовые ксенолиты характеризуются практически постоянным набором минералов: оливин, анортит, диопсид-авгит, гиперстен, аллюмохромгерценит, магнетит. Форма зерен породообразующих минералов часто округлая, даже в случае биминерального состава включений. В одном образце можно одновременно встретить округлые и шарообразные включения оливина в анортите и округлые зерна анортита в оливине (базальтоиды вулканов Менделеева, Головинна, Эбеко, Желтовского и др.). Однако более часто встречаются вкрапления оливина в анортите. Клинопироксены как хадакристаллы присутствуют несколько реже.

Оливиновые вроски в анортите имеют округлую, овально-вытянутую или шарообразную форму. Контакты минералов ровные, часто на контакте и по трещинам спайности внутри оливина наблюдаются пленки бурых вторичных изменений. Ойкокристаллы анортита имеют свежий облик и по оптическим данным характеризуются полным отсутствием зональности. Анортитовые вроски в оливине имеют также округлые изометрические очертания. В некоторых шарообразных кристаллах наблюдаются полисинтетические двойники, при этом контакты в зерне ровные. В ойкокристал-

ле обычно наблюдается радиальная система трещин, как следствие быстрого остывания ксенолита и несоответствия коэффициентов объемного расширения минералов.

Пироксены присутствуют в ойкокристаллах анортита, подобно оливину, в виде округлых зерен. Контакты минералов ровные, без следов вторичных изменений. Оливиновые вроски в диопсиде имеют овальную форму, ровные контакты, следы рефлексов напряжения в диопсиде отсутствуют.

Диопсидовые хадакрystalлы для базитовой серии ксенолитов не встречаются. Вроски кристаллов магнетита и шпинелидов отмечаются практически во всех перечисленных выше минералах, а также на контактах зерен. Огранка их изменяется от октаэдрических до округлых. Вокруг хадакрystalлов шпинели проявляется радиальная система трещин объемного сжатия. В том случае, если шпинелиды заключены в анортит, трещины объемного сжатия отсутствуют. Этот факт объясняется углом наклона кривых объемного сжатия (в процентах) в зависимости от температуры.

Диаграмма зависимости изменения объема минералов (рис. 3) показывает, что по мере увеличения коэффициента объемного расширения можно наметить ряд: анортиты, шпинелиды, пироп, авгит,

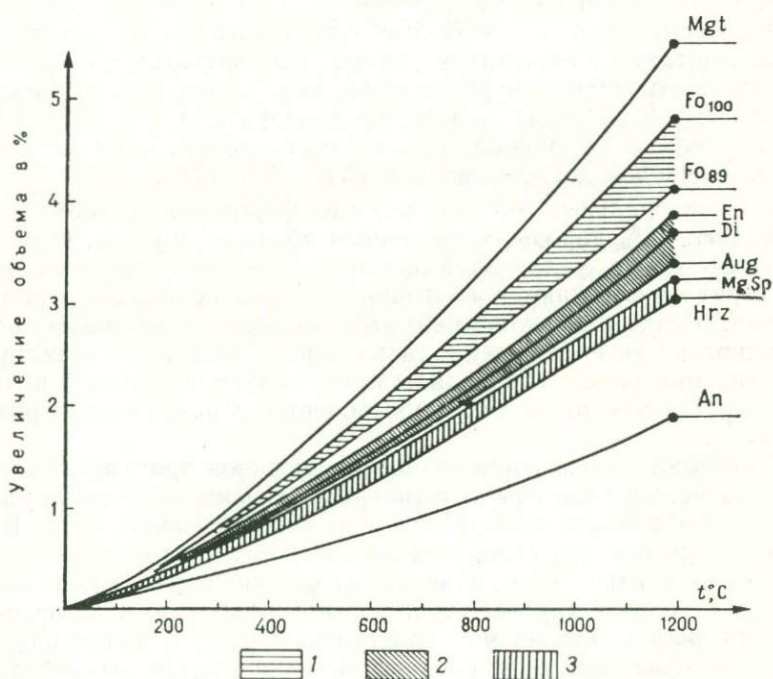


Рис. 3. Изменение объемов минералов в зависимости от температуры.

1 — поле оливинов; 2 — поле пироксенов; 3 — поле шпинели. Mgt — магнетит, Fo — форстерит, En — энстатит, Di — диопсид, Aug — авгит, MgSp — шпинелиды, Hrз — хризолит, An — анортит

диопсид, энстатит, хризолит, форстерит, магнетит. Следовательно, если гипотетическая минеральная ассоциация из всех перечисленных минералов, образовавшаяся при температуре 1300°С, будет охлаждаться до температуры порядка 100°С, то уменьшение объема будет минимальным у анортита и максимальным у магнетита. Таким образом, вполне закономерными являются радиальные трещины объемного сжатия в парах «анортит в оливине», «шпинелид в оливине», «диопсид-авгит в оливине», «хризолит в анортите», «пироксен в анортите».

Контакты зерен друг с другом обычно ровные, округлые. В случае выхода граней кристаллов в свободную или заполненную расплавом полость (для каркасных ксенолитов) в кристаллах анортита заметна тонкая кайма регенерации, представленная чуть более кислым плагиоклазом. Регенерация других минералов за счет межгранулярного расплава не наблюдаются.

Для *гипербазитовых ксенолитов* соотношения породообразующих минералов более простые, чем для базитовых. Главные породообразующие минералы: форстерит, хромдиопсид, энстатит, шпинелиды. Другие минералы либо присутствуют в резко подчиненном количестве, либо образованы в результате фазовых переходов, минеральных превращений и реакций с расплавом.

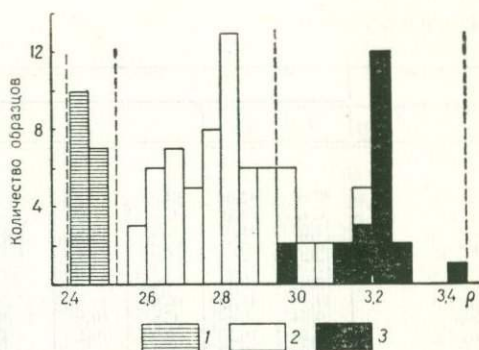
Форстерит образует округлые или угловатые изометрические зерна. Контакты с энстатитом ровные. На контактах и в трещинах спайности отмечаются бурые пленки, образовавшиеся при окислении минералов. Иногда между зерен оливина и энстатита встречаются мелкие (возможно, реакционные) зерна ортопироксена с малой величиной двупреломления ($N_g - N_p = 0,08$).

В биминеральных ксенолитах, где форстерит и хромдиопсид составляют 98% породы, хромдиопсид образует крупные (до 5 мм) зерна несколько удлиненной формы, а мелкие округлые зерна форстерита размещаются на границе, окружая каждое зерно пироксена. Взаимных включений этих минералов не наблюдается. Хромдиопсид не наблюдается также в виде включений в энстатите и других минералах. Шпинелиды присутствуют как в виде включений в другие минералы, так и обособленно, образуя с ними ровные контакты.

С позиции соотношения главных минералов промежуточное положение между базитовыми и гипербазитовыми ксенолитами занимают амфиболовые и амфиболсодержащие разновидности. Выше упоминалось о мегаксенокристаллах амфибола с гипербазитовыми реликтами в ядре. Иногда встречаются ксенолиты, составленные из трех или пяти крупных кристаллов амфиболов, в которых заключены шарообразные монокристаллы хромдиопсида и оливина. Шарообразные выделения располагаются как внутри амфиболовых кристаллов, так и на границе их страстания, заключаясь в обоих минералах. Для некоторых вулканических центров характерен весьма полный набор базитовых включений по их составу и структуре.

Рис. 4. Гистограмма плотности (ρ) коровых и глубинных ксенолитов (определения денситометрические).

1 — ксенолиты сланцев; 2 — базитовые ксенолиты; 3 — гипербазитовые ксенолиты; штриховые линии — границы групп пород



Минеральный состав и текстура существенно влияют на плотность пород. Так, в одной и той же минеральной группе пород из-за наличия макропор весьма значительно уменьшается плотность. Статистические данные измерения плотности ксенолитов базит-гипербазитового состава отражены на рис. 4. Пунктиром обозначены границы отдельных типов распределений плотности в зависимости от состава и текстуры пород.

Краткие выводы

1. Минеральный состав базитовых включений хотя и характеризуется небольшим набором минералов (Olv, Cpy, Opy, Pl, Mgt), но отличается широкими вариациями в их количественных соотношениях. Среди базитовых пород появляются разновидности, которые затруднительно относить к известным номенклатурным минеральным типам.

2. Базитовые включения характеризуются весьма разнообразными текстурами, при этом главной чертой их текстур является наличие макропор; часта пониженная плотность включений.

3. Минеральный состав ультрабазитов более устойчив, и текстуры пород относительно мало различаются.

Глава III

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ И ВУЛКАНИТОВ

§ 6. Петрохимическая характеристика включений и вулканитов

Химические анализы рассмотренных выше групп ксенолитов и их минералов (табл. 4—11) были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого и главные петрохимические характеристики были нанесены на диаграмму вещественного состава (рис. 5).

При рассмотрении диаграммы отчетливо выделяются два поля фигуративных точек, соответствующих базитовым и гипербазито-

1 — шпинелевый оливинит, вулкан Авачинский [75]; 2 — перидотит, вулкан Авачинский [75]; 3 — перидотит, вулкан Авачинский [75]; 4 — шпинелевый гарцбургит, вулкан Авача; 5 — хромдиоксидовый лерцолит, вулкан Кроноцкий; 6 — верлит шпинелевый, вулкан Аллей; 7 — верлит шпинелевый, вулкан Коряка; 8 — шпинелевый вебстерит, вулкан Кроноцкий (анал. М. Л. Фролова); 9 — перидотит, вулкан Авача [104]; 10 — пироксенит, вулкан Безымянный [75]; 11 — пироксенит, вулкан Швелуч [75]; 12 — пироксенит, вулкан Авача [75]; 13 — пироксенит, вулкан Авача [104]; 14 — диопсид, вулкан Жупановский; 15 — пироксенит, вулкан Ключевой [104]; 16 — диопсид, вулкан Кроноцкий; 17 — амфиболит, вулкан Кроноцкий; 18—19 — амфиболиты, вулкан Кроноцкий; 20 — амфиболит, Курилы [94]; 21 — ильменитовое габбро, вулкан Ксудач; 22 — габбро, вулкан Ксудач [10]; 23 — габбро-норит, вулкан Крашенинникова; 24 — лейкократовое габбро, вулкан Немо [10]; 25 — амфиболовое габбро, вулкан Безымянный [75]; 26 — оливиновое габбро, вулкан Менделеева; 27 — оливиновое габбро, вулкан Эбеко; 28 — оливиновое габбро, вулкан Заварицкого (по Богоявленской и др., 1969); 29 — габбро-норит, вулкан Кроноцкий; 30 — лейкократовое габбро, вулкан Ксудач [75]; 31 — лейкократовое габбро, вулкан Заварицкого (по Богоявленской и др., 1969); 32 — троктолит, вулкан Кипхич; 33 — лейкократовое габбро, вулкан Малый Семьячик; 34 — габбро, вулкан Швелуч [75]; 35 — амфиболитизированное габбро, вулкан Безымянный [75]; 36 — габбро, Курилы [95]; 37 — габбро-норит, вулкан Ильинский; 38 — норит, вулкан Желтовский; 39 — биотитовое габбро, вулкан Малый Семьячик; 40 — плагиошпинелевый оливинит, вулкан Ильинский [95]; 41 — гранулит, Курилы [95]; 42 — плагиопироксенит; 43 — пироксеновые анортозиты; 44 — плагиогранулиты [95]

вым разновидностям. Фигуративные точки апогипербазитовых амфиболитов занимают промежуточное положение, что находится в соответствии с петрографическими наблюдениями о последовательном замещении гипербазитов амфиболитовыми ассоциациями и амфиболитов базитовыми. Следует отметить также, что, если гипербазитовые ксенолиты имеют петрохимические аналоги горных пород на стандартной диаграмме А. Н. Заварицкого, базитовые ксенолиты образуют обособленное поле с резко повышенной известковистостью. Наклон средней линии для поля базитовых ксенолитов позволяет выделить данную группу пород в самостоятельную. Согласно литературным данным, средняя линия для фигуративных точек базитовых ксенолитов ближе всего отвечает линии полевошпатовых ахондритов и лунных анортозитов как в левой (анортитовой) части диаграммы, так и в правой (щелочной) части диаграммы, с соответствующим углом наклона линий.

Дополнительные петрохимические особенности ксенолитов и системы «ксенолит — реакционная кайма — расплав» можно проследить на трехкомпонентной барицентрической диаграмме (рис. 6), верхняя часть которой представляет салические компоненты, а нижняя — мафические.

Согласно петрографическим наблюдениям базит-гипербазитовые ксенолиты в процессе транспортировки дезинтегрируются и растворяются во вмещающих базальтоидах, обогащая последние своими составляющими. Замещение перидотитов амфиболом и последующая дезинтеграция амфибола сопровождаются процессами «привноса — выноса» ряда элементов. Баланс вещества в подобного рода замещениях можно проследить по химическим анализам реакционных серий «перидотит — амфибол — расплав». Полученные соотношения для гипербазитовой (см. анализы 1, 4, 7 в табл. 5) и базитовой (см. анализы 10, 14, 12 там же) серий свидетельствуют о различном характере накопления петрогенных окислов в процессе «поглощения» ксенолитов, с одной стороны, и близости составов вмещающих базальтов, с другой. В результате поглощения

Химический состав оливинов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40,74	39,74	38,22	38,06	38,90	41,68	39,76	39,34	41,08	38,50	38,46	38,70	40,23
TiO ₂	—	0,018	0,30	0,08	0,55	0,01	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	—
Al ₂ O ₃	0,13	0,90	0,46	1,46	0,94	0,65	0,17	0,34	0,27	0,77	0,71	0,58	0,46
Fe ₂ O ₃	—	0,55	2,50	10,16	1,43	0,42	0,75	0,93	0,80	0,63	0,60	0,56	1,65
FeO	9,11	8,25	18,20	12,31	17,96	8,13	8,73	14,32	9,27	19,11	19,09	19,11	7,95
MnO	—	0,05	0,30	—	0,09	0,14	0,19	0,12	0,23	0,39	0,40	0,39	0,18
MgO	49,61	50,79	39,63	38,60	38,42	48,53	49,24	43,10	47,34	39,51	39,49	33,53	49,36
CaO	0,04	0,02	0,50	0,24	0,72	0,13	0,68	0,73	0,59	0,18	0,17	0,18	0,06
Na ₂ O	—	Сл.	0,40	0,00	0,05	—	0,16	0,20	—	0,23	0,23	0,23	—
K ₂ O	—	Сл.	0,09	0,09	0,70	—	0,02	0,02	—	0,08	0,07	0,08	Сл.
H ₂ O	—	0,10	0,06	0,19	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,06	—	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,63	100,42	100,72	101,19	99,99	99,09	99,70	99,10	99,59	99,40	99,22	93,36	99,89

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,99	0,97	0,97	0,96	1,00	1,01	0,97	0,99	1,01	0,99	0,99	1,06	0,98
Ti	0,00	0,0003	0,005	0,001	0,001	0,0001	0,00	0,00	0,0001	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,003	0,025	0,013	0,043	0,028	0,018	0,0049	0,010	0,007	0,023	0,021	0,018	0,013
Fe ⁺³	0,000	0,010	0,05	0,19	0,027	0,007	0,013	0,017	0,01	0,012	0,011	0,011	0,030
Fe ⁺²	0,18	0,16	0,39	0,25	0,38	0,16	0,17	0,30	0,19	0,41	0,41	0,43	0,16
Mn	0,00	0,001	0,006	0,00	0,001	0,002	0,0039	0,0025	0,0047	0,008	0,008	0,009	0,0037
Mg	1,81	1,84	1,51	1,45	1,47	1,76	1,80	1,63	1,73	1,52	1,52	1,37	1,79
Ca	0,001	0,0005	0,001	0,006	0,02	0,003	0,017	0,019	0,015	0,005	0,0047	0,005	0,0015
Na	0,00	0,00	0,02	0,00	0,002	0,00	0,007	0,009	0,00	0,011	0,011	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,003	0,003	0,02	0,00	0,0006	0,0006	0,00	0,002	0,002	0,002	0,00

1 — форстерит, вулкан Авача; 2 — форстерит, вулкан Авача [104]; 3 — гналосидерит, вулкан Ксудач [10]; 4 — гналосидерит, вулкан Немо [10]; 5 — гналосидерит, вулкан Кихпинич; 6 — форстерит, вулкан Авача; 7 — гналосидерит, вулкан Крашенинникова; 8 — форстерит, вулкан Авача; 9 — гналосидерит, вулкан Желтовский; 10 — хризолит, вулкан Кихпинич [29]; 11 — гналосидерит, вулкан Ильинский; 12 — форстерит, вулкан Авача [29]; 13 — гналосидерит, вулкан Ксудач.

Химический состав ромбических пироксенов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,30	55,26	54,64	54,62	54,08	53,52	53,30
TiO ₂	—	Сл.	Сл.	0,09	Сл.	0,07	0,05
Al ₂ O ₃	2,65	1,19	1,77	1,90	1,65	2,10	3,43
Fe ₂ O ₃	2,07	0,50	1,51	0,55	0,57	2,12	0,70
FeO	3,69	6,20	4,64	5,40	5,52	4,05	5,29
MnO	0,17	0,10	0,09	—	0,09	0,05	0,05
MgO	34,04	33,57	34,36	33,94	35,00	35,37	35,85
CaO	1,52	1,82	1,66	2,57	1,76	2,30	0,98
Na ₂ O	—	0,34	0,17	0,13	0,20	0,09	0,10
K ₂ O	—	0,02	0,01	0,48	0,04	0,05	0,06
H ₂ O	—	—	—	0,12	—	0,02	0,02
P ₂ O ₅	—	—	—	0,11	—	0,07	0,05
Сумма	100,44	99,10	98,86	99,91	98,91	99,81	99,88

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,92	1,93	1,91	1,90	1,90	1,86	1,85
Ti	0,00	0,0052	0,00	0,002	0,00	0,0018	0,0013
Al	0,10	0,049	0,073	0,078	0,068	0,086	0,14
Fe ⁺³	0,053	0,013	0,039	0,014	0,015	0,055	0,018
Fe ⁺²	0,10	0,18	0,13	0,16	0,16	0,11	0,15
Mn	0,005	0,0029	0,0026	0,00	0,0026	0,0014	0,0014
Mg	1,73	1,75	1,79	1,76	1,83	1,83	1,85
Ca	0,055	0,068	0,066	0,096	0,066	0,085	0,036
Na	0,00	0,02	0,011	0,008	0,013	0,006	0,006
K	0,00	0,0008	0,0004	0,002	0,001	0,002	0,003

1 — энстатит, вулкан Кроноцкий; 2 — бронзит, вулкан Коряка; 3 — энстатит, вулкан Жупановский; 4—6 — энстатит, вулкан Авача; 7 — энстатит, вулкан Алней.

Химический состав плагиоклазов, вес. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,22	43,80	43,10	43,44	43,48	44,40	44,10	43,00	43,53	45,12
TiO ₂	0,00	0,04	0,09	—	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—
Al ₂ O ₃	35,57	34,64	35,72	35,68	35,78	34,29	35,06	35,76	35,25	33,63
Fe ₂ O ₃	0,47	0,98	1,00	1,11	1,04	0,69	0,41	0,67	0,54	0,60
FeO	0,12	0,17	0,34	—	—	0,14	0,31	0,31	0,34	0,52
MnO	—	—	0,30	0,19	0,37	0,01	—	—	—	—
MgO	—	0,09	0,46	—	—	—	0,39	0,40	0,37	—
CaO	19,68	19,08	18,40	19,84	19,55	19,23	18,50	18,41	18,50	18,81
Na ₂ O	1,08	1,19	0,94	0,20	0,53	0,72	0,81	0,76	0,88	0,94
K ₂ O	0,09	0,00	0,08	0,06	0,08	0,12	0,03	0,03	0,03	0,13
H ₂ O	0,09	0,00	Сл.	—	—	—	—	—	—	0,24
P ₂ O ₅	0,16	—	0,29	—	—	0,05	—	—	—	0,13
Сумма	100,48	99,99	100,72	100,52	100,83	99,65	99,61	99,34	99,44	100,12

Количество ионов в пересчете на 32 (O)

Si	8,034	8,15	7,99	8,01	8,03	8,27	8,20	8,03	8,12	8,49
Ti	0,000	0,006	0,013	0,056	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	7,792	7,60	7,81	7,76	7,79	7,53	7,68	7,87	7,75	7,38
Fe ⁺³	0,065	0,14	0,14	0,15	0,14	0,097	0,057	0,094	0,076	0,084
Fe ⁺²	0,019	0,026	0,05	0,000	0,000	0,022	0,048	0,048	0,053	0,081
Mn	0,000	0,000	0,047	0,0297	0,058	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,025	0,13	0,000	0,000	0,000	0,108	0,111	0,103	0,000
Ca	3,92	3,81	3,66	3,92	3,87	3,84	3,69	3,68	3,70	3,75
Na	0,389	0,43	0,34	0,072	0,19	0,26	0,29	0,28	0,32	0,34
K	0,021	0,000	0,019	0,014	0,019	0,028	0,007	0,007	0,007	0,000

1 — битовнит, вулкан Ксудач [10]; 2 — битовнит, вулкан Немо [10]; 3 — анортит, вулкан Кихпиньч; 4, 6 — анортиты, вулкан Эбеко; 5 — анортит, вулкан Ксудач; 7 — анортит, вулкан Менделеева; 8 — анортит, вулкан Ильинский; 9 — анортит, вулкан Ксудач; 10 — анортит, вулкан Кихпиньч [29].

Таблица 8

Химический состав клинопироксенов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,32	50,78	53,10	49,59	49,30	49,70	49,18
TiO ₂	Сл.	0,34	Сл.	0,62	0,51	0,58	0,11
Al ₂ O ₃	2,10	4,35	1,28	4,61	4,91	5,14	4,68
Fe ₂ O ₃	0,07	1,02	0,83	3,58	3,90	3,80	5,34
FeO	2,76	3,79	2,83	4,52	4,21	4,21	2,47
MnO	0,05	0,12	0,11	0,21	0,22	0,23	—
MgO	20,55	17,01	19,57	16,20	16,32	15,81	15,27
CaO	20,70	21,04	20,41	19,37	19,46	19,40	21,71
Na ₂ O	0,25	0,37	0,31	0,51	0,50	0,41	0,44
K ₂ O	0,02	0,03	0,03	0,08	0,06	0,08	0,14
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,27
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,82	98,85	98,47	99,29	99,39	99,36	99,61

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,91	1,87	1,95	1,83	1,82	1,83	1,82
Ti	0,00	0,0094	0,00	0,017	0,014	0,016	0,0030
Al	0,090	0,19	0,055	0,20	0,21	0,22	0,20
Fe ⁺³	0,0019	0,028	0,022	0,10	0,10	0,10	0,14
Fe ⁺²	0,084	0,11	0,086	0,14	0,13	0,13	0,076
Mn	0,0015	0,0037	0,0034	0,0066	0,0069	0,0072	0,00
Mg	1,12	0,93	1,07	0,89	0,90	0,87	0,84
Ca	0,81	0,83	0,80	0,77	0,77	0,76	0,86
Na	0,017	0,026	0,022	0,036	0,035	0,029	0,031
K	0,0009	0,0014	0,0014	0,0037	0,0028	0,003	0,0063

1 — эндиопсид, вулкан Кроноцкий; 2 — диопсид, вулкан Коряка; 3 — диопсид, вулкан Авача; 4 — диопсид, вулкан Желтовский; 5, 7—9 — диопсиды, вулкан Кихпиньч; 6 — диопсид, вулкан Ксудач.

Таблица 9

Химический состав амфиболов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,70	40,24	41,52	41,64	42,58
TiO ₂	2,29	1,68	2,06	2,10	1,66
Al ₂ O ₃	15,95	15,32	14,11	13,28	12,56
Fe ₂ O ₃	14,18	11,84	7,28	4,52	7,46
FeO	0,05	0,07	3,56	6,32	3,74
MnO	0,27	0,07	0,05	0,04	0,19
MgO	12,70	15,08	15,20	16,14	14,42
CaO	10,95	13,00	13,34	11,94	14,30
Na ₂ O	2,50	2,50	2,16	2,27	2,12
K ₂ O	0,59	0,60	0,31	0,27	0,21
H ₂ O	0,15	0,09	0,16	0,97	0,22
P ₂ O ₅	—	—	—	0,35	0,25
Сумма	99,33	100,49	99,75	99,84	99,71

1 — амфибол, вулкан Удина [75]; 2 — амфибол, вулкан Ветровой [94]; 3 — лампроболит — ксеномегакристалл, вулкан Кроноцкий; 4 — амфибол, вулкан Авача [75]; 5 — лампроболит, вулкан Жупановский.

Таблица 10

Химический состав шпинелей, вес. %

Окислы	1	2	3	4	Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	3,32	3,24	3,48	—	CaO	0,21	0,21	0,21	Сл.
TiO ₂	0,08	0,08	0,06	Сл.	Na ₂ O	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,74	22,08	20,35	10,76	K ₂ O	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,81	1,57	3,11	18,66	Cr ₂ O ₃	43,61	41,56	44,19	58,56
FeO	12,56	15,39	14,09	—	Сумма	99,87	99,82	100,30	101,75
MnO	0,09	0,08	0,08	0,02					
MgO	15,45	15,61	14,73	13,75					

1—4 — алюмохромгеренит, вулкан Кихпиньч [29].

Петрохимическая характеристика реакционных серий

Окислы	1	2	3	4	5	6
Химический						
SiO ₂	44,92	42,58	52,46	42,60	41,64	54,20
TiO ₂	1,12	1,66	0,82	0,10	2,10	0,80
Al ₂ O ₃	8,33	12,56	19,59	3,34	13,28	20,54
Fe ₂ O ₃	7,81	7,46	5,54	0,71	4,52	1,67
FeO	5,02	3,74	3,65	7,60	6,32	4,86
MnO	0,15	0,19	0,02	0,14	0,04	Н. о.
MgO	15,26	14,42	3,76	41,78	16,14	3,72
CaO	14,96	14,30	9,72	0,84	11,94	9,44
Na ₂ O	1,35	2,12	3,47	0,16	2,27	3,42
K ₂ O	0,14	0,21	0,41	0,13	0,27	0,85
H ₂ O	0,09	0,22	0,16	—	0,97	0,47
P ₂ O ₅	0,27	0,25	0,17	—	0,35	0,30
Сумма	99,42	99,71	99,76	97,40	99,84	100,27

Числовые характеристики,

<i>n</i>	93,61	93,88	92,79	65,17	92,74	98,39
<i>a/c</i>	0,79	0,84	0,92	0,53	0,87	0,77
<i>S</i>	46,92	46,63	63,50	37,11	46,20	63,78
<i>a</i>	2,86	4,66	8,67	0,41	5,07	7,84
<i>c</i>	3,60	5,55	9,47	0,78	5,83	10,17
<i>b</i>	46,61	43,12	18,36	61,69	42,89	18,20
<i>Q</i>	-15,50	-21,54	+0,18	-27,39	-23,56	+1,72
<i>c'</i>	27,53	24,96	16,29	—	18,29	8,82
<i>m'</i>	50,03	53,06	36,51	87,79	59,97	35,47
<i>f'</i>	22,43	21,98	47,19	9,88	21,74	55,71
<i>G</i>	12,93	13,86	27,20	0,75	8,48	8,04

Окислы	14	15	16	17	18	19
Химический						
SiO ₂	40,10	54,15	55,84	53,54	44,22	46,30
TiO ₂	0,42	0,92	—	1,05	—	0,58
Al ₂ O ₃	27,15	17,95	2,34	17,29	26,54	20,51
Fe ₂ O ₃	4,13	4,62	—	3,11	2,96	1,58
FeO	5,40	5,70	6,32	5,66	2,96	6,75
MnO	0,12	0,16	0,10	0,17	0,05	0,10
MgO	7,97	2,49	32,73	5,46	5,78	10,91
CaO	13,35	9,45	1,45	8,32	16,19	10,80
Na ₂ O	0,95	2,80	0,27	3,59	0,63	1,53
K ₂ O	0,15	0,62	0,12	1,64	0,12	0,48
H ₂ O	0,06	0,23	0,04	0,18	0,23	0,23
P ₂ O ₅	—	0,03	0,14	0,20	0,07	0,18
Сумма	99,80	99,12	99,35	100,21	99,80	99,95

Числовые характеристики,

<i>n</i>	90,59	87,29	77,37	76,89	88,86	82,89
<i>a/c</i>	0,14	0,83	0,65	1,59	0,83	0,35
<i>S</i>	52,01	65,85	49,76	61,98	59,25	54,94
<i>a</i>	2,62	7,47	0,60	10,33	1,84	4,21
<i>c</i>	18,41	8,97	0,93	6,46	22,40	12,10
<i>b</i>	26,97	17,71	48,71	21,23	16,50	28,75
<i>Q</i>	-19,63	+7,81	-2,62	-3,15	-7,59	-10,64
<i>c'</i>	—	18,02	0,94	17,47	5,08	5,21
<i>m'</i>	56,67	25,16	89,24	43,74	69,95	66,49
<i>f'</i>	36,85	56,82	9,82	38,79	24,96	28,29
<i>G</i>	14,83	23,57	0,00	12,58	4,52	4,86

1—3 — вулкан Кроноцкий; 4—6 — вулкан Авача [104]; 7—9 — вулкан Безымянный; 10, Ключевской [87]; 18, 19 — вулкан Малый Семячик; 20, 21 — вулкан Менделеева; 22—26 —

«ксенолит—реакционная кайма — вмещающая порода»

	7	8	9	10	11	12	13
состав, вес. %							
	47,92	54,32	58,88	42,90	53,20	39,84	55,05
	0,86	0,78	0,63	0,20	1,05	0,42	—
	8,66	17,24	17,78	25,82	16,80	26,39	18,70
	5,72	4,63	2,56	1,78	5,02	1,56	2,85
	5,82	3,94	4,21	4,33	7,53	6,04	6,09
	0,24	0,16	0,14	0,05	0,20	0,10	—
	17,68	5,40	2,87	9,18	4,60	9,71	3,22
	10,23	8,60	7,00	14,48	8,70	15,65	8,05
	1,33	3,13	3,79	0,74	2,56	0,69	3,48
	0,31	0,93	1,23	0,08	0,82	0,32	0,90
	1,00	0,65	0,90	Сл.	0,05	—	—
	0,05	0,18	0,22	0,20	0,40	0,03	—
	99,82	99,96	100,21	99,76	100,83	100,75	98,94

по А. Н. Заварицкому

	86,70	83,65	82,41	93,31	82,59	76,62	85,46
	0,82	0,85	1,48	0,11	0,87	0,12	1,12
	49,44	63,60	69,33	54,64	62,47	50,54	65,45
	3,03	6,40	10,42	1,95	6,95	2,20	9,39
	3,68	7,57	7,03	18,34	7,98	18,47	8,41
	43,85	29,44	13,23	25,07	22,60	28,79	16,75
	-10,85	+2,82	+10,79	-12,96	+3,06	-21,79	+3,72
	17,05	15,20	13,07	5,40	12,42	9,14	11,02
	61,18	45,11	3,78	69,27	35,11	63,28	34,06
	21,77	39,19	49,15	23,33	52,46	27,59	54,92
	9,99	19,74	17,01	6,78	19,34	5,13	15,22

Продолжение табл. 11

	20	21	22	23	24	25	26
состав, вес. %							
	40,44	55,80	38,26	47,00	44,24	49,08	49,00
	—	0,87	0,11	0,63	0,77	0,89	1,32
	20,14	16,88	4,48	20,54	24,94	19,32	16,09
	7,08	3,36	2,00	2,74	8,48	2,99	10,10
	8,31	5,74	13,22	5,52	0,69	6,32	3,77
	0,15	0,16	—	—	0,11	0,14	—
	8,86	3,45	39,01	9,71	3,39	6,28	5,67
	14,48	8,51	2,45	12,39	14,76	12,11	11,20
	0,54	2,52	0,27	1,43	1,35	2,10	2,34
	0,24	0,53	0,24	0,39	1,31	0,53	0,41
	0,08	1,41	0,06	—	0,54	0,11	0,36
	0,18	0,22	0,21	0,23	0,21	0,16	0,27
	100,50	99,45	100,31	100,58	100,79	100,03	100,53

по А. Н. Заварицкому

	77,37	87,80	63,09	84,78	86,87	85,76	89,66
	0,12	0,77	0,37	0,31	0,22	0,52	0,72
	48,77	67,41	34,08	55,74	59,16	58,88	57,95
	1,63	6,64	0,73	3,83	3,97	5,61	5,86
	13,49	8,55	1,97	12,29	17,41	10,66	8,05
	36,10	-7,59	63,20	28,13	19,44	24,83	28,11
	-19,22	+12,98	-35,29	-8,49	-7,03	-4,13	-3,87
	14,44	13,41	0,56	11,71	17,81	18,89	20,81
	44,11	35,31	81,76	60,41	34,40	44,61	34,84
	41,44	51,27	17,66	27,89	47,87	36,48	44,33
	17,79	17,36	2,11	8,60	43,32	10,72	31,33

11 — вулкан Кихпинный; 12, 13 — вулкан Ксудач [10]; 14, 15 — вулкан Немо; 16, 17 — вулкан вулкан Ильинский.

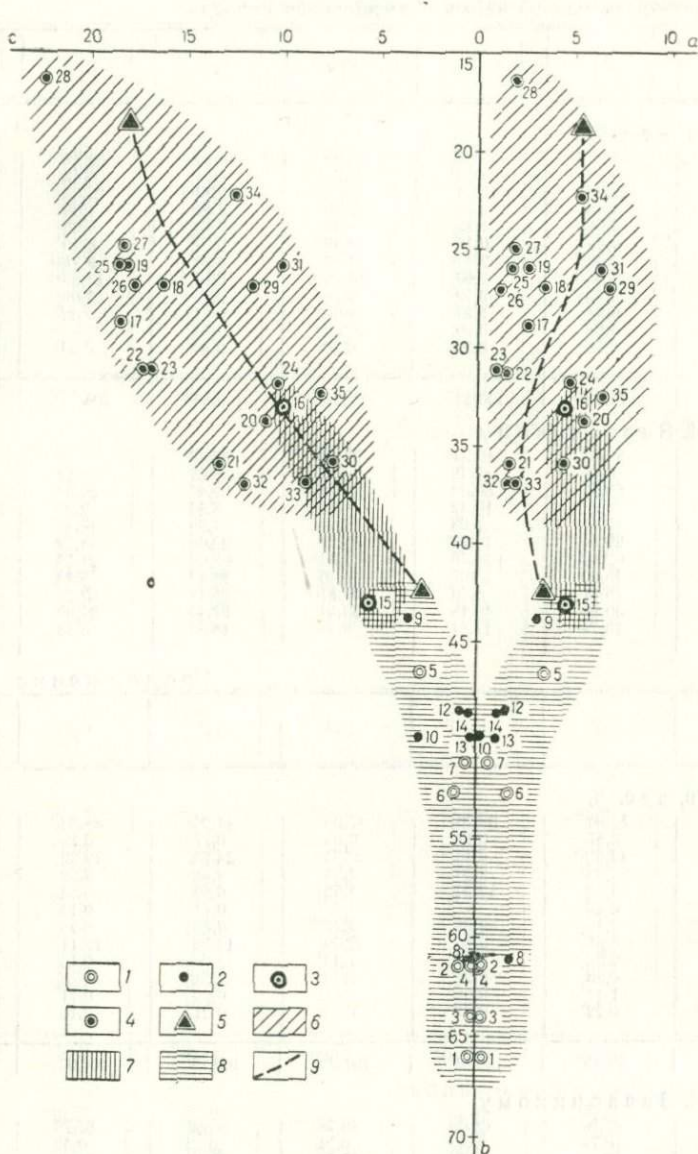


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заваридского для главных числовых характеристик базит-гипербазитовых ксенолитов (см. табл. 4).

1 — пироксениты; 2 — перидотиты; 3 — лампроблиты; 4 — базиты; 5 — каменные метеориты (по Кваше); 6 — поле фигуративных точек базитовых ксенолитов; 7 — поле фигуративных точек лампроблитовых ксенолитов; 8 — поле фигуративных точек гипербазитовых ксенолитов; 9 — кривая фигуративных точек каменных метеоритов

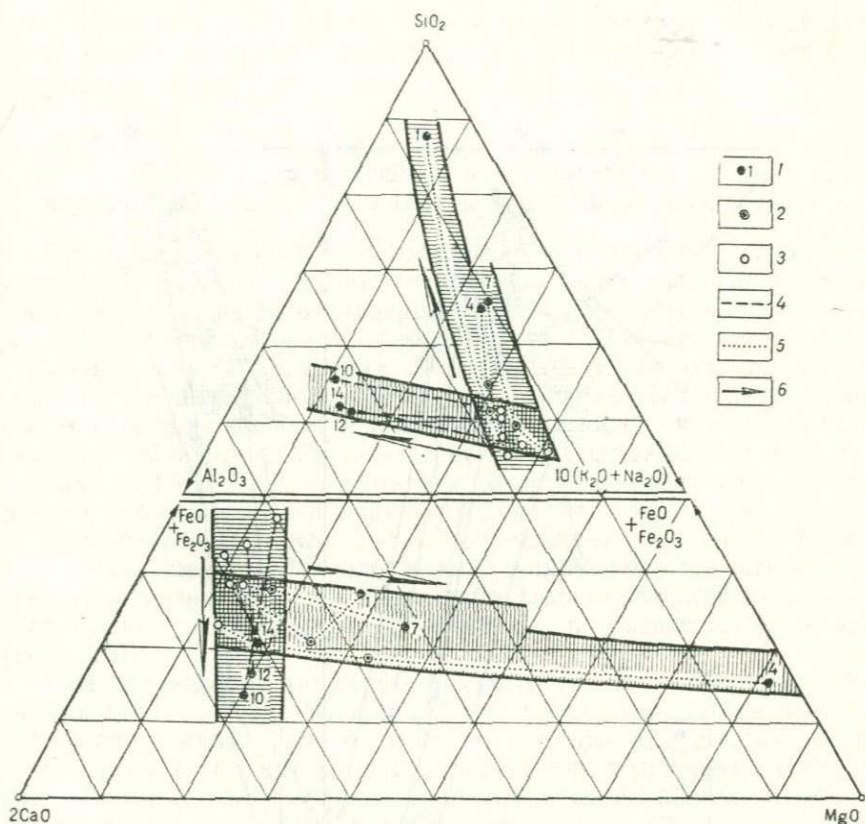


Рис. 6. Распределение петрогенных окислов в сериях образец — реакционная кайма — вмещающий базальт.

1 — ксенолит и номер анализа из табл. 4; 2 — реакционная кайма; 3 — вмещающая порода; 4 — базитовые серии; 5 — гипербазитовые серии; 6 — тренды, соответствующие обогащению вмещающих пород окислами дезинтегрируемых ксенолитов. Заштрихованы поля базитовых и гипербазитовых ксенолитов

гипербазитовых ксенолитов вмещающие породы обогащаются главным образом магнием и незначительно кальцием в мафической части и кремнеземом в салической части (см. рис. 6). Одновременно концентрации железа и щелочей разубоживаются. Поглощение расплавом базитовых ксенолитов приводит к обогащению базальтоидов глиноземом, известью и магниезией при одновременном разубоживании концентрации щелочей. Железо остается без изменений. Для сопоставления мафическая и салическая составляющие приведены к ста процентам, т. е. линии изменения концентрации компонентов указывают на относительную тенденцию в изменении вещественного состава расплавов.

Данные о вещественном составе реакционных серий в координатах диаграммы Заварицкого (рис. 7) показывают, что составы ксенолитов лежат в поле вмещающих базальтов (заштриховано),

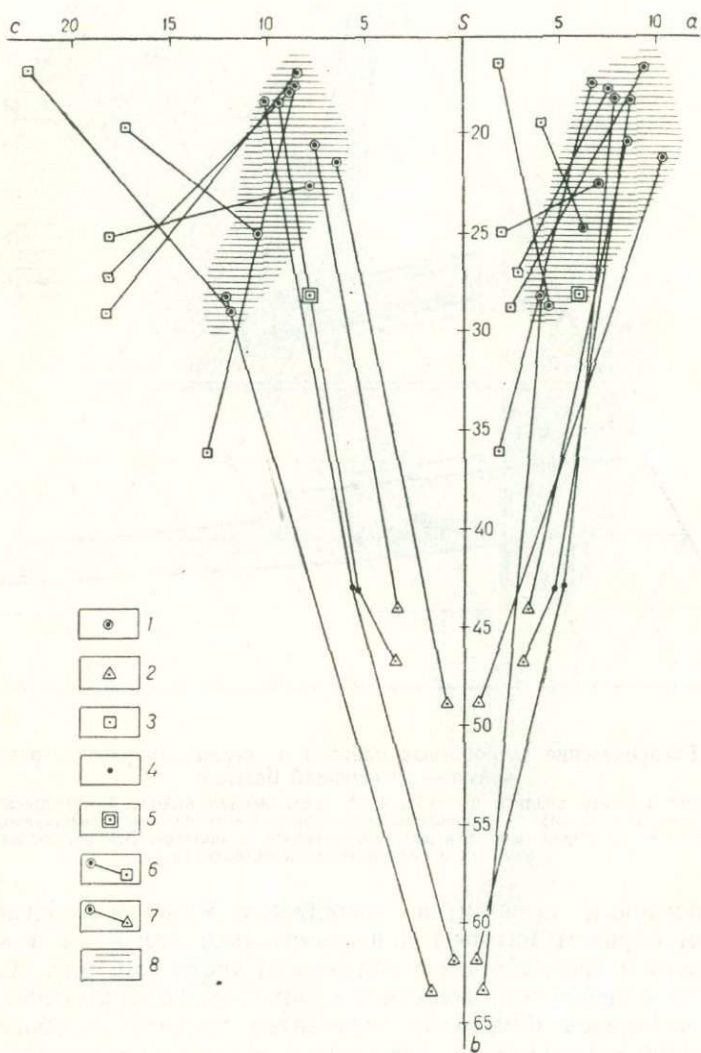


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для реакционных серий ксенолит — реакционная кайма — вмещающий базальт.

1 — вмещающий базальт; 2 — гипербазитовый ксенолит; 3 — базитовый ксенолит; 4 — реакционная оторочка (лампроболит); 5 — стекло базальтового состава из интерстиций каркасного ксенолита; 6 — линия реакционной серии базальт — базитовый ксенолит; 7 — линия реакционной серии базальт — гипербазитовый ксенолит; 8 — поле вмещающих базальтов

однако базальтовое стекло из межзерновых пространств базитового каркасного ксенолита несколько отличается по составу от вмещающего базальта.

*§ 7. Состав микроэлементов
в базит-гипербазитовых ксенолитах,
породообразующих минералах и вмещающих базальтоидах*

Для характеристики особенностей распределения микроэлементов были отобраны и проанализированы серии образцов ксенолитов и породообразующих минералов. Количественные спектральные определения проводились в лабораториях Института земной коры (г. Ленинград), ВСЕГЕИ (г. Ленинград), полуколичественные — в Институте вулканологии ДВНЦ. Для корреляции и исключения систематических ошибок анализов использован международный эталон «Хибины-генеральная», любезно предоставленный А. А. Кухаренко (ЛГУ). Следует отметить хорошее соответствие данных разных лабораторий в порядке определения содержаний.

Гипербазитовые ксенолиты объединены в одну группу (табл. 12), поскольку в содержаниях микроэлементов для отдельного типа разновидностей каких-либо закономерностей не отмечается. Таким же образом объединены и базитовые ксенолиты (табл. 13).

Для определения характера нахождения микроэлементов в базит-гипербазитовых ксенолитах были проанализированы породообразующие минералы — оливины, пироксены, плагиоклазы и др.

Оливины (табл. 14) анализировались для обеих групп ксенолитов; значимых закономерных различий в содержаниях микроэлементов для разных групп не наблюдается.

Оценка корреляционной зависимости в содержании элементов на закономерности вхождения микропримесей согласно стандартной программе обсчета однозначного ответа не дает.

Ортопироксены (табл. 15) характеризуются более полным набором микроэлементов по сравнению с оливином, что, вероятно, связано с большой изоморфной емкостью пироксеновой решетки. Устанавливается корреляционная зависимость для следующих пар элементов: обратная для пары кобальт — скандий и прямая для пар никель — хром, ванадий — галлий, ванадий — цирконий, скандий — цинк.

Диосиды (табл. 16), как и ортопироксены, содержат широкий спектр микроэлементов, но с несколько отличными соотношениями. Отмечается прямая корреляционная зависимость для следующих пар элементов: кобальт — ванадий, кобальт — скандий, никель — хром, ванадий — скандий.

Плагиоклазы (табл. 17) характерны только для базитовых ксенолитов. Спектр микроэлементов для плагиоклазов несколько иной по сравнению с темноцветными минералами. Отмечается прямая корреляционная зависимость для стронция и галлия и обратная для пары кобальт — хром.

Таблица 12

Содержание микроэлементов в гипербазитовых ксенолитах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Ga	Zn
72535-6	0,0012	0,0550	0,0027	0,0007	0,0001	—	—
72535-3	0,0020	0,0500	0,1200	0,0012	—	—	—
72533	0,0039	0,0450	0,0850	0,0025	0,0006	—	—
72534	0,0027	0,0300	0,0800	0,0030	0,0003	—	0,01
7222*	0,0035	0,0030	0,0025	0,0035	0,0015	—	0,01
9-ФК	0,0015	0,0270	0,0500	0,0190	0,0017	0,001	0,01
АПА-ФК-1	0,0120	0,0600	0,1000	—	0,0004	—	0,015
АПА-ФК-2	0,0025	0,0440	0,0270	0,0045	0,0050	0,001	0,025
72508	0,0040	0,0022	0,0040	0,0450	0,0027	0,0017	0,022
72210	0,0015	0,0020	0,0060	0,0045	0,0017	0,0017	0,030
72550**	0,0030	0,0120	0,0800	0,0052	Сл.	Сл.	0,015
7222-5	0,0035	0,0750	0,0175	Сл.	Сл.	—	Сл.
7227	0,0035	0,0450	0,0650	Сл.	0,0012	—	—
АП-1	0,0100	0,0600	0,1000	Сл.	0,0002	—	0,022
АП-2	0,0025	0,0140	0,0275	0,0045	0,0050	0,001	0,0020
АП-3	0,0020	0,0140	0,0150	0,0220	0,0017	0,001	0,0022

* Дополнительно определено 0,01% Sr.

** Дополнительно определено 0,01% Sc.

Таблица 13

Содержание микроэлементов в базитовых ксенолитах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Ga
70-100-ФК	0,0023	0,0037	—	0,0008	—	0,0023
71-551	0,0012	0,0014	—	0,0120	0,0012	0,0027
72-550	0,0030	0,0120	0,0800	0,0052	Сл.	Сл.
72-227	0,0017	0,0030	0,0077	0,0090	0,0010	0,0017
72-210-АТ	0,0015	0,0020	0,0060	0,0045	0,0017	0,0017
72511	0,0015	0,0017	0,0010	—	0,0003	0,0017
72210-А	0,0010	0,0010	0,0020	0,0220	0,0025	0,0015
72501	0,0035	0,0035	0,0010	0,0020	0,0005	0,0015
70-67-Е	—	—	—	0,0050	0,0010	0,0020
72-228	0,0012	0,0015	0,005	0,0550	0,0009	0,0017
72-27	0,0035	0,045	0,0650	Сл.	0,0012	Сл.
72-222	0,0035	0,0030	0,0025	0,0035	0,0015	0,0021
72-АПА-ФК	0,0020	0,014	0,0150	0,0220	0,0017	0,0010

Продолжение табл. 13

Номер образца	Sc	Zr	Sr	Ba	Zn
70-100-ФК	—	—	—	—	—
71-551	—	—	—	—	0,0100
72-550	0,0100	—	—	—	—
72-227	0,0050	—	—	—	—
72-210-АТ	—	—	0,0100	0,0100	0,0150
72511	—	—	0,0120	—	—
722210-А	0,0050	0,0050	0,0100	0,012	0,0100
72501	—	—	Сл.	—	—
70-67-Е	—	—	—	—	—
72-228	0,0050	0,005	0,0100	0,010	—
72-27	—	—	—	—	0,0200
72-222	—	—	—	—	0,022
72-АПА-ФК	Сл.	—	0,0100	—	—

Таблица 14

Содержание микроэлементов в оливинах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Y	Yb	Zr
Гипербазиты								
1-Ж-ФК	0,0100	0,1000	0,1000	Сл.	0,0030	—	—	—
7222-А	0,0100	0,0650	0,0070	—	0,00033	—	—	—
72275	0,0110	0,0140	0,0033	—	0,00033	—	—	—
70-100	0,0180	0,0150	0,0025	—	0,00035	—	—	—
1-Д-69	0,0100	0,1000	0,1000	—	0,0020	—	—	—

Базиты

72227	0,0025	0,0020	—	—	0,0004	—	—	—
70-492А	0,0010	—	—	0,0055	0,0032	0,008	0,001	0,025
70-495А	0,0014	—	—	0,009	0,0045	0,0085	0,001	0,02
72515	0,0080	0,0100	—	—	0,0003	—	—	—

Таблица 15

Содержание микроэлементов в ортопироксенах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Ga	Sc	Y	Zr
Гипербазиты									
А-17-16	0,0120	0,0500	0,0650	0,0120	0,0100	0,0004	0,0023	—	0,0015
А-27-12	0,0080	0,0130	0,1300	0,0300	0,0050	0,0004	0,0100	0,0045	0,0040
А-34-20	0,0110	0,2000	0,3000	0,0100	0,0060	0,0002	0,0025	—	0,0015
А-34-23	—	0,0400	0,2500	0,0045	0,0060	0,0002	0,0023	—	0,0015
А-45-10	0,0080	0,0160	0,0400	0,0200	0,0030	0,0005	0,0110	—	0,0040
46-69	0,0050	0,0150	0,0400	0,0100	0,0200	0,0001	0,0100	—	—

Базиты

А-17-17	0,0090	0,0110	0,0010	0,0090	0,0012	0,0002	0,0033	—	0,0020
А-17-11	0,0090	0,0110	0,0010	0,0090	0,0012	0,0012	0,0033	—	0,0020
А-27-11	0,0110	0,0110	0,0100	0,0800	0,0080	0,0009	0,0055	0,0040	0,0070
А-27-5	0,0110	0,0180	0,0350	0,0100	0,0040	0,0003	0,0023	—	0,0020
А-45-7	0,0160	0,0180	0,0090	0,0080	0,0030	0,0003	0,0032	—	0,0025
А-27-4	0,0070	0,0100	0,0200	0,0250	0,0040	0,0008	0,0040	0,0050	0,0070

Содержание микроэлементов в клинопироксенах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Sc	Y	Yb	Zr
Гипербазиты									
7163	0,0035	0,0350	0,4500	0,0110	0,0100	0,0100	—	0,0005	0,0022
7174	0,0043	0,0350	0,4000	0,0150	0,0100	0,0085	—	0,0004	0,0019
7175	0,0043	0,0360	0,3000	0,0180	0,0350	0,0100	—	0,0004	0,0019
7112	0,0060	0,0470	0,3500	0,0350	0,0030	0,0100	—	0,0008	0,0020
72-ФК-22А	0,0035	0,0350	0,2000	0,0050	0,0005	0,0050	—	—	—
Базиты									
7221	0,0065	0,0220	0,0350	0,0350	0,0040	0,0160	0,0045	0,0010	0,0030
7126	0,0065	0,0220	0,0350	0,0350	0,0035	0,0200	0,0040	0,0010	0,0030
7158	0,0045	0,0340	0,1500	0,0300	0,0014	0,0150	0,0055	0,0011	0,0045
7222-А	0,0020	0,0200	0,2000	0,0040	0,0005	0,0050	—	—	—
1-1-69	0,0060	0,0300	0,2000	0,0200	0,0040	0,0100	—	—	—
1-Д-69	0,0030	0,0300	0,2000	0,0200	0,0040	0,0100	—	—	—

Содержание микроэлементов в плагиоклазах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	Y	Cu	Ga	Zr	Sr	Ba	Zn	Pb
50-69	0,0010	—	—	0,0030	0,0020	0,0020	0,0300	0,1000	0,0500	—	0,0030
1-Ж-69	0,0020	—	—	Сл.	0,2000	0,0030	0,0600	0,0600	0,0500	0,4000	0,0040
2-ФК-69	0,0050	—	0,0100	—	0,0400	0,0020	0,0100	0,1000	0,0300	0,6000	0,0030
72515	—	0,0020	—	—	0,0015	0,0030	—	0,0300	—	—	Сл.
72518	—	—	0,0010	—	0,0003	0,0020	0,0200	0,0200	—	—	Сл.
72225	—	—	0,0010	—	0,0003	0,0015	—	0,0130	—	—	Сл.
72227	—	—	Сл.	—	0,0006	0,0013	—	0,0140	—	—	Сл.
72229	0,0010	—	0,0015	—	0,0003	0,0015	—	0,0170	—	—	Сл.
72229a	—	0,0010	Сл.	—	0,0004	0,0014	—	0,0200	—	—	Сл.
72519	—	—	—	—	0,0003	0,0025	—	0,0250	—	—	—
7087	—	—	—	—	0,0003	0,0020	—	0,0210	—	—	—
70-100	—	—	—	—	0,00033	0,0020	—	0,0170	—	—	—
70-525	—	—	—	—	0,0003	0,0020	—	0,0250	—	—	—
70-502	—	—	—	—	0,0004	0,0018	—	0,0230	—	—	—
72-54	—	—	—	—	0,00033	0,0020	—	0,0190	—	—	Сл.
А-27-15	—	—	—	—	—	—	—	0,0600	0,1000	—	—
А-50	—	—	—	—	—	—	—	0,0700	0,9000	—	—
А-17-15	—	—	—	—	—	—	—	0,0600	0,0650	—	—

Содержание микроэлементов в шпинелях и магнетитах, %

Номер образца	Co	Ni	Cr	V	Cu	Ga	Sc	Порода
Шпинели								
145-ФК	0,0700	0,1300	3,8000	—	0,0220	0,0040	—	Габбронд
111-ФК	0,0300	0,0550	3,5000	0,3800	0,0400	0,0015	0,0021	То же
135-ФК	0,0300	0,2500	1,5000	0,2300	0,0120	0,0020	0,0030	"
155-ФК	0,0120	0,1000	2,5000	0,3300	0,0022	0,0032	—	"
A-34	0,0300	1,0000	10,0000	0,2300	0,1200	0,0010	0,0030	Перидотит
17-ФК	0,0330	5,0000	10,0000	0,4200	0,2000	0,0045	—	Пироксенит
Магнетиты								
123-ФК	0,0400	0,0600	0,1000	0,8000	0,0120	—	—	Габбронд
122-ФК	0,0350	0,0600	0,1300	1,0000	0,0160	—	—	То же
125-ФК	0,0300	0,0800	0,0700	0,4000	0,0090	—	0,0025	"
161-ФК	0,0300	0,1400	0,0800	0,6000	0,0030	—	—	"

Шпинели (табл. 18) присутствуют главным образом в гипербазитовых включениях. Для базитов шпинель диагностируется только рентгеновским методом, и в силу малого содержания шпинели из базитов не анализировались. Отмечается корреляционная зависимость для пар элементов: хром — медь, медь — никель, образующих, таким образом, триаду хром — медь — никель.

Магнетиты (см. табл. 18) отмечаются лишь для базитовых ксенолитов. Набор микроэлементов ограничивается кобальтом, никелем, хромом, ванадием и медью. Другие элементы практически отсутствуют.

Определение микроэлементов в вулканитах делалось для плотных неизмененных разновидностей, диагностированных микроскопически по шлифам. Для крупных геологических контуров и отдельных тел осуществлялась петрохимическая заверка проб силикатным анализом. В целях возможных корреляций приводится значение содержаний микроэлементов гипербазитовых пород Камчатки, включая меймечитовую и пикритовую серии.

Рассмотрим общие тенденции поведения микроэлементов в ряду пород от основных до кислых (см. табл. 12—18). Для таких элементов, как никель, ванадий, скандий, кобальт, титан, галлий, отмечается отчетливое увеличение концентраций с ростом основности пород. Обратная тенденция проявлена у свинца, циркония, урана. Такие элементы, как иттрий, иттербий, марганец, имеют практически сходные концентрации во всех разновидностях. Можно отметить, что дисперсия концентрации микроэлементов в кислом ряду в большинстве случаев выше, чем для андезитов-базальтов.

В некоторых случаях наблюдается би- и полимодальный характер распределения микроэлементов, как, например, для циркония в базальтоидах, ванадия, меди, урана и других в кислых вулканах. Характер распределения микроэлементов является свидетель-

ством гетерогенности лав в целом и достаточно отчетливо фиксирует различие в концентрациях кислых и основных лав. Большее значение имеет характер перераспределения микроэлементов в базальтах, базит-гипербазитовых включениях и гипербазитах. Для никеля характерно увеличение концентрации в базитовых включениях по сравнению с базальтоидами, почти на порядок увеличение содержания никеля в гипербазитовых включениях и резкое снижение содержания в гипербазитовых породах из массивов. Поведение ванадия характеризуется обратной закономерностью, с резким увеличением содержания в базитовых ксенолитах по сравнению с гипербазитами и базальтоидами.

Содержание меди в базитовых и гипербазитовых ксенолитах примерно одинаково и более чем в четыре раза ниже, чем в базальтах.

Скандий примерно в равных количествах содержится в базитовых включениях и в базальтах. В гипербазитовых включениях скандий практически отсутствует, в то время как в гипербазитовых массивах его содержания максимальны. Определенное несоответствие наблюдается в содержаниях иттрия и иттербия (практически отсутствующих во включениях), геохимическое сходство которых общепризнано. Тем не менее гипербазиты содержат на порядок больше иттербия, чем базальты, но концентрации иттербия снижаются от 0,0019 до 0,0003% к гипербазитовым породам.

Цирконий имеет максимальные концентрации в базальтах (0,0075%) и его содержание снижается последовательно в других разновидностях.

Концентрации ванадия закономерно увеличиваются от базальтоидов до гипербазитовых пород, имея промежуточные значения для базит-гипербазитовых включений.

Поведение хрома несколько выпадает из общей последовательности: в базальтах его содержится немного больше, чем в базитовых включениях, но уже в гипербазитовых включениях его содержание резко увеличивается, а в гипербазитовых породах содержание хрома достигает 0,67%.

Содержание урана ($n \cdot 10^{-4}\%$) в базальтах более высокое, чем в гипербазитах, и составляет $0,2 \cdot 10^{-4}\%$; в гипербазитовых ксенолитах — $23 \cdot 10^{-6}$ г/т, в базитовых — $7 \cdot 10^{-6}$ г/т.

Галлий имеет максимальные концентрации в базитовых ксенолитах, что, вероятно, связано с изоморфизмом алюминия в плагиоклазах.

Характер перераспределения микроэлементов, таких, как никель, ванадий, медь, хром и другие, в ультраосновных породах и гипербазитовых включениях свидетельствует об их геохимическом различии. Соотношения же этих пород и включений в отношении микроэлементов с базальтами могут свидетельствовать об их парагенетической связи, поскольку отмечается закономерная последовательность в концентрации ряда элементов (никель, ванадий, медь, кобальт, хром и др.) от базальтов через базитовые включения к гипербазитовым. Представляет интерес высокое содержание

серебра в базитовых ксенолитах, составляющее 0,001—0,002%. Изучение рудных минералов из протолок и в аншлифах не выявило формы нахождения серебра. Возможно, оно присутствует в рассеянном состоянии.

§ 8. Акцессорные минералы включений и вмещающих вулканитов

Поскольку изучение акцессорных минералов представляет собой предмет специальных исследований, то в данной работе мы ограничимся перечислением качественного состава минералов и их генетических особенностей. В базальтоидных породах обычно присутствует непрозрачный рудный минерал, который в большинстве описаний отмечается как «магнетит». Однако при разделении фракции рудных и немагнитных акцессорных минералов в базальтоидах были установлены магнетит, ванадиевый титаномгнетит, пирит, халькопирит, гематит, маггемит, магнезиоферрит, алюмохромгерцинит и др. Минералы идентифицировались оптически и рентгенодиагностически. Среди прозрачных минералов широко распространены апатит, рутил, филлипсит, кварц, циркон различной кристалломорфологии, реже гранат, шпинель, форстерит и др.

Выделяемая в протолокках базальтовых проб шпинель была установлена также в прозрачных шлифах ареальных базальтов Уксичанской вулcano-тектонической структуры (Срединный хребет). Шпинель алюмохромгерцинитового состава присутствует в неравновесных соотношениях с другими минералами (главным образом плагиоклазом) и основной массой (см. гл. II).

В одной из протолок базальтоидов Ичинской вулcano-тектонической структуры из тяжелой немагнитной фракции были извлечены восемь бесцветных удлиненных зерен. Оптика и рентгенодиагностика идентифицируют алмаз [61].

Акцессорный гранат (табл. 19) из гипербазитовых включений не имеет собственной огранки, обычно он является продуктом реакции шпинели и пироксена. Для базитовых и гипербазитовых включений спектр акцессорных минералов более узок и представлен хромитом, хромгерцинитом, ильменитом, магнетитом, гранатом и др. По данным изучения акцессорных минералов из проб базитовых ксенолитов вулканов Ильинского и Желтовского в лаборатории ЦНИГРИ идентифицируются гранат и сростки сульфидов с силикатами. Соотношение минералов тяжелой фракции в базитах (в %): оливин — 82,73, клинопироксен — 10,15, гранат — знаки, магнитная фракция — 0,120, кроме того, отмечаются сростки сульфидов с силикатами. В существенно оливиновых гипербазитовых ксенолитах соотношения минералов тяжелой фракции сохраняются.

Для гипербазитовых ксенолитов среди акцессорных минералов можно назвать шпинель (хромликотит), гранат, хромдиоксид (табл. 20). Последний иногда присутствует как породообразующий минерал наряду с форстеритом, энстатитом и др. В авачинских ги-

Межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки гранатов

Номер длин	75-1		75-35		47-75		Из шлифа	Пироп. по Михееву [1957 г.]		Альмандин. по Михееву [1957 г.]	
	<i>i</i>	$\frac{d_x}{n}$	<i>i</i>	$\frac{d_x}{n}$	<i>i</i>	$\frac{d_x}{n}$		$\frac{d_x}{n}$	<i>i</i>	$\frac{d_x}{n}$	<i>i</i>
1	5	4,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	7	3,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	1	3,35	—	—	—	1	3,39
4	3	3,189	—	—	—	—	3,23	2	3,208	—	—
5	6	2,872	8	2,87	6	2,88	2,858	8	2,886	5	2,88
6	—	—	Сл.	2,712	—	—	—	—	—	1	2,72
7	8	2,581	10	2,581	10	2,58	2,582	6	2,583	10	2,58
8	5	2,495	—	—	—	—	2,483	—	—	—	—
9	7	2,473	7	2,473	5	2,46	—	6	2,462	1	2,46
10	4	2,357	7	2,366	5	2,357	2,366	6	2,356	2	2,35
11	6	2,259	7	2,268	5	2,260	2,277	8	2,265	2	2,26
12	3	2,142	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	2	2,119	6	2,119	4	2,105	2,126	4	2,106	2	2,11
14	4	1,875	7	1,875	5	1,870	1,881	6	1,874	5	1,872
15	Сл.	1,833	3	1,828	1	1,823	—	2	1,824	0,5	1,824
16	2	1,793	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	—	—	1	1,774	Сл.	1,750	1,769	—	—	—	—
18	Сл.	1,693	3	1,697	1	1,693	—	5	1,705	—	—
19	5	1,668	5	1,672	4	0,660	—	4	1,665	4	1,665
20	8	1,602	8	1,606	7	1,602	1,606	9	1,598	6	1,600
21	10	1,542	10	1,543	10	1,539	1,549	10	1,542	8	1,542
22	2	1,507	—	—	—	—	1,491	—	—	—	—
23	Сл.	1,468	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	—	—	3	1,447	2	1,445	1,450	5	1,440	2	1,442
25	Сл.	1,420	1	1,426	Сл.	1,420	—	—	—	1	1,420
26	—	—	—	—	Сл.	1,375	—	—	—	1	1,379
27	2	1,310	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	4	1,293	8	1,299	5	1,287	—	6	1,288	4	1,290
29	7	1,264	8	1,264	6	1,259	1,266	7	1,258	6	1,259
30	3	1,246	3	1,255	—	—	—	1	1,244	1	1,244
31	4	1,231	6	1,238	5	1,228	1,239	4	1,229	4	1,230
32	2	1,219	2	1,224	Сл.	1,213	—	4	1,213	1	1,216
33	—	—	Сл.	1,184	Сл.	—	—	3	1,186	—	—
34	6	1,167	7	1,170	4	1,166	—	5	1,164	2	1,165
35	—	—	Сл.	1,121	—	—	—	—	—	—	—
36	9	1,074	9	1,078	8	1,070	1,078	8	1,070	7	1,071
37	9	1,056	9	1,059	8	1,052	1,060	8	1,052	6	1,053
38	—	—	3	1,035	—	—	1,040	3	1,035	—	—
39	9	1,023	9	1,023	8	1,018	1,028	7	1,018	6	1,020
<i>a</i> _{ср}	—	11,56	—	11,60	—	11,52	11,63	—	11,54	—	11,537

Примечания: 1. Расчет параметра элементарной ячейки производился по отражениям 10.4.0; 10.4.2; 9.6.3; 8.8.0. 2. Условия съемки УРС-60 FeK₂ФМп, эксп. 6 ч. РКД-57,3 мм, 40 кв, 2 та. 3. Показатели преломления (*d*/*n*) для единичных зерен.

Состав тяжелой фракции в ксенолитах ультрабазитов
и изверженных пород

Минерал*	Меймечит	Меймечит	Пикрит	Перидотит	Пироксенит	Пироксенит
Пироксен	99,62	94,95	96,66	99,9	96,79	88,65
Плагноклаз	—	+	—	—	+	—
Амфибол	—	—	—	+	—	—
Гранат	+	—	+	—	+	+
Ильменит	+	—	—	—	—	+
Магнетит	—	—	—	—	—	+
Сфен	+	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	+
Апатит	+	+	+	+	+	+
Барит	+	+	+	+	+	+
Циркон	—	—	—	—	+	—
Шпинель	+	—	—	—	+	—
Сульфиды	—	—	—	—	+	—

* Пироксен в %, остальные минералы в знаках.

Примечание: гранат $Nm=1,744$, барит $Nm=1,642$. Анализы выполнены в лаборатории ЦНИГРИ (по материалам Ф. В. Каминского).

пербазитовых включениях встречены мелкие каплевидные выделения серебристо-серого металла, состав которого не установлен. Шпинель (хромпикотит) также не образует соответственных форм в гипербазитах и лишь в анортитовых перидотитах выделена черная (алюмохромгерцинит) шпинель с октаэдрической огранкой. Хромдиоксид имеет характерную кристалломорфологию лишь в случае «чистых» каркасных структур, когда его грани выходят в свободную полость каркаса. В генетическом плане однотипные акцессорные минералы базит-гипербазитовых включений и базитов, по-видимому, являются близкими и присутствуют в базальтах как продукты дезинтеграции базит-гипербазитовых включений.

Сравнивая качественный состав акцессорных минералов из ультраосновных пород с составом акцессорных минералов включений, можно отметить, что для серии ультраосновных пород характерны повсеместно встречающиеся барит и апатит, которые отсутствуют среди минералов включений. По набору рудных минералов серия базит-гипербазитовых включений отчетливо разбивается на две группы: а) бесплагноклазовые и б) плагноклазовые.

В существенно бесплагноклазовых ксенолитах (включая анортитовый оливинит) рудные акцессорные минералы представлены капельками сульфидов. Размеры капелек обычно не более 0,05 мм. Форма капелек округлая, редко вытянутая. Состав капелек пирротин-халькопиритовый. Реже встречаются мелкие шарики сульфидов размером менее 0,01 мм, сложенные пирротином с небольшим количеством халькопирита. Пирротин гексагональный, отражатель-

ная способность (для длины волны 589 мм) составляет 36,6—37,0%. Значительно шире распространена шпинель. Форма зерен округлая или неправильная. Размеры варьируют от 0,05 до 0,5 мм. Микротвердость составляет 518 кг/см², отражательная способность от 12,4 до 13,6%. Обычно шпинель окружена тонкой каемкой или заключена в рубашку твердого раствора, состоящего из магнетита, насыщенного ульвошпинелью в виде тончайшей сетки, различной при увеличении в 900 раз. Там, где зерно шпинели окружено лишь узкой каемкой, последняя имеет более грубую структуру распада твердого раствора, заметную при увеличении в 400 раз. Можно предположить, что шпинель имеет высокотитанистый состав (отсутствуют внутренние рефлексии) и, возможно, является ульвошпинелью. Зерна шпинели пересекаются тонкими «ниточками» гематита, не выходящими за пределы шпинелевых зерен. Кроме того, гематит как вторичный встречается рассеянно в микровключениях, размер его не более 0,005 мм. Размеры зерен шпинели варьируют от 0,1 до 0,2 мм, отдельные зерна достигают 1,0 мм. Наиболее крупные зерна приобретают огранку — в разрезе квадратные и треугольные сечения. Отражательная способность для длин волн 589 мм составляет 11,4—11,8% для шпинели; для магнетит-шпинелевого твердого раствора — 14,2—14,5%. Микротвердость шпинели 1170—1314 кг/см² (7,1—7,5 по шкале твердости Мооса). Для твердого магнетит-шпинелевого раствора микротвердость 681—950 кг/см² (5,9—6,8 по шкале Мооса).

В капельках пирротина и халькопирита основная часть шарика выполнена пирротинном, а халькопирит обычно образует каемку вдоль края с одной стороны капли. Объемные соотношения примерно 7:3. Кроме капелек встречаются удлиненные с овальными краями зерна. В редких случаях наблюдается пересечение пирротина тонкой полоской халькопирита. Более обычна граница срастания. Наблюдаются существенно халькопиритовые капельки, окаймленные гидроокислами железа с ковеллином. Ширина кайм 0,002 мм.

В плагиоклазовых включениях рудные минералы представлены главным образом окисными соединениями (ильменит, магнетит). Обычно базитовые включения имеют следы катаклаза и разбиты микротрещинами. Нередко проявляется интенсивная гематитизация по первичным магнетиту и ильмениту. Формы выделения магнетита и ильменита звездчато-скелетные, реже обломочные. Магнетит обычно содержит пластинки ильменита, образующего с магнетитом решетчатую структуру; данные образования можно идентифицировать как титаномагнетит. Кроме того, встречено два случая, когда пирротин находится в ассоциации с магнетитом. В обоих случаях пирротин пересечен сетью прожилков гидроокислов железа. Магнетит имеет отражательную способность 20,4% (при λ 589 мм).

Выявлено присутствие капелек рудного вещества на гранях кристаллов и в интерстициях (рис. 8). Рудные капли образуют так-

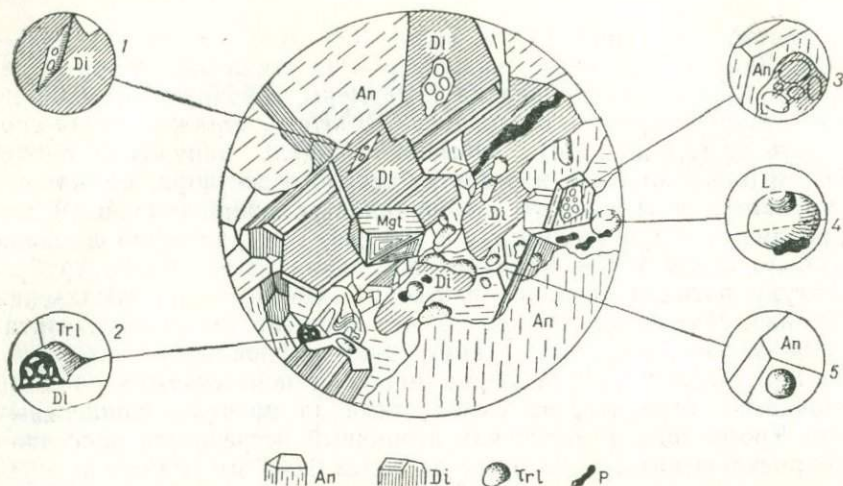


Рис. 8. Морфология пузыристого тронджемита и силикатного стекла на границах кристаллов, никрустирующих интерстиции.

1 — темно-зеленое стекло на границах диопсида; 2 — трондитовое пузыристое стекло; 3 — силикатное пузыристое стекло; 4 — колбообразные пузыри стекла; 5 — пузырьки бесцветного стекла на границах анортита. An — анортит, Di — диопсид, Trl — трондит, P — рудное вещество

Таблица 21

Межплоскостные расстояния тронджемита

Номер линии	Трондит		Трондит, по Михееву [1957 г.]		Пирротин, по Михееву [1957 г.]	
	<i>i</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>i</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>i</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1	4	3,01	6	2,96	6	2,97
2	7	2,67	7	2,64	8	2,63
3	3	2,53	1	2,53	1	2,45
4	2	2,301	5	2,304	—	—
5	10	2,084	10	2,085	10	2,062
6	Сл.	1,931	4	1,921	—	—
7	3	1,364	—	—	—	—
8	8	1,728	9	1,720	7	1,718
9	2	1,632	5	1,637	4	1,612
10	3	1,591	—	—	—	—
11	2	1,482	5	1,472	—	—
12	1	1,420	—	—	5	1,428
13	4	1,329	8	1,328	6	1,315
14	2	1,246	—	—	—	—
15	1	1,184	4	1,182	3	1,170
16	5	1,116	6	1,117	—	—
17	4	1,109	3	1,106	10	1,10
18	3	1,095	2	1,090	—	—
19	1	1,078	—	—	3	1,067
20	5	1,052	6	1,051	8	1,045

Примечания: 1. Условия съемки УРС-60, РКД-57,3 мм, 40 кв. 2 па, эксп. 4 ч.
2. Линии 16 и 17 характерны именно для тронджемита, так как у пирротина подобная совокупность линий отсутствует.

же пузыристые скопления, т. е. ведут себя подобно стеклу. Рудное «стекло» хорошо растворяется в соляной и азотной кислотах, рентгенодиагностика идентифицирует троилит (табл. 21).

§ 9. Состав газов во включениях и вулканитах

Состав вулканических газов, данные о которых получены главным образом путем отбора летучей фазы при фонтанировании жидких базальтовых лав, суммированы в сводке Г. Макдональда [73] и приведены в табл. 22. Поскольку нет уверенности в оценках доли атмосферных газов в анализируемых пробах, а также характера влияния атмосферного кислорода на смещение равновесий в газовой смеси при извержении, то весьма существенной становится задача определения состава газов во включениях минералов-вкрапленников и вулканических пеплах, а также в ксенолитах. Исследование газов в индивидуальных расплавных включениях минералов-вкрапленников из некоторых потоков Ключевского вулкана проведено Н. А. Шугуровой [71]. Хотя эти сведения пока немногочисленны (табл. 23), они представляют большой интерес для сопоставлений с известными материалами изучения летучей фазы при фонтанировании лав и «спокойных» извержениях базальтов гавайского типа, а также некоторых других лав. Материалы изучения состава газов в ксенолитах приведены в табл. 24. Давление газов в системе при образовании пузырьков в случае базитовых ксенолитов оценивается [71] приблизительно в 1,7 кбар*. Давление в системе при формировании вкрапленников в базальтовой магне вулкана Ключевского примерно ко времени извержения некоторых боковых прорывов оценивается тем же автором [71] в 2,6—2,9 кбар.

Определенный объем данных изучения состава газов из пеплов различных вулканов мира имеется в атласе Г. Хайкена [144]. Для изученных пеплов базальтоидных лав эти данные приведены на рис. 9.

Как следует из изучения состава газов в лавах и пеплах, в смеси преобладают вода и углекислота, остальные компоненты (CO , COS , SO_2 , H_2S , HF , HCl , H_2) являются примесями, составляя в сумме обычно менее 20% по объему. Среди примесей преобладают азот, редкие газы, а также SO_2 (см. рис. 9 и табл. 22). Характерно, что хотя при газовых извержениях водород и углеводороды играют существенную роль (с ними связаны появление мощных факелов, образование ударных волн и т. п.), в лавах содержится уже заметно окисленная смесь газов. Как показывает изучение состава индивидуальных включений во вкрапленниках лав, в более глубинных условиях, когда влияние атмосферы на состав летучих в магне исключено, в расплаве, по-видимому, растворено больше CO_2 , азота и редких газов, примесями являются «кислые» газы, а также CO (содержание воды не определялось). Существенной

* 1 кбар = 10^8 Па.

Таблица 22

Содержание вулканических газов в основных лавах, объем. %
(по Г. Макдональду)

Компоненты смеси	1	2	3	4	5	6
CO ₂	21,4	46,2	40,9	4,6	10,1	15,3
CO	0,8	0,7	2,4	0,3	2,0	1,4
H ₂	0,9	0,03	0,8	2,8	0,2	4,4
SO ₂	11,5	14,3	4,4	4,1	—	—
S ₂	0,7	0,0	—	—	0,5	0,2
SO ₃	1,8	38,8	—	—	—	—
Cl ₂	0,1	0,0	—	—	0,4	0,2
F ₂	0,0	0,0	—	—	3,3	0,0
HCl	—	—	—	0,6	—	—
Редкие газы + N ₂	10,1	16,6	8,3	4,5	0,9	5,2
H ₂ O	52,1	71,4	43,2	83,1	82,5	73,2

1—вулкан Килауэа, среднее из 10 проб из лавового озера Халемаумау 1917—1919 гг.; 2—вулкан Мауна-Лоа, среднее из 2 проб, извержение 1926 г.; 3—вулкан Ньярагонга, анализ из лавового озера, 1959 г.; 4—вулкан Суртсей, среднее из 11 проб, 1964—1967 гг.; 5—вулкан Монпелье, газ из лавы гиперстенового андезита, извержение 1902 г.; 6—вулкан Мауна-Лоа, газ из пемзы базальта, извержение 1926 г.

Таблица 23

Содержание газов в смеси индивидуальных включений, объем. %

Место взятия и состав ксенолитов	Минерал	Тип включения	Компоненты смеси		N ₂ + редкие газы
			H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , HCl, HF	CO ₂	
Вулкан Ильинский, трактолит	Плагиоклаз	Раскристаллизованное	5,2	7,0	86,8
			0,0	0,0	100
			0,0	2,45	97,55
			0,0	4,5	95,5
			0,0	3,8	96,2
			0,0	16,32	83,68
	Оливин	Стекловатое, частично раскристаллизованное	0,0	0,0	100
			0,0	8,75	91,25
			0,0	35,69	64,31
			0,0	5,7	94,3
Вулкан Желтовский, габбро-норит	Центр зерна плагиоклаза	Газовое	0,0	0,0	100
		Раскристаллизованное	0,0	16,62	83,38
	Средняя часть зерна плагиоклаз	То же	0,0	0,0	100
			0,0	12	88
			0,0	13,37	86,63
			0,0	0,0	100
	Оливин	"	0,0	0,0	100
			0,0	12,75	77,26
	Клинопироксен	Частично раскристаллизованное	0,0	11,1	88,9
			0,0	18,84	81,16

Примечание. CO, H₂, O₂—не обнаружены; H₂O—не определялась. Аналитик Н. А. Шугурова.

Содержание газов в базитовых и гипербазитовых ксенолитах по данным хроматографического изучения, см³/г

Порода и место взятия образца	N ₂	CO ₂	CO	H ₂	Потери веса, %
Шпинелевый перидотит, вулкан Козельского	0,0021	0,028	0,061	0,129	0,22
Амфиболит (лампроболит), вулкан Кроноцкий	0,0033	0,146	0,055	Сл.	0,62
Вмещающий лампроболит-базальт	0,0049	0,67	0,123	0,06	0,89
Анортит-диопсидовый базит, вулкан Ильинский	0,0055	0,031	0,195	0,074	0,29
Анортит-диопсидовый базит, вулкан Ксудач	0,006	0,051	0,11	0,063	0,15
Анортит-оливин-шпинелевый ультрабазит, вулкан Желтовский	0,0148	0,071	0,258	0,42	0,2
Оливин-анортит-диопсидовый базит, вулкан Ксудач	0,007	0,052	0,15	0,081	0,18

Аналитик Н. Осоргин.

разницы в составе летучих в магме на некоторой глубине и у поверхности земли, похоже, нет.

Состав летучих в расплаве на больших глубинах существенно отличается от такового в приповерхностных зонах магматической системы. При изучении индивидуальных расплавных включений в минералах базитов обнаруживается, что в газовой смеси абсолютно преобладают азот и редкие газы; «кислые» газы, CO и H₂ не обнаружены. Данные хроматографического изучения образцов ба-

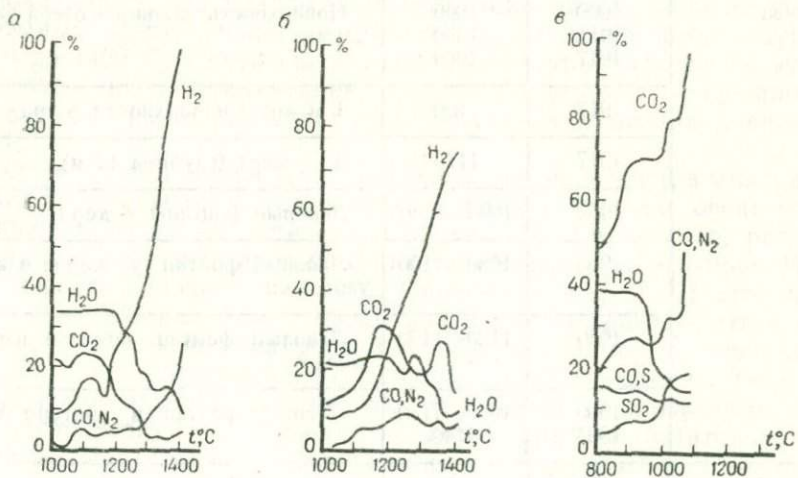


Рис. 9. Соотношения содержания газов в образцах базальтового пепла [144].

а — вулкан Пекайя; б — вулкан Керро-Негро; в — вулкан Гекла

зитов и гипербазитов из базальтовых лав указывают на наличие в расплаве также СО и Н₂. При этом их относительное количество существенно выше в более глубоинной ультраосновной породе. Соотношения содержаний газов в базальтовой лаве и во включениях качественно согласуются с закономерностями, установленными при изучении газов в лавах и вкрапленниках из лав,— в смеси в лаве преобладает СО₂, где содержание ее много выше, чем в минералах ксенолитов.

§ 10. Температура гомогенизации включений
в минералах вулканитов и ксенолитов

Представление о термодинамических условиях развития магматических систем под вулканами можно получить из изучения температуры базальтовых лав при извержениях, а также температуры гомогенизации многофазных включений в порфириновых вкрапленниках лав и минералов ксенолитов, внесенных базальтами на поверхность. Данные изучения температуры лав при извержении базальтовых магм имеются в монографии Г. Макдональда [73]. Эти сведения приведены в табл. 25 и на рис. 10. Из них следует, что вблизи поверхности земли при извержении базальтовые лавы обычно имеют температуру от 900 до 1200° С.

Таблица 25

Температура базальтовой лавы в озерах и фонтанах,
по Г. Макдональду [73]

Вулкан	Год	t° С	Примечания
Килауэа	1909 1911 1917	1000 1000 1000	Поверхность лавового озера Хале-маумау
	1917	860	1 м ниже поверхности озера
	1917	1170	Дно озера (глубина 12 м)
	1952	1095—1130	Лавовые фонтаны у жерл
	1955	1080—1100	Лавовый фонтан у жерла в кратере Ики
	1959	1120—1190	Лавовый фонтан, боковое извержение
	1960 1963	1050—1130 1140	Лавовый фонтан в кратере Алоэ
	Мауна-Лоа	1950	1070
Ньярагонга	1948—1959	987—1080	Фонтаны в лавовом озере

Рис. 10. Температура на различных глубинах лавового озера Халема-мау (вулкан Килауэа) в 1917 г.

Ф. — факел, по Макдональду [73]

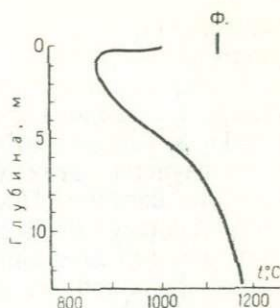
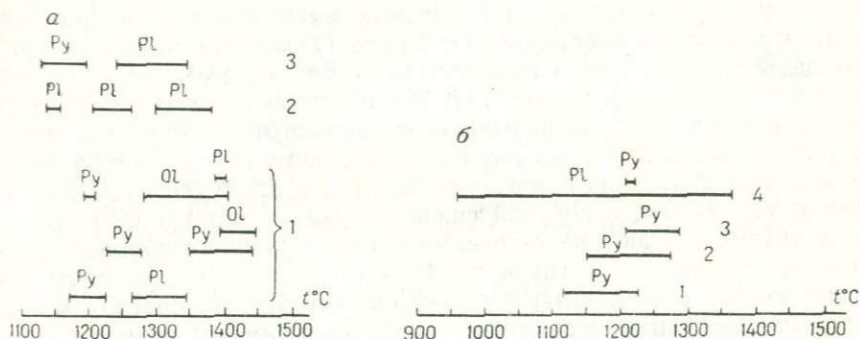


Рис. 11. Температурные интервалы гомогенизации расплавленных включений.

а — включения в минералах ксенолитов [71]: 1 — из вулканов Малый Семячик и Ильинский, 2 — из лав вулкана Ильинского, 3 — из лав вулкана Желтовского; *б* — включения в лавах и туфах: 1 — прорыв Юбилейный, по Н. Ф. Красову [71], 2, 3 — прорывы Пийпа и Апахончич, 4 — туф базальта, Налычевский район



Материалов изучения начала температуры кристаллизации базальтовой магмы в коре Земли перед извержением немного [71]. Они касаются по существу лав Ключевского вулкана на Камчатке и показывают, что начало кристаллизации базальтовой жидкости в земных недрах может варьировать в интервале температур от 1100 до 1400°С. Примерно эти же температуры получены в экспериментах по кристаллизации «сухих» базальтовых расплавов и плавления базитовых пород при умеренных и низких давлениях [71].

Определений температур гомогенизации включений в минералах базит-гипербазитовых ксенолитов из базальтовых лав очень мало. Большинство из них приведено на рис. 11. Кроме того, ряд определений по нашей просьбе были выполнены в лаборатории МГУ, на кафедре минералогии В. М. Округиним и Б. А. Драговиным. Для исследований был отобран ряд базит-гипербазитовых ксенолитов, в прозрачно-полированных образцах которых отмечались зонально или грубозонально распределенные включения. Температура гомогенизации стекловатых включений с пузырьками газа в плагиоклазах, определенная по двум образцам базитов из лав вулкана Менделеева, лежит в интервале 950—1010°С. Для образцов базитов из лав вулкана Желтовского по плагиоклазу в другом нашем образце И. Т. Бакуменко получена температура гомогенизации 1260°С. Для образца базита из лав вулкана Ильинского по

плагноклазу получена максимальная температура гомогенизации около 1280° С.

Следует указать, что интерпретация наблюдаемых результатов измерения температур гомогенизации в наших образцах, полученных И. Т. Бакуменко*, существенно расходится с нашими материалами изучения этих и других образцов глубинных ксенолитов базитового состава. Поскольку эти разногласия выходят за рамки частной дискуссии, а из трактовки природы расплавных включений вытекает ряд принципиальных следствий, на них необходимо остановиться подробнее. В работах ряда петрографов, как и в работе И. Т. Бакуменко, рассматриваемые ксенолиты называются «эвкритами», «аливалитами», «ружмантитами» и относятся к породам, возникшим при охлаждении базитовых магм в процессе кристаллизации в коре на небольших глубинах. Последняя мыслится протекающей так же, как и процесс становления расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов [71]. По аналогии с породами данных плутонов эти ксенолиты называют «кумулятами» и даже уточняют их разновидности («мезокумулят», «ортокумулят»). Только одни исследователи относят включения базитов к продуктам дифференциации той магмы, с которой связаны извержения данного вулкана, а другие считают их обломками малоглубинных коровых расслоенных базитовых интрузивов. Отметим, что в нашем распоряжении имеются ксенолиты габброидов, которые по составу минеральных ассоциаций, структуре, микроэлементам и т. п. могут быть отнесены к подобного рода малоглубинным телам. Однако мы не описываем эти породы, как и гнейсы, гранитоиды и т. п., поскольку они не относятся к рассматриваемым нами глубинным образованиям.

Хотя ниже ряд вопросов генезиса глубинных базитовых включений рассматривается более подробно, здесь необходимо отметить дискуссионные моменты, связанные с интерпретацией данных температур гомогенизации. Имеется ряд обстоятельств, которые не позволяют считать названные породы аналогами таковых малоглубинных расслоенных базитовых интрузивов. Первое, что обращает на себя внимание, так это различный состав сосуществующих фаз в том и другом случае (рис. 12). В расслоенных интрузивах во всех изученных случаях обычно оливины более железисты, а плагноклазы существенно более кислые. Далее во всех изученных расслоенных плутонах базитов отмечается зональность в плагноклазах и обычно в оливинах, что (как будет показано в гл. VII) является следствием механизма диффузионной направленной кристаллизации. Наконец, текстуры пород (см. § 32) изученных ксенолитов и «кумулятов» существенно различны.

Итак, в случае формирования рассматриваемых пород в результате направленной диффузионной кристаллизации при наличии концентрационного переохлаждения в расплаве [44] в мине-

* Обсуждаемые ниже определения были выполнены на наших образцах базитовых ксенолитов.

ральных фазах неизбежно возникает зональность. При затвердевании «кумулятов» она тем более обязательна, поскольку состав остаточной жидкости существенно отличается от состава ранних минералов, выпадающих из расплава. Исследование минералов под микроскопом и с помощью микрозонда не обнаружило зональности ни в оливинах, ни в плагиоклазах, ни в клинопироксенах. Следовательно, если эти породы возникли из расплава, то они кристаллизовались в условиях, отвечающих равновесной направленной кристаллизации, при которой не возникают упомянутые «кумуляты», а подобные тела изверженных пород (см. гл. VII) могут формироваться или в нижней коре, или в верхней мантии. Таким образом, эти породы нельзя относить к фрагментам малоглубинных интрузивов. Далее, И. Т. Бакуменко [71] утверждает, что при формировании «протокристаллов анортита имело место вскипание расплава с отделением азотно-водного флюида при давлении 1,7 кбар». Ясно, что в таком случае резко изменяются коэффициенты распределения и т. п., что несомненно отразится на составе сосуществующих фаз, чего при изучении образцов пород не обнаружено. Более того, состав стекла в ряде включений, которые можно считать «первичными», и на поверхности кристаллов оказался соответствующим составу твердой фазы. Явно вторичные расплавные включения вообще не имеют отношения к рассматриваемому И. Т. Бакуменко явлению — контактному плавлению базитовых пород базальтовой магмой. Действительно, на рис. 13 показана типичная ситуация в морфологии и распределении включений в «промежуточной» зоне анортита. Все двухфазные включения находятся в области трещин, развивающихся обычно вдоль спайности и главным образом около сквозных дырок — макропор (темные пятна). Из аналогичных кристаллов наших образцов и проводилось определение температур гомогенизации И. Т. Бакуменко. На рис. 14 показано зерно хризолита, в котором проявлена начальная стадия формирования включения. Это округлые углубления в незональном кристалле, заполненные вспененным стеклом, состав которого близок к составу оливина. На рис. 15 можно видеть аналогичные по составу включения, утратившие связь с поверхностью кристалла. Как можно объяснить формирование подобных включений при равновесной

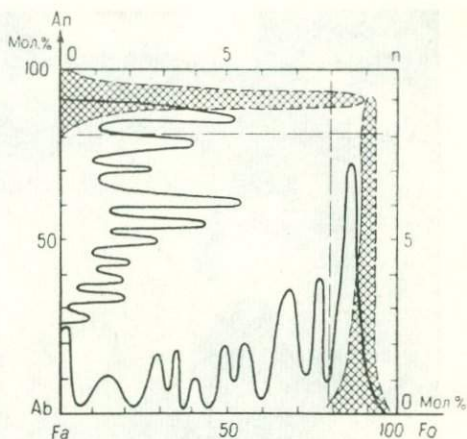


Рис. 12. Колебания составов плагиоклаза (Ab—An) и оливина (Fo—Fa) в расслоенных базитовых плутонах (сплошная кривая) заштрихована область составов этих минералов в базитовых ксенолитах

расслоенных базитовых плутонах (сплошная кривая) заштрихована область составов этих минералов в базитовых ксенолитах

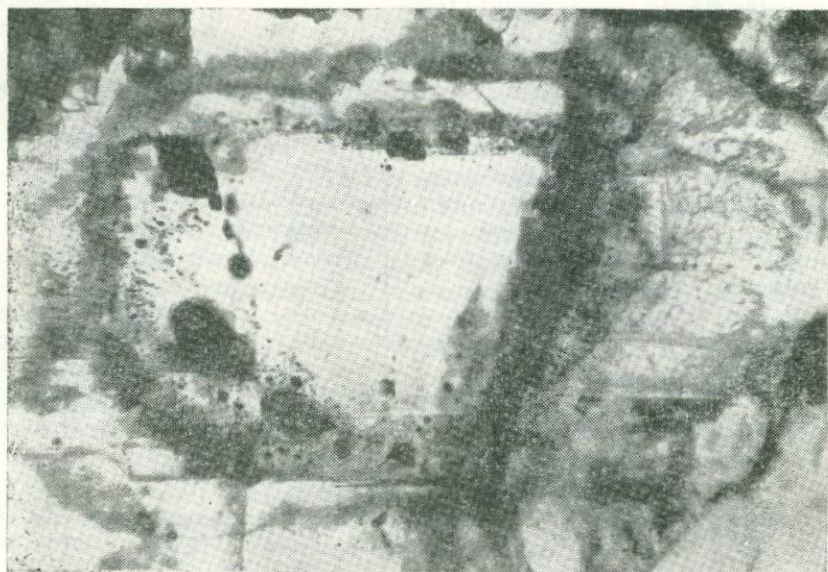


Рис. 13. Типичное распределение расплавных включений (мелкие темные пятна) в кристалле анортита. Крупные черные области — макропоры со вспененным стеклом (вулкан Ксудач, при одном николе, $\times 9$)



Рис. 14. Полусферические полости в зерне хризолита, заполненные вспененным стеклом (вулкан Желтовский, $\times 25$)

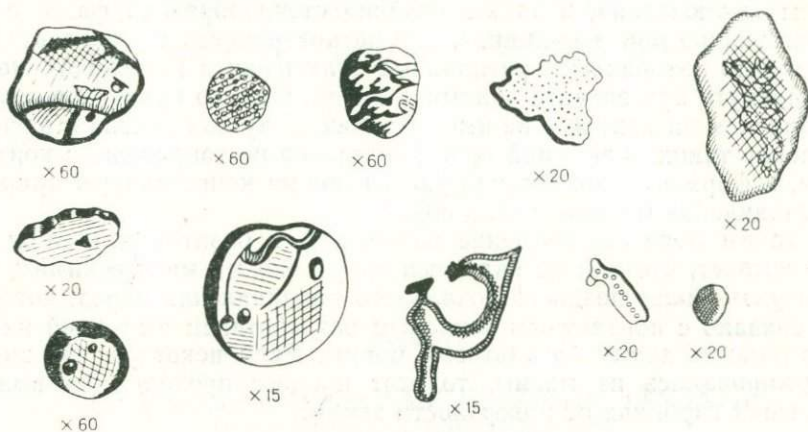


Рис. 15. Морфологические особенности выделений стекловидной фазы на поверхности кристаллов и в трещинах плагиноклаза, оливина, клинопироксена, базитовых ксенолитов (вулканов Ксудач, Желтовский, Ильинский, Заварицкого и др.).

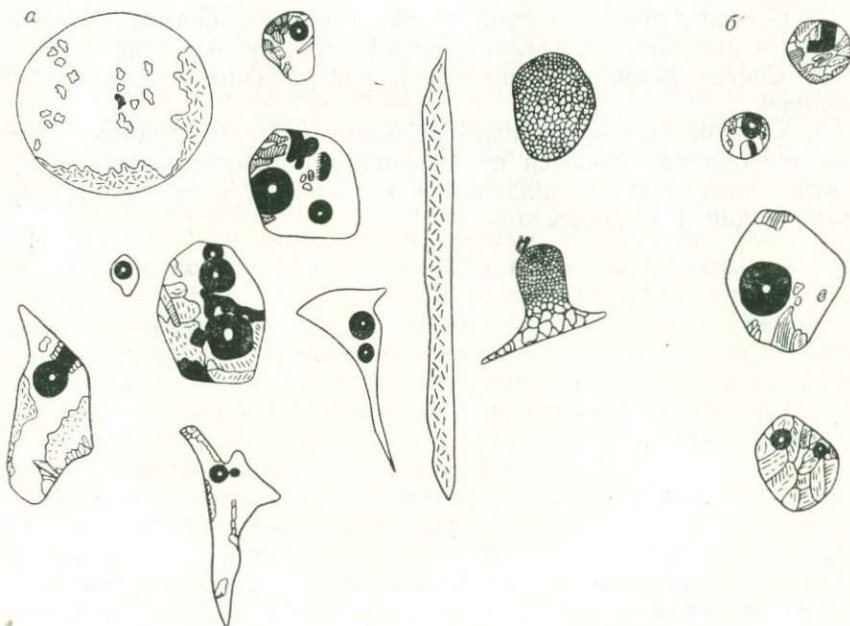


Рис. 16. Расплавные включения в оливине (а) и клинопироксене (б) в образцах базитовых ксенолитов из тех же вулканов (см. рис. 15), $\times 60$

кристаллизации из расплава? Существующие теории термобарометрии на этот счет ответа не дают. На рис. 16 показаны характерные типы «включений», а также «капли» стеклообразной фазы, сосуществующие или в трещинах, или на поверхности минералов. Считают, что «вторичные» расплавные включения в ксенолитах могут возникнуть при захвате обломков лавой. Однако признаков такого плавления на контакте не имеется, поскольку количество и распределение таких включений пространственно не сопряжено с контактом, а формы их проявления указывают на конвективную природу подплавления базитов (см. § 30).

Таким образом, изучение включений в базитовых ксенолитах показывает, что они не являются «первично магматическими»; это продукты более позднего локального подплавления пород, которое не связано с контактным тепловым воздействием вынесшей их на поверхность земли базальтовой магмы. Если некоторые из них и формировались из магмы, то этот процесс проходил на весьма больших глубинах от поверхности земли.

Краткие выводы

1. Между базальтом и включениями обычны реакционные взаимоотношения, при которых на их границе формируются оторочки промежуточного между реагирующими фазами химического состава.

2. Состав микроэлементов и аксессуарных минералов во включениях и вмещающем базальте различается существенно.

3. Состав газов в базитовых и ультрабазитовых включениях различен.

4. Стекловатые «расплавные» включения в минералах базитовых ксенолитов являются не «первично магматическими», а продуктом локального подплавления этих пород после их перекристаллизации и меланитизации.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ
С БАЗАЛЬТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ

Глава IV

ГИДРОМЕХАНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАХВАТА
И ПЕРЕНОСА ВКЛЮЧЕНИЙ
БАЗАЛЬТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ

Наблюдаемые в лавовых потоках, экструзиях, дайках или кимберлитовых трубках включения попадают на поверхность земли и близ нее совместно с движущимися из глубин магмами. Поэтому естественно рассмотреть общие особенности переноса твердых частиц восходящими потоками силикатных жидкостей, чтобы в первом приближении выявить условия захвата или переноса включений магмами при их перемещении из очага к поверхности земли. Интересующие нас гетерофазные потоки в современной гидромеханике называют «суспензиями», «псевдооживленными слоями» и т. п. [6, 91, 110, 122, 143]. Для наших целей удобно использовать известные экспериментальные и теоретические результаты, полученные при изучении гетерофазных систем. Изложенное ниже базируется на рассмотрении проблемы в таких капитальных работах, как [91, 110, 122]. Для простоты изложения далее будет обсуждаться динамика изотермических потоков, что, строго говоря, правомерно лишь для относительно коротких отрезков пути движения магмы или для окрестностей магматических очагов. На качественной стороне выводов такой подход не скажется существенно, так как увеличение вязкости при охлаждении магмы лишь усиливает шансы захвата и переноса твердых фаз.

Поскольку нами рассматриваются, как уже говорилось, изотермические потоки, ниже пойдет речь лишь о «ксенолитах», плотность которых выше плотности базальтовой жидкости. Для пород, плотность которых равна или меньше плотности базальтовой жидкости ($\rho_{\text{п}} = 2700 - 2600 \text{ кг/м}^3$), любое перемещение расплава приводит к захвату и переносу обломков. Для такого рода пород должно рассматриваться только тепловое и химическое взаимодействие базальтовой жидкости и твердой фазы.

§ 11. Псевдооживленное состояние в магме
— основное условие захвата
и переноса включений расплавами

Согласно современным представлениям о характере появления мантийных магм [9, 29], очаги расплавления пород в верхней мантии представляют собой локальные области разогрева, где имеется переменное количество жидкости и твердых фаз. Оценки величины соотношения фаз для «первичного» состояния очага варьируют существенно — от нескольких объемных процентов силикатной жидкости до 15—25%. Они базируются на вычислениях при интерпретации сейсмических данных, а также результатов экспериментов по плавлению сред, которые предполагаются преобладающими среди пород верхней мантии. Следовательно, относительно гомогенные базальтовые магмы являются продуктом фракционирования возникшей гетерофазной системы. Именно эти продукты фракционирования, перемещаясь по магмоводам, дают в конечном итоге лавы и т. п., которые выносят глубинные включения. Если эти предположения о характере плавления пород мантии и о динамике формирования очагов базальтовых магм верны, можно в первом приближении нарисовать следующую качественную картину магматической системы в области плавления, когда установилось равновесие в теплофизическом смысле, а процесс фракционирования прошел достаточно далеко (рис. 17). Пусть в это время проявились условия (которые мы не будем обсуждать) для перемещения расплава из очага по магмоводу. Тогда, как показано в [103], в окрестностях магмовода в очаге возникает область возмущения, откуда расплав начнет перемещаться в проницаемую зону с некоторой скоростью, величина которой зависит от возмущающей силы, вязкости жидкости, геометрии очага и проницаемой зоны. Движущаяся жидкость при этом неизбежно захватит зону, где плавление лишь началось, и зону, где имеется наиболее богатая подвижной фазой фракция, а также ту часть очага, где еще имеется свободное конвектирование фаз из-за разности плотностей. Таким образом, реализуется ситуация, когда жидкость со взвесью твердой фазы начинает двигаться через неподвижный слой, где количество жидкой фазы невелико. Этот слой (какую бы мощность он ни имел) неизбежно в участке движения жидкости в магмоводе будет «взломан» или «разрыхлен» и через эту зону «разрыхления» произойдет истечение взвеси из очага расплавления. В результате этого в магме в зависимости от скорости течения и ряда других факторов выше очага будет содержаться или не содержаться какое-то количество кристаллов и обломков пород субстрата. Попытаемся выяснить или приближенно оценить условия, при которых происходят захват и перемещение твердых фаз в силикатной жидкости, покидающей мантийный очаг. Для ясности дальнейшего изложения мы весьма кратко приведем основные понятия и термины физики псевдооживленных систем, которые будут употребляться в дальнейшем. Для более подробного ознакомления с явлениями

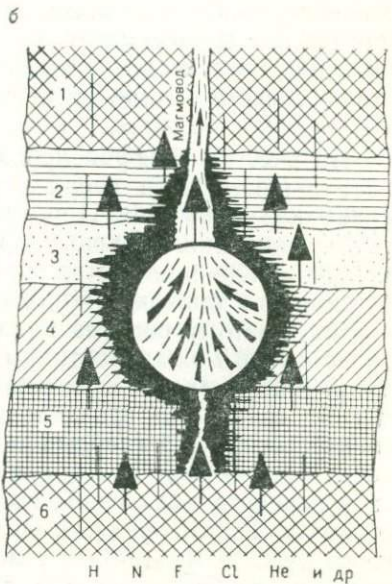
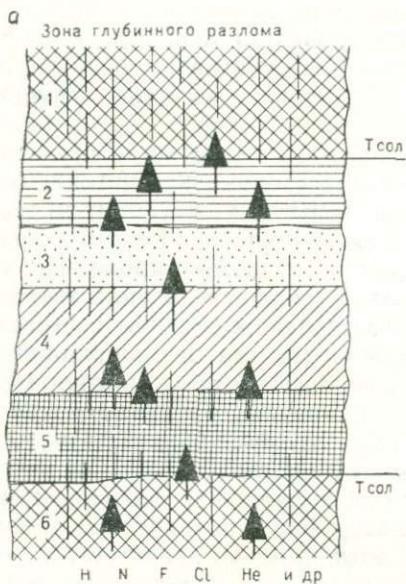


Рис. 17. Предполагаемая картина строения системы «магматический очаг — вмещающая среда» перед началом интрузии (а) и при перемещении магмы из очага (б).

1 — кровля очага; 2 — зона начальной стадии плавления пород субстрата, где сплошность пород нарушена; 3 — зона относительно гомогенной силикатной жидкости с переменным содержанием твердой фазы; 4 — зона свободного конвектирования с недоплавленными кристаллами пород субстрата; 5 — зона неподвижного слоя магмы с осевшими кристаллами; 6 — подошва очага

псевдооживления отсылаем читателя к цитированным выше монографиям.

Слой твердых частиц, если через него проходит восходящий поток жидкости, до определенной величины скорости (расхода) жидкости остается неподвижным. Но с определенного рубежа изменения скорости или в довольно узком интервале возрастания скорости частицы слоя переходят во взвешенное состояние. Его и называют для такой гетерофазной системы псевдооживленным. При увеличении скорости течения жидкости расстояние между частицами возрастает, а при очень высоких скоростях взвешенные частицы твердой фазы уносятся потоком. Таким образом, в каждой гетерофазной системе должны существовать две критические величины скорости течения потока жидкости: 1) скорость (вернее узкий диапазон возрастания скорости), при которой твердые фазы переходят во взвешенное состояние в потоке, 2) скорость (или диапазон скоростей), при которой происходит унос хотя бы одного из всех возможных сортов или размеров частиц твердой фазы.

Следовательно, по поводу рис. 17, в терминах гидромеханики гетерофазных систем, можно сказать следующее. На рис. 17, а зафиксирована ситуация, характерная для отстаивающихся суспензий, где твердые частицы непрерывно движутся вниз, тогда как

движение жидкости вверх обусловлено ее вытеснением твердыми частицами. В этом состоит существо фракционирования в магматических очагах при частичном плавлении субстрата, когда плавящаяся порода уже не имеет связанного каркаса из более тугоплавких кристаллов.

На рис. 17, б зафиксировано положение, когда жидкость начинает перемещаться вверх через пронизываемую зону при наличии «избытка» давления. При этом возможны три ситуации: а) скорость движения меньше скорости падения частиц, поэтому фракционирование или отстаивание суспензии (магмы) продолжается; б) скорость движения жидкости больше скорости падения твердых частиц, поэтому система находится в псевдооживленном состоянии (расстояние между частицами возрастает); при этом в жидкости будут или взвешены практически единичные частицы, или произойдет их сепарация (разделение) по размерам; в) при некотором спектре скоростей твердые частицы будут вообще унесены из зоны псевдооживления. Последняя ситуация и отвечает условиям захвата и переноса включений, поэтому она должна нас особенно интересовать. Таким образом, сам характер формирования магматического очага в мантийных условиях потенциально заключает в себе условия, необходимые для выноса магмой к поверхности земли включений, являющихся остатками субстрата, из которого возник расплав. Эти условия заключаются в том, что: 1) система в какой-то ее части, которая подвергается затем механическому воздействию, всегда гетерофазна, 2) жидкость движется к поверхности земли обязательно через зону, где имеется частично расплавленный субстрат, который наряду со взвесью твердой фазы в движущейся жидкости может при определенных условиях переноситься потоком в направлении его движения. Зафиксировав эти фундаментальные соотношения, попытаемся оценить условия перехода частиц подплавленного субстрата во взвешенное состояние и переноса их движущейся магмой.

При аналитическом описании динамики движения суспензий используется ряд подходов. Применяется математический аппарат классической механики однофазных систем, где учитывается зависимость между реологическими характеристиками суспензий и свойствами твердых частиц и жидкости, а также ряд идей статистической механики для двухфазных жидкостей. Однако эти способы отличаются весьма громоздкими и обычно мало пригодными для практических целей соотношениями, для получения которых вводится достаточно много допущений, корректность которых не всегда доказана. Для практических целей обычно применяются полуэмпирические уравнения, обоснованность которых подтверждается удовлетворительным согласованием с данными экспериментов. Поскольку магматические системы пока можно рассматривать лишь с точки зрения весьма приближенных динамических моделей, то для получения количественных оценок условий псевдооживления в них целесообразно использовать полуэмпирические соотношения, к которым мы и обратимся.

Поскольку никаких экспериментальных данных об ожигении в гетерофазных силикатных жидкостях не имеется, приближенные оценки скоростей потока расплава при движении из магматического очага можно получить следующим образом. Пусть слой подплавленного субстрата, через который движется силикатная жидкость к магмоводу, имеет высоту H и состоит из фрагментов, форма которых близка к сферической (для простоты, хотя в принципе частицы могут быть произвольной формы). Течение жидкости возможно, если «пористость» слоя не меньше некоторой величины ε . Известно, что в вязких жидкостях, содержащих твердые фазы, величина ε должна быть не ниже 0,1, так как в противном случае произойдет истечение не жидкости, а фрагментов субстрата, которые будут скользить по жидкости, играющей в такой системе роль смазки [110, 122]. Разность плотностей фрагментов породы (ρ_n) и жидкости ($\rho_{ж}$) известна.

Тогда псевдоожигение может произойти в том случае, если перепад давления в жидкости (ΔP), перемещающейся через слой частиц, равен

$$\Delta P = g (\rho_n - \rho_{ж}) (1 - \varepsilon) H, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести.

Известно уравнение Эргана [110], где показана связь между средней скоростью течения жидкости и наступлением ожигенного состояния. Оно имеет вид

$$\frac{\Delta P}{H_{ж}} = \frac{150 (1 - \varepsilon)^2 u \rho_{ж} r}{\mu \varepsilon^3} + \frac{1,75 (u r \rho_{ж})^2}{\varepsilon^3 \mu^2}, \quad (2)$$

где u — скорость потока жидкости, при которой происходит псевдоожигение;

r — диаметр твердой частицы;

μ — динамическая вязкость жидкости.

Учитывая (1), получим

$$\frac{\rho_{ж} (\rho_n - \rho_{ж}) g r^3}{\mu^2} = \frac{150 (1 - \varepsilon)^2 u \rho_{ж} r}{\mu \varepsilon^3} + \frac{1,75 (u r \rho_{ж})^2}{\varepsilon^3 \mu^2}. \quad (3)$$

Используя безразмерные комплексы Ar и Re , где числа Архимеда (Ar) и Рейнольдса (Re) равны:

$$Ar = \frac{\Delta \rho g r^3 \rho_{ж}}{\mu^2}; \quad Re = \frac{u r \rho_{ж}}{\mu},$$

уравнение (3) можно преобразовать в более простую форму

$$Ar = \frac{150 (1 - \varepsilon)^2 Re}{\varepsilon^3} + \frac{1,75 Re^2}{\varepsilon^3}. \quad (4)$$

Для сферических частиц, где $\varepsilon = 0,4$ [110], имеем:

$$0,04 Ar = Re^3 + 51,4 Re. \quad (5)$$

Когда нельзя считать фрагменты субстрата сферическими, то можно использовать понятие диаметра сферы, равновеликой с части-

цами данной формы поверхности. Тогда (5) можно привести к более удобному виду

$$Re \approx 26 (\sqrt{1 + 5,5 \cdot 10^{-3} Ar} - 1). \quad (6)$$

Данное уравнение получено Дж. Ф. Ричардсоном [91, 110]. Используя аналогичный подход, В. Д. Горошко и др. [5] получили несколько иной вид этой зависимости:

$$Re = \frac{Ar}{\frac{150(1-\varepsilon)}{\varepsilon^3} + \sqrt{\frac{1,75 Ar}{\varepsilon^3}}}. \quad (7)$$

Приведенные полуэмпирические зависимости позволяют произвести вычисления необходимых скоростей движения силикатной жидкости в мантийном очаге, которые могут вызвать в потоке псевдооживленное состояние. Для расчетов необходимо задать соответствующие значения параметров, которые входят в уравнения (1), (7). Ясно, что величина ε может изменяться в довольно узком интервале от 0,1 до 1. Плотности пород и жидкости в очагах, где образуются мантийные магмы, также можно оценить довольно точно [108]: $\rho_{п} = 2900 - 3200 \text{ кг/м}^3$, $\rho_{ж} = 2600 - 2800 \text{ кг/м}^3$. Кажущаяся вязкость базальтовых расплавов согласно [154] может быть оценена в интервале температур солидус — ликвидус порядка $10^2 - 10^3 \text{ Н} \cdot \text{с} \cdot \text{м}^{-2}$. Оценку величины размеров фрагментов пород можно получить с какой-то долей вероятности из учета размеров включений и питающих вулканы или кимберлитовые трубки даек.

Таблица 26

Расчет минимальной скорости течения базальтовой жидкости из очагов, при которой происходит псевдооживление системы ($\rho_{ж} = 2700 \text{ кг/м}^3$; $\Delta\rho = 300 \text{ кг/м}^3$)

Н. с. м ⁻²	r, м	ε	$\frac{\Delta\rho r^3}{\mu}$	2Ar	u, м/с
10 ²	0,001	0,1	$3 \cdot 10^{-5}$	$16 \cdot 10^{-7}$	10^{-13}
		1	2300	$16 \cdot 10^{-5}$	$24 \cdot 10^{-4}$
	10	0,1	$3 \cdot 10^{-5}$	$16 \cdot 10^{-7}$	10^{-13}
		1	300	$16 \cdot 10^{-5}$	$24 \cdot 10^{-4}$
10 ³	0,001	0,1	$3 \cdot 10^{-6}$	$16 \cdot 10^{-9}$	10^{-13}
		1	30	$16 \cdot 10^3$	$24 \cdot 10^{-4}$
	10	0,1	$3 \cdot 10^{-6}$	$16 \cdot 10^{-9}$	10^{-14}
		1	30	$16 \cdot 10^3$	$24 \cdot 10^{-4}$

Размеры r , по-видимому, могут колебаться на 2—4 порядка (от миллиметра до десятков метров). Примем $r \approx 10^{-3}$ —10 м. Оценим возможные скорости движения базальтовой жидкости, при которых в очаге может проявиться псевдооживленное состояние. Находим (табл. 26), что при скоростях в десятые или сотые доли сантиметра в 1 с система с фрагментами в несколько метров в поперечнике переходит в псевдооживленное состояние. Недоплавленные кристаллы субстрата меньше 1 см в поперечнике переходят во взвешенное состояние при очень низких скоростях движения расплава.

Таким образом, в магматических очагах при перемещении базальтовой жидкости в магмовод псевдооживленное состояние наступает, вероятно, уже при небольших скоростях потока, которые, возможно, ниже десятых или сотых долей сантиметра в 1 с. Однако наступление псевдооживленного состояния создает лишь условия для уноса к поверхности включений или их сепарации по размерам в пределах зоны сжижения. Вынос обломков к поверхности должен протекать при существенно более высоких скоростях течения расплава.

Рассмотрим условия захвата и выноса включений потоком магмы, когда расплав перемещается за пределами очага по магмоводу.

§ 12. О гидромеханической сепарации включений в потоке базальтовой лавы

Обсудим элементарный случай. Пусть магматический очаг в кровле контактирует с трубообразной пронизываемой зоной, на входе в которую породы субстрата подплавлены и потеряли сплошность. Пусть в эту зону со скоростью $u = \text{const}$ из очага начинает поступать базальтовая жидкость со взвесью мелких кристалликов, размеры которых много меньше подплавленных фрагментов пород субстрата в кровле. В этом случае жидкость будем считать в первом приближении однородной и можно учитывать лишь ее взаимодействие с крупными фрагментами пород, размеры которых много меньше поперечника магмовода.

Если в пронизываемой зоне породы потеряли из-за тектонических движений сплошность, вдавливание в нее силикатной жидкости приведет к псевдооживленному состоянию системы в этой зоне. О проявлении подобного состояния в породах верхней мантии говорят находки гранулированных ультрабазитов [67, 106]. Похоже, что принятая в наших построениях ситуация довольно правдоподобна. В зонах магмовода, где возможны хрупкие деформации, расплав,двигающийся по магмоводу, неизбежно вызовет псевдооживление обломков пород тектонической зоны, где при реализации некоторого спектра скоростей они будут двигаться вверх вместе с потоком магмы. Основной причиной захвата обломков пород потоком магмы в тектонической зоне является наличие в нем градиента скорости. Рассмотрим это явление на примере простей-

шей по форме частицы — сферической. В этом случае в пограничном слое потока жидкости частица приобретает вращательное движение из-за наличия градиента скорости, что приводит к увеличению скорости течения на одной ее стороне и уменьшению — на другой. Это принуждает перемещаться частицу в область потока с большей скоростью (эффект Магнуса). Поэтому при паузельевом течении частицы должны мигрировать к оси потока. Согласно экспериментальным данным в случае трубообразных каналов частицы при ламинарном движении жидкости концентрируются в кольцевом слое порядка 0,6 радиуса [110]. Примерно те же данные получены С. Баттачарджи [139] для щелевидного канала, где частицы занимали около 0,5 поперечника щели.

Поэтому, учитывая экспериментальные данные по гидромеханике суспензий, движущихся по каналам, можно предполагать, что и в случае существования напорных потоков магмы в магмоводах следует ожидать формирования некоторого профиля концентрации твердых частиц, максимум которого находится в области самого малого градиента скорости.

Весьма приближенные оценки скорости движения ксенолитов, их распределения по потоку только вследствие гидромеханических причин можно получить, если использовать полуэмпирические зависимости, найденные при экспериментах с суспензиями, для которых известны соотношения между средней скоростью смеси ($\bar{w}_{\text{смеси}}$) и средней скоростью потока (\bar{w}) в отсутствие твердых фаз и т. д. В частности, приближенно такая зависимость относительной скорости движения смеси (φ), согласно [110], имеет вид

$$\frac{\bar{w}_{\text{смеси}}}{\bar{w}} \approx \varphi^2. \quad (8)$$

Для небольших частиц в некоторых случаях необходимо учитывать «продольную диффузию», коэффициент (D_z) которой можно определить приближенно по соотношению [110, 91]

$$\frac{2r\bar{w}}{\varphi D_z} = 4,3 \cdot 10^{-3} \left(\pm \frac{2r\bar{w}}{\varphi \mu} \right). \quad (9)$$

Проявление продольного «размывания» концентрационного фронта частиц в потоке за счет хаотичности их движения фиксируется при объемной доле жидкой фазы $\varphi > 0,4$, а также при определенных размерах частиц, соотношения для которых будут приведены ниже.

Глубинные ксенолиты при квазизотермическом течении (хотя бы в ядре потока магмы) в канале безусловно достигнут поверхности (при отсутствии их плавления, растворения и т. п.), если отношение конечной скорости осаждения частиц (w_g) меньше динамической скорости (w_1) не менее чем на порядок [110]. При этом, по Риттенгеру [110],

$$w_g = K \sqrt{\frac{r \Delta \rho}{\rho}},$$

где K — коэффициент, зависящий от величины и формы частиц, приблизительно равный 30 с^{-1} .

Учитывая изложенное, попытаемся приближенно оценить величины конечных скоростей падения ультраосновных ксенолитов в базальтоидных расплавах, а также минимальные скорости переноса, при которых обломки радиуса $\frac{1}{2}r \leq 100 \text{ см}$, безусловно, в отсутствие расплавления достигнут вместе с лавой поверхности земли. Вычисления ω_g выполним согласно вышеприведенной формулы Риттенгера, которая дает завышенные скорости падения, а ω_1 по [110]

$$\omega_1 = \frac{\bar{\omega}}{5 \lg \text{Re}^{-3,9}} \quad (10)$$

Результаты расчетов приведены в табл. 27, 28 и на рис. 18.

Из всего изложенного можно сформулировать ряд выводов, важных для понимания механики перемещения ксенолитов или «интрателлурических» образований в движущемся по проводящему каналу потоку магмы.

1. В каналах, размеры которых соизмеримы с размерами вулканических жерл, «трубок взрыва», даек (которые можно считать подводными каналами вулканических аппаратов и т. п.), поперечный размер которых обычно варьирует в пределах $10 \text{ м} < 2R < < 10^3 \text{ м}$, глубинные ксенолиты переносятся базальтовыми магмами, характеризующимися или переходным, или турбулентным режимом течения ($\text{Re} > 2000$).

2. Среднее время «переноса» при скоростях движения магмы $\bar{\omega} > 1 \text{ м/с}$ из очага к поверхности даже для весьма глубоких очагов составляет порядка нескольких суток.

Для приближенной характеристики движения твердых фаз в такого рода потоках магм можно использовать решения, полученные А. Фортье [122], применившим аппарат статистической гидромеханики, что позволило дать в ряде случаев достаточно простые для расчетов уравнения. В частности, А. Фортье [122] показал, что «мелкими» частицами можно считать те, которые удовлетворяют условию

$$\frac{0,2}{\sqrt{\text{Re}} \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho} - 1}} < \frac{1}{2} r | R \leq \frac{10}{\sqrt[3]{\frac{\rho_n}{\rho} - 1} \sqrt[3]{\text{Re}^2}} \quad (11)$$

В таком случае движение суспензии можно в первом приближении рассматривать в случае турбулентного потока как движение од-

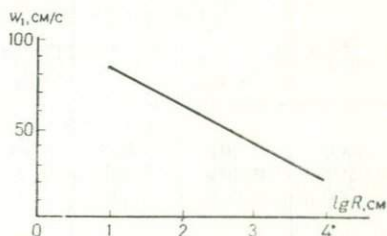


Рис. 18. Изменение скорости трения (ω_1) в зависимости от радиуса магмовода (R) для $\bar{\omega} = 10 \text{ м/с}$, $\mu = 10^3 \text{ пуаз}$.

Изменение величины динамической скорости ω_1 в зависимости от условий течения базальтовой магмы в трубообразном канале:
 $R_1 = 10$ м, $R_2 = 100$ м; $R_3 = 1000$ м

R_1	$\bar{\omega}$, м/с	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с
10	0,05	100	15	$2,5 \cdot 10^{-2}$	10^3	1,5	—
10	0,10	100	30	0,003	10^3	3	—
10	1	100	150	0,15	10^3	15	0,03
10	10	100	1500	1,5	10^3	150	0,15

Продолжение табл. 27

R_2	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с
100	10^2	150	0,005	10^3	15	0,025
100	10^2	300	0,01	10^3	30	0,05
100	10^2	1 500	0,083	10^3	150	0,15
100	10^2	15 000	0,6	10^3	1500	0,83

Продолжение табл. 27

R_3	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с	Н·с/м ²	Re	ω_1 , м/с
10^3	100	1 500	$35 \cdot 10^{-4}$	10^3	150	0,008
10^3	100	3 000	$6 \cdot 10^{-3}$	10^3	300	0,012
10^3	100	15 000	0,06	10^3	1500	0,08
10^3	100	15 000	0,4	10^3	1500	0,06

Зависимость величины конечной скорости падения (ω_g) от радиуса ($\frac{1}{2}r$) и плотности включения в базальтовом расплаве с плотностью 2800 кг/м³ согласно формуле Риттингера

$\rho_{\text{п}}$, кг/см ³	$\frac{1}{2}r$, м	ω_g , м/с	$\frac{1}{2}r$, м	ω_g , м/с	$\frac{1}{2}r$, м	ω_g , м/с	$\frac{1}{2}r$, м	ω_g , м/с
3000	0,001	0,025	0,01	0,08	0,1	0,25	1	0,80
200	0,001	0,035	0,01	0,11	0,1	0,35	1	1,1
300	0,001	0,04	0,01	0,13	0,1	0,4	1	1,3

нородной жидкости, для которой характерен определенный D_2 . Для случая движения базальтовых магм в эту категорию попадают все расплавы с интрателлурическими вкрапленниками, за исключением, пожалуй, случая гигантских кристаллов клинопироксенов и полевого шпата, которые иногда встречаются в некоторых щелочных лавах.

Если имеется соотношение вида

$$\frac{10}{\sqrt[3]{\text{Re}^2} \sqrt[3]{\frac{\rho_n}{\rho} - 1}} < \frac{1}{2} r/R < \frac{1}{60}, \quad (12)$$

частицы следует считать крупными, а их движение не зависит от числа Рейнольдса. При $\frac{1}{2} r/R \geq 60$ частицы считаются «очень крупными».

Учитывая неравенство (12) и величины каналов (см. выше), находим, что «обычные» ксенолиты (размер которых больше нескольких сантиметров) следует относить к «крупным» частицам. Для этого случая разница в скорости движения между жидкостью и твердой фазой определяется как:

$$\bar{w} - \bar{w}_n = \sqrt{\frac{1}{2} gr} \sqrt{\frac{4}{3} \varphi \frac{\Delta \rho}{\rho}}, \quad (13)$$

где φ — гидравлическое сопротивление.

Из (13) видно, что сепарация ксенолитов по размерам пропорциональна корню квадратному из его размера.

Краткие выводы

1. Основной причиной захвата и переноса глубинных включений базальтоидными расплавами является псевдооживленное состояние магмы в очаге и на всем пути ее перемещения до поверхности.

2. Псевдооживленное состояние в расплаве проявляется при весьма небольших скоростях течения магмы.

3. Захват и перенос определенного состава и размера включений определяются скоростью течения магмы к поверхности. Ею и определяется сепарация включений по составу и размерам по потоку.

Глава V

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ ПЛАВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ТЕПЛООВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С РАСПЛАВОМ БАЗАЛЬТА

В терминах термодинамики физико-химическое взаимодействие ксенолитов с базальтовой жидкостью в общем случае следует подразделять на два этапа: 1) квазиравновесный, или глубинный,

2) неравновесный, или субвулкановулканический. На первом, охватывающем наибольшую часть взаимодействия твердых фаз в силикатной жидкости, возможны и часто происходят твердофазовые реакции распада минералов включений и химические реакции между минералами ксенолитов и базальтовым расплавом. Эти реакции обусловлены изменением хотя бы одного интенсивного параметра состояния системы таким образом, что выравнивание химических потенциалов компонентов происходит достаточно медленно на значительных отрезках времени в рамках геологической шкалы. Анализ петрологических данных показывает, что глубинный этап в некоторых случаях проявляется в виде нескольких последовательных ступеней взаимодействия, резко сменяющих друг друга таким образом, что от ступени к ступени снижается (существенно меняется) давление в системе, увеличивается парциальное давление кислорода.

Субвулкановулканический этап взаимодействия в сравнении с глубинным весьма непродолжителен. Однако понимание его существа весьма важно при интерпретации явлений физико-химических взаимодействий между базальтовой жидкостью и ксенолитами, потому что именно в нем происходит фиксация результатов всех видов взаимодействия между ксенолитами и силикатной жидкостью. Специфика данного этапа состоит в том, что происходит резкое изменение практически всех интенсивных параметров состояния системы, а фиксация результатов гетерофазного взаимодействия проходит в неравновесно твердеющей силикатной жидкости.

Даже качественная расшифровка продуктов гетерофазного взаимодействия связана с большими трудностями, а в ряде случаев получить однозначное объяснение наблюдаемых соотношений вообще не удастся из-за отсутствия необходимых экспериментальных данных. Ясно, что любой анализ наблюдаемых в породах взаимоотношений между включениями и вулканогенной породой сводится к сопоставлению структурно-минералогических соотношений, получаемых в экспериментах (моделирующих равновесные или неравновесные гетерофазные взаимодействия в расплавах, а также неравновесное затвердевание последних), с природными.

Основой суждения о характере протекания процессов взаимодействия включения и базальтового расплава на больших глубинах служат данные экспериментов о плавлении пород в спектре температур и давлений, которые предполагаются на данных глубинах, проводимых по классической ампульной методике [119]. Для анализа процессов, протекающих в неравновесных условиях в случае частичного плавления и быстрого охлаждения системы, требуются иные подходы при постановке экспериментов. При этом желательно использование достаточно больших образцов, из которых после проведения опыта можно изготовить шлифы и просмотреть структурные взаимоотношения в препаратах. Необходимо иметь в виду, что фиксация взаимодействия включения и базальтового расплава

проходит при весьма небольших давлениях и часто при высоком парциальном давлении кислорода. Поэтому была выбрана соответствующая методика проведения экспериментов.

§ 13. Методика проведения экспериментов

При постановке опытов необходимо было выяснить следующие вопросы: а) как протекают начальные стадии плавления горных пород и затем фиксируются продукты плавления при разных режимах охлаждения системы, б) каким образом на данных процессах сказывается наличие летучих в системе, в) как смешиваются (взаимодействуют) расплавы разного состава и взаимодействуют твердые фазы с базальтовым расплавом.

Явления плавления горных пород при разном давлении воды, парциальном давлении кислорода и т. п. изучались на примере гранита совместно с Э. С. Персиковым на установке, описанной в [89]. Кроме того, проводились опыты в печах сопротивления с нерегулируемой атмосферой в базальтовом расплаве и без такового в алундовых тиглях.

Плавление других пород изучалось менее детально, поскольку закономерности их плавления в принципе несущественно отличаются от плавления гранитов и их взаимодействия с базальтовым расплавом. В общей сложности было проведено около 100 опытов. Автоматическая регулировка температуры позволяла получить точность $\pm 10^\circ \text{C}$. Для опытов использовались алундовые тигли емкостью 2—8 см³ и алундовые ампулы с внутренним диаметром 0,8 см. В них помещались базальтовая пудра и образцы пород сферической формы или кубики объемом 0,5—1,5 см³. Продолжительность опытов 0,5—72 ч, температурный интервал плавки 1000—1400° С. В опытах использовался широкий набор пород, который мог характеризовать их основные разновидности от глубин в десятки километров от поверхности до основания вулканических построек: дуниты, энстатиты, эклогиты, метаморфические сланцы, граниты, кальцитовые и доломитовые мраморы, а также включения лерцолитов и вебстеритов из базальтов Минусинской котловины. Образцы пород были любезно представлены нам В. А. Кутолиным, В. В. Велинским, Г. Н. Лепезиным, Н. В. Соболевым, Ю. Р. Васильевым.

В опытах использовались два способа охлаждения: 1) закалка на воздухе или в воде, 2) охлаждение тиглей или ампул в печи со скоростью порядка нескольких градусов в минуту.

В первом случае происходило стеклование расплава, во втором — он кристаллизовался в виде породы со сферолитовой, дендритовидной или диабазовой структурой. Затвердевший расплав всегда был слабопузыристым. После охлаждения слитки распиливались, из них изготавливались шлифы и другие препараты, которые изучались с помощью стандартных петрографических методик на микроанализаторе «MS-46» и электронном микроскопе «TS». Опыты в бомбе высокого давления проводились также в алундовых

ампулах, которые после закалки подвергались вышеуказанной процедуре исследования. Частично полученные результаты изложены в [127], ниже приводятся более полные данные проведенных опытов.

§ 14. Плавление гранита и его взаимодействие с базальтовым расплавом

Плавление гранита изучалось при атмосферном давлении и температуре 750—1000°С без взаимодействия с базальтом, а при $t > 1000^\circ\text{C}$ при взаимодействии с базальтом. До 1000°С изменения в образцах гранита выглядят следующим образом. В интервале температур 750—800°С через несколько часов после нагревания наблюдаются помутнение зерен породы и заметная грануляция на их контактах, увеличивается количество трещинок. При $t > 800^\circ\text{C}$ обнаруживаются первые признаки появления стекла на стыке зерен, по трещинкам и спайности внутри зерен. Интенсивность плавления различных минералов в интервале температур 800—850°С заметно не одинакова. Так, в плагиоклазе появляются извилистые «жилки» и «пятна» светлого стекла. При этом отмечается, что непосредственно у контакта со стеклом Nm плагиоклаза ниже, чем N у стекла. В стекле обычно содержатся мелкие пузырьки. Плавление плагиоклаза на контакте с амфиболом и биотитом также заметно. Кварц в интервале температур 800—850°С начинает плавиться на контакте с калиевым полевым шпатом, который в этом интервале температур незначительно плавится также и по трещинам внутри зерен. Характерно, что плавление это протекает там, где много газовой-жидких включений. Это явление характерно и для плагиоклаза. В биотите в указанном интервале температур наблюдаются изменение окраски и помутнение.

В интервале температур 850—900°С описанные явления проявляются более отчетливо. При повышении температуры от 900 до 1000°С происходит увеличение количества жидкости на контакте зерен и внутри них (рис. 19).

Отметим некоторые характерные детали плавления в минералах породы. Края зерен минералов при $t \geq 1000^\circ\text{C}$ приобретают зубчатую-округлые очертания, которые иногда называют «коррозийными»; внутри зерен обычно появляются сетка жилок и пятна стекла, а в кристаллах нередко наблюдаются появления «шагреновой» поверхности и неоднородность при угасании в скрещенных николях. В кварце плавление обычно идет лишь в участках, окружающих газовой-жидкие включения.

Калиевый шпат при 1000°С полностью плавится, на его месте обнаруживается светлое стекло с мелкими пузырьками газа. Биотит при $t = 950\text{—}1000^\circ\text{C}$ разлагается на бурое стекло и магнетит, здесь же иногда имеются и кристаллики ортопироксена ($Ng - Np = 0,012$). Последний оптически отрицателен, погасание симметричное, полихроизм от бледно-зеленого по Np до бледно-коричневого по Ng — отнесен нами к гиперстену.



Рис. 19. Начальная стадия плавления гранита ($t=950^{\circ}\text{C}$): темное — стекло (L), светлое — плагиоклаз (Pl), кварц и калишпат (шлиф при одном никеле, $\times 25$)

Амфибол при 950°C после закалки образца характеризовался следующими особенностями (табл. 29).

При дальнейшем повышении температуры до 1000°C амфибол начинает распадаться на рудную (магнетитовую) пыль и плагиоклаз. В тех случаях, когда расплав составляет 70% общего объема, амфибол полностью дезинтегрируется, образуя магнетитовые зерна и буровато-коричневое стекло подобно биотиту. Описанные выше опыты продолжались до 16 часов.

При $t=1150^{\circ}\text{C}$ и времени нагрева порядка 3—5 часов в участке контакта включения с базальтовым расплавом наблюдается сла-

Таблица 29

Оптические свойства амфибола до и после нагрева до 950°C

Кристаллы	$<CNg$	$Ng - Np$	Полихромизм			2V
			Ng	Np	Nm	
До прокаливания	$9,5^{\circ}$	0,016	Светло-синезеленый	Бледно-желтый	Бледно-зеленый	60°
После прокаливания	0°	0,035	Вишнево-красный	Светло-желтый	Буровато-коричневый	—



Рис. 20. Гранит при $t=1150^{\circ}\text{C}$ после 41 ч плавления. Темное стекло на месте листочков биотита, светлое — на месте полевых шпатов, в расплаве сохраняются лишь кристаллы кварца (Q) (шлиф при одном никеле, $\times 5$)

бое плавление в стыках зерен, а также по трещинам. Полевые шпаты мутнеют, особенно сильно калиевый полевой шпат. В кристаллах последнего появляются пятна стекла. По трещинкам во включение проникает базальтовый расплав. Через 24 часа биотит и калиевый полевой шпат практически полностью расплавляются, тогда как кристаллы плагиоклаза еще сохраняются. В стекле присутствуют многочисленные газовые пузырьки, перемешивания жидкости разного состава не происходит. Через 41 ч в расплаве сохраняются лишь кристаллы кварца (рис. 20).

При 1250°C после 72 ч на месте гранитного включения остаются лишь оплавленные зерна кварца и кристаллы магнетита на месте листочков биотита. Смешения стекол разного состава не происходит.

При 1300°C после 72 ч на месте гранитного включения образовалось стекло с ясно выраженными свиями и сегрегацией в верхней части тигля мелких зерен кварца*.

Последовательность и характер плавления гранита при давлении воды выше 500 атм практически не отличаются от описанных. Наблюдается лишь резкое снижение температуры плавления, что

* После закалки это кристобалит.

многokrатно отмечалось различными экспериментаторами. Контактное плавление (спекание) шихты гранита при давлении воды 500—800 атм начинается при температурах 500—600° С.

При увеличении температуры до 750° С последовательно расплавляются калишпат и биотит, а затем и плагиоклаз. В расплаве сохраняются лишь зерна кварца и магнетита. При увеличении температуры до 800—850° С происходит постепенное уменьшение количества недоплавленных зерен кварца, а границы между жидкостями разного состава начинают размываться. При 900° С еще имеются отдельные зерна кварца, а неоднородное строение жидкости почти полностью исчезает. При сбрасывании давления на 20—40 атм в стекле появляются многочисленные пузырьки газа, которые до этого встречались лишь на кристаллах. Граница между базальтовой и гранитовой жидкостями при продолжительности опытов от 1 до 72 ч резкая.

§ 15. Взаимодействие карбонатных пород с базальтовым расплавом

Ксенолиты карбонатных пород являются большой редкостью в базальтовых лавах. В тех случаях, когда удается их видеть, они чаще встречаются во вспененных фациях лавовых потоков, которые охлаждаются наиболее быстро. Включения представляют собой сильно пористые и слабо связанные агрегаты зерен. Внутри включения обычно наблюдаются жилки, пятна и т. п. базальтового материала. Эти наблюдения позволяют предполагать, что карбонатный материал, попадающий в базальтовый расплав, быстро ассимилируется последним. Данное предположение было проверено экспериментально. Серия опытов была поставлена в печи с инертной атмосферой, температура опытов варьировала в интервале 1250—1400° С, продолжительность экспериментов 2—4,5 часа, закалка ампул после опыта проводилась на воздухе.

Кальцитовые мраморы весьма интенсивно ассимилируются базальтовым расплавом уже при 1250° С. Граница между ксенолитом и расплавом весьма неровная, при этом базальтовое стекло в виде прожилков, «желваков» и т. п. «пропитывает» ноздреватую массу полностью диссоциированного кальцита, вместо которого остается светло-серая рыхлая масса СаО. На границе ксенолита и базальтового стекла наблюдается каемка дендритов клинопироксена с низким двупреломлением ($N_g = 1,700$; $N_p = 1,695$) шириной 0,3—0,5 мм. Внутри ксенолита на границе карбонатного материала и базальтового стекла также имеется тонкая буроватая каемка шириной в сотые доли миллиметра. Последняя имеет резкую границу с темным базальтовым стеклом, постоянно содержащим вростки дендритов клинопироксена. В иммерсионных препаратах обнаруживается, что бурая каемка состоит из мельчайших тесно сросшихся кристалликов клинопироксена и окиси кальция. Через 2 ч после начала опыта силикатный материал составляет не менее 1/3 объема ксенолита. Характерно, что показатель преломления

стекла на границе с карбонатным материалом много больше, чем в базальтовом стекле, заполняющем пробирку. Соответственно, $N' = 1,562—1,564$; $N'' = 1,574—1,582$. При увеличении температуры опыта количество силикатного вещества в ксенолите резко возрастает. Так, при 1400°C через два часа сохраняется лишь 15—20% карбонатного материала. При этом в базальтовом стекле постоянно содержатся редкие, но крупные (до 1 мм) пузырьки газа.

Взаимодействие доломитового мрамора и базальтового стекла аналогично описанному выше взаимодействию кальцитового мрамора.

Таким образом, взаимодействие базальтового расплава с алюмосиликатными и карбонатными породами резко различно как по интенсивности процесса, так и по форме его протекания. Ксенолиты карбонатных пород диссоциируют и через непродолжительное время ассимилируются расплавом. При этом на месте ксенолита образуется или ультраосновной расплав, или расплав с основностью выше, чем в окружающей массе базальта.

§ 16. Плавление и взаимодействие

с базальтовым расплавом включений кристаллических сланцев

В экспериментах изучалось изменение кристаллических сланцев, состав которых отвечает различным фациям «нормального» регионального метаморфизма — биотит-хлоритовые, кварц-полевошпат-биотитовые, кордиерит-биотитовые сланцы. Изменения в описываемой группе пород весьма сходны с изменениями в граните. Уже при 1150°C и весьма небольшом времени плавления (порядка 1 ч) наблюдается существенное изменение пород.

На месте темноцветных компонентов псевдоморфно развивается магнетит, а плагиоклазы слегка оплавливаются. Стекловидная фаза наблюдается главным образом в участках контакта темноцветов и плагиоклаза. Через трое суток плагиоклазы иногда на $2/3$ оплавливаются, оставшаяся часть зерен мутнеет и распадается на мельчайшие участки. Кварц каким-либо изменениям не подвергается. Наиболее интенсивно процесс плавления протекает в области контакта с базальтовым расплавом. При $t = 1250^{\circ}\text{C}$ через трое суток кристаллические сланцы расплавляются полностью, за исключением магнетита. На месте включения после закалки остается лишь бесцветное стекло или стекло бурого цвета. Распределение этого стекла в общих чертах соответствует текстурному рисунку подвергавшейся плавлению породы, при этом диффузионные ореолы, судя по окраске стекол, составляют обычно не более сотых долей миллиметра.

§ 17. Плавление и взаимодействие

с базальтовым расплавом включений эклогита

Включения эклогитов или эклогитоподобных пород в лавах Курило-Камчатской провинции не обнаружены. Возможно, что они отсутствуют в базальтах по двум причинам: либо в разрезе коры

и мантии эти породы отсутствуют, либо эти включения плавятся и ассимилируются базальтовыми магмами. Для выяснения последнего вопроса и проводилась серия опытов по плавлению эклогитов в базальтовом расплаве.

Уже при $t=1000^{\circ}\text{C}$, когда в базальтовой пудре имеется лишь контактное плавление, включения эклогита подвергаются заметному изменению. Наиболее существенно изменяются рутил и гранат. Зерна рутила окружаются каемками буроватого стекла и оплавляются сами. При этом здесь же появляются кристаллики магнетита. Заметно изменяется гранат. На месте его кристаллов псевдоморфно развивается магнетит и появляется бурое стекло. При этом к центру таких измененных зерен граната наблюдаются увеличение крупности кристаллов магнетита и уменьшение содержания стекла. Клинопироксен начинает дезинтегрироваться и приобретает «шагреневую» поверхность, зерна замутняются. При $t=1120^{\circ}\text{C}$ рутил и гранат плавятся и на их месте остаются указанные агрегаты бурого стекла, магнетита и титаномагнетита. На границе зерен пироксена также появляется стекло. Полное расплавление эклогита происходит в интервале температур $1150-1200^{\circ}\text{C}$ после 20 ч. Указанный тип изменения включений характерен условию, когда плавление и т. п. происходят при высоком парциальном давлении кислорода, которое обычно для лавовых потоков. Следует отметить существенное в сравнении с расплавом гранитового состава размывание границы между жидкостью, образующейся на месте включения, и вмещающим расплавом базальта.

§ 18. Плавление и взаимодействие с базальтовым расплавом включений ультрабазитов

Включения ультрабазитов обычно имеют с вмещающим базальтом весьма резкую границу, в некоторых случаях наблюдаются и «реакционные» взаимоотношения включения и базальта. В проведенных опытах по плавлению ультрабазитов большое внимание было уделено взаимодействию вмещающего базальтового расплава и включений.

В общем, можно отметить следующие особенности плавления ультрабазитов. Лишь при $t=1200^{\circ}\text{C}$ в лерцолитах или вебстеритах можно наблюдать некоторое оплавление клинопироксенов по трещинкам и контактам зерен, а также по спайности (рис. 21). При $t=1300^{\circ}\text{C}$ клинопироксен плавится примерно на 50%. Ортопироксен лишь слегка оплавляется. Наблюдается появление стекла на границе зерен шпинели и пироксенов. В дунитах при этой температуре наблюдается лишь опацификация.

Отметим ряд важных для последующих построений деталей отмеченного процесса изменений во включениях и их взаимодействия с базальтовым расплавом. Из анализа рис. 21 видно, что процесс плавления минералов ультрабазитов, как и в случае других по составу включений, начинается с образования внутри кристаллов наименее тугоплавкой фазы сетки жилевидных образований, со-

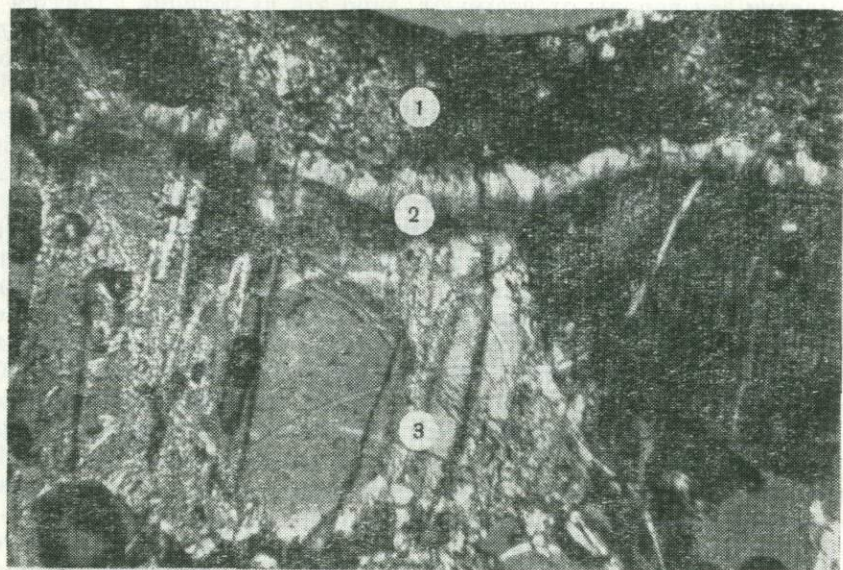


Рис. 21. Характер начальных стадий плавления кристаллов клинопироксена (шлиф при одном никеле, $\times 13$).

1 — вмещающий базальт; 2 — оторочка столбчатых кристаллов клинопироксена, образующаяся на границе кристаллы — жидкость; 3 — мелкозернистый агрегат зерен клинопироксена в участках локального подплавления по трещинам и спайности

стоящих из мельчайших почти изометричных кристалликов, на которые распадается кристалл в участке, который затем превращается в жидкость. Если условия закалки таковы, что на ее месте возникает кристаллический агрегат, то при просмотре шлифов создается впечатление о наличии «пересечения» кристаллов вмещающим базальтом. В действительности же эти мелкозернистые жилки являются продуктом кристаллизации жидкости, возникшей внутри кристалла. Оплавляющиеся кристаллы на границе с базальтовой жидкостью при неравновесной кристаллизации всегда имеют или оторочку столбчатых кристалликов, нарастающих на готовую «подложку» (см. рис. 21), или массу мелких кристалликов, имеющих резкую границу с вмещающим стеклом базальтового состава (рис. 22). Характерно, что пузырьки газа на начальных стадиях плавления ультрабазитов не обнаруживаются, хотя во вмещающем базальте они многочисленны. Пузырьки газа появляются обычно после того, как расплавится 15—20% включения ультрабазита по объему.

В отсутствие перемешивания расплава граница между жидкостями базитового состава через 72 ч достаточно резкая, о чем можно судить по составу и структуре пород, возникающих на их месте после охлаждения.

Если гипербазиты были серпентинизированы, то после помещения их в базальтовый расплав происходит оливинизация по-

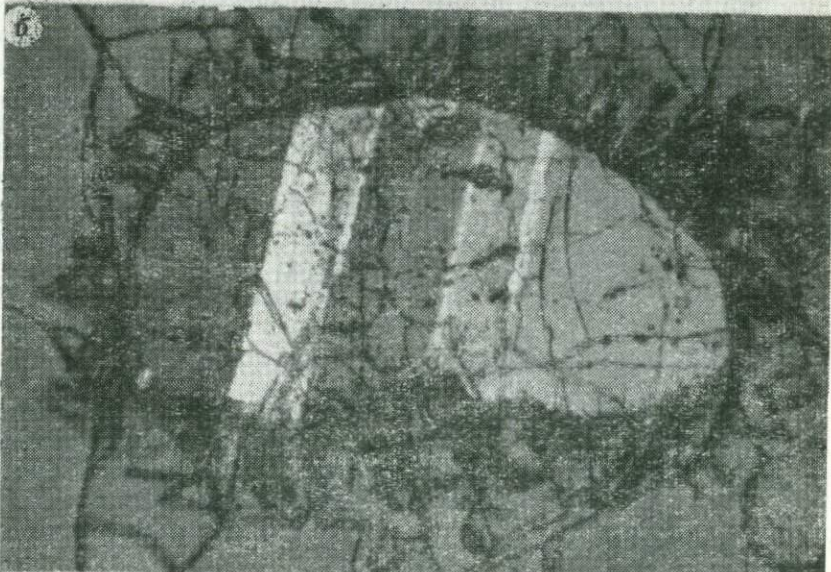
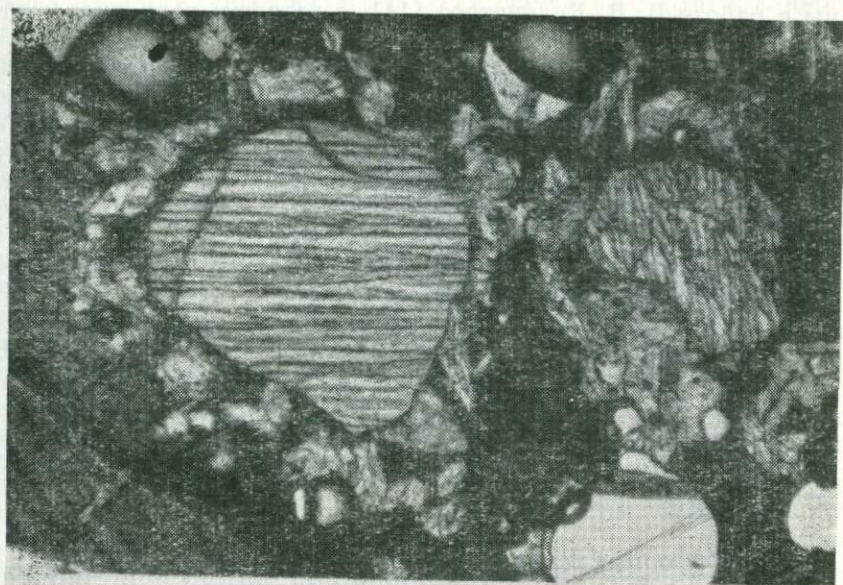


Рис. 22. Характер влияния состава реликтов кристаллов на неравновесную кристаллизацию в базальтовой жидкости (шлиф при одном никеле, $\times 22$): *a* — оторочка из изометричных кристалликов клинопироксена, парастоящая на недоплавленное зерно того же минерала; *b* — аналогичная картина в случае лабрадора

роды. Более подробно результаты нагревания серпентинитов описаны в работе В. В. Велинского [14], с которым проводились эти опыты.

Заканчивая изложение данных о характере начальных моментов плавления пород в базальтовом расплаве, отметим, что в водосодержащих базальтовых расплавах описанные процессы протекают с большими скоростями и при меньших температурах. Так, при $t=1200^{\circ}\text{C}$, $p=2000$ атм сохраняются лишь породы, состоящие из весьма тугоплавких фаз (энстатититы, дуниты); клинопироксен, плагиоклазы и т. д. расплавляются полностью.

Таким образом, исследованные породы в отношении их устойчивости к тепловому воздействию существенно неперегретых базальтовых расплавов можно подразделить на следующие разновидности: 1) породы, полностью плавящиеся или растворяющиеся в базальтах при температурах ниже 1300°C (эклогиты, карбонатные породы, метаморфические сланцы); 2) породы, частично плавящиеся в базальтовом расплаве при $t=1100-1300^{\circ}\text{C}$ (граниты, некоторые пироксениты); 3) породы, не плавящиеся при $t=1300-1400^{\circ}\text{C}$ (дуниты, энстатититы).

§ 19. Фиксация теплового и химического взаимодействия базальтового расплава и включений в зависимости от условий охлаждения отливок

Фиксация характера взаимоотношений включения и базальтового расплава при частичном или полном плавлении включения определяется динамикой охлаждения силикатной жидкости и ее тепловой предысторией. Динамика охлаждения зависит от гидродинамических особенностей перемещения расплава от очага к месту его остановки и характера тепловода от поверхности охлаждения в участке затвердевания расплава в виде магматического тела. Как показывают вычисления, относительная скорость течения магмы при захвате включения не слишком велика (см. гл. IV). Поэтому при частичном плавлении ксенолита или его растворении, хотя первоначальные границы искажаются потоком, объемы возникающего на месте включения расплава из-за отсутствия существенного перемешивания, в общем, мало изменяются. Тогда «размывание» границ между жидкостями, а также при растворении фаз должно протекать главным образом за счет диффузионного обмена. Эти или иные особенности массообмена между включением и базальтовым расплавом определенным образом фиксируются при его затвердевании и затем служат материалом для интерпретации о прошедших процессах массообмена в расплаве. Отметим особенности фиксации взаимодействия включения и базальтовой жидкости при отсутствии в ней турбулентного перемешивания.

В экспериментах обнаружены следующие особенности: из расплава, сформировавшегося при плавлении эклогита, кристаллизовалась порода, состоящая из клинопироксена с примесью основного плагиоклаза и небольшим содержанием магнетита, а из рас-

плава базальта образовалась порода, сложенная орто- и клинопироксеном с высоким содержанием магнетита. Граница между породами резкая.

Формирование «реакционных» оторочек, по-видимому, нередко может быть связано с эпитаксиальным ростом или кристаллизационной памятью». В [23, 93] показано, что при отсутствии больших перегревов и наличии микроскопических остатков расплавленных фаз или их кристаллов при затвердевании из силикатной жидкости преимущественно кристаллизуются фазы, структура которых весьма близка расплавленному, или наблюдаются явления эпитаксии. Таким образом, формируются «реакционные» оторочки из пироксена, плагиоклаза и т. п. На рис. 22 показаны типичные оторочки из кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, которые возникают на поверхности растворяющегося или плавящегося кристалла в контакте с базальтовым расплавом. Состав фаз в «реакционной» оторочке и кристаллах при этом практически идентичен. Влияние «кристаллической подложки» при затвердевании базальтового расплава можно иногда проследить в некоторой ориентированности кристаллов и их величине на расстоянии до 1 мм. Характерно, что попытки обнаружить признаки диффузионного «размывания» границ между зернами клинопироксена и базальтового расплава после закалки с помощью микроскопа не увенчались успехом, так как зерно всегда отделено от стекла хотя бы узкой зонкой эпитаксиального роста. В самом стекле при изучении его с помощью электронного микроскопа обнаруживается наличие кристаллических фаз, количество и размеры которых увеличиваются у границы включения. По-видимому, роль «реакционных» явлений между базальтовым расплавом и включениями, когда наблюдается развитие оторочки столбчатых кристаллов у границы включения и расплава, несколько преувеличивается. Чаще это, вероятно, проявление «кристаллизационной памяти» расплава, которое реализуется в условиях неравновесной кристаллизации. Последнее обстоятельство достаточно полно освещено, например, в работе Г. А. Рашина [93], но, к сожалению, пока мало учитывается петрологами при интерпретации наблюдений. К этой же области относится в ряде случаев образование тонкокристаллических агрегатов на месте зерен клинопироксена того же минерала или жиллок базальта во включениях [58]. Последнее обстоятельство весьма наглядно проявляется при проведении экспериментов по плавлению включений пироксена в базальтовом расплаве.

При достаточно медленном охлаждении из пироксенового расплава возникает базальтовая порода, и, наоборот, при быстром охлаждении из расплава может возникнуть клинопироксеновая порода. Выше уже отмечались особенности процесса плавления крупных кристаллов клинопироксена. По трещинкам и спайности в них образуются расплавленные участки, которые при закалке фиксируются в виде жиллок и т. п. При медленном охлаждении на их месте образуется тонкозернистый клинопироксен, структура агрегата которого в общих чертах такая же, как и в клинопироксене, обра-

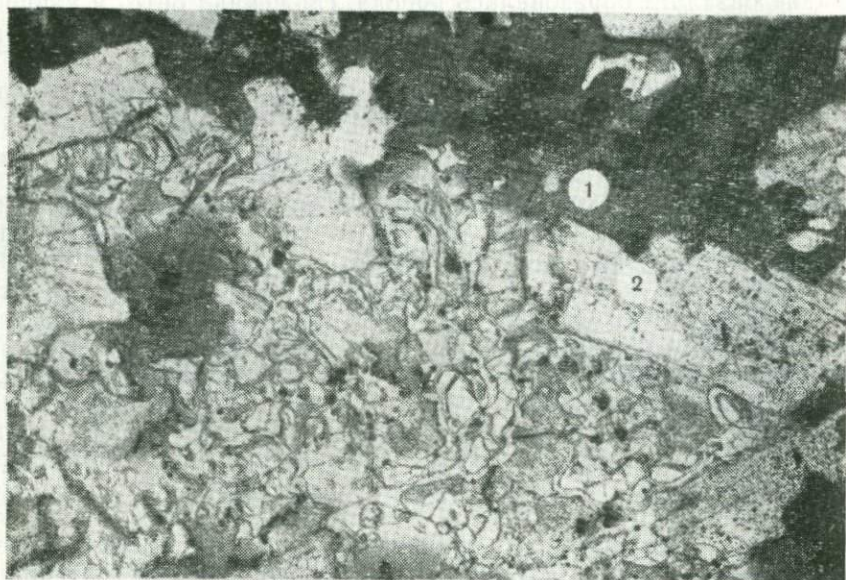


Рис. 23. Подплавленный ксенолит андезита в андезито-базальтовой лаве (шлиф при одном никеле, $\times 13$).

1 — стекло; 2 — плагиоклаз

зующемся на месте базальтового расплава. При раскристаллизации всей массы создается впечатление наличия «дезинтегрированных» механически зерен клинопироксена в затвердевшей массе расплава, хотя в тиглях емкостью 2—3 см³ никакого «механического» перемешивания не наблюдалось.

§ 20. Сопоставление экспериментальных данных с реальными объектами взаимодействия включений и базальтоидного расплава

Анализ известных материалов термического и химического взаимодействия базальтоидных расплавов и ксенолитов позволяет утверждать, что проведенные эксперименты достаточно полно моделируют реальную картину взаимодействия магмы и ксенолитов (рис. 23 и 24). Количество подобных примеров можно было бы умножить, но статистическая картина будет весьма мало и лишь несущественными деталями отличаться от приведенных примеров. Полное расплавление глинистых сланцев, песчаников и т. п. или кислых изверженных пород в базальтовых лавах приводит к появлению массивно-полосчатых или пузыристых стекловатых включений, весьма напоминающих пемзы.

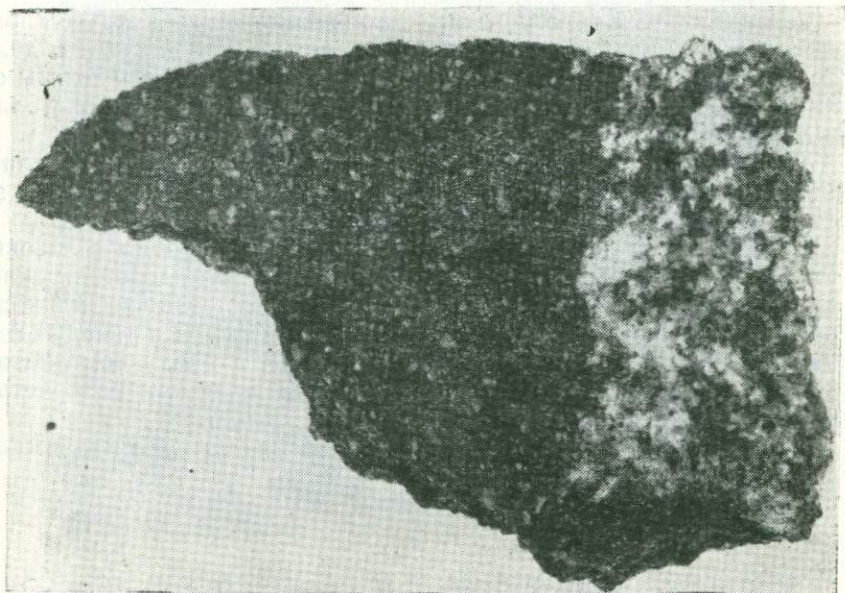


Рис. 24. Обычная картина контакта базитового ксенолита (светлое) в базальтовой лаве (нат. вел.)

При этом характерно то, что интенсивность изменений в ксенолите при взаимодействии с базальтовым расплавом максимальна на границе, а пузыристость стекла практически однородна, как и ее распределение в зоне плавления ксенолита. По этому фундаментальному признаку можно легко разграничить группы ксенолитов, в одних из которых изменение состава, структуры и текстуры связано с взаимодействием с данной «интрузией» магмы, а в других — с процессами, которые протекали в породе до ее захвата потоками базальтового расплава.

Использование этого признака без труда позволяет разделить «ксенолиты» и «автолиты». При анализе полевого материала он использовался нами постоянно. Учет изложенных выше материалов показывает, что ряд положений гипотезы о «гомеогенной» природе базитовых включений в базальтоидных лавах должен быть отвергнут как несостоятельные попытки нарисовать схему явления, противоречащую экспериментальным данным и теории динамики гетерофазных систем.

Краткие выводы

1. Экспериментальное изучение термической «устойчивости» включений в базальтовом расплаве свидетельствует о большой неоднородности в этом отношении метаморфических и изверженных пород коры и верхней мантии Земли.

2. Наименьшей термической «устойчивостью» в базальте характеризуются карбонатные породы (мраморы и кальцифиры), далее следуют кристаллические сланцы и эклогиты. Причем эклогиты ассимилируются расплавом существенно «активнее», чем кристаллические сланцы.

3. Весьма устойчивы при термических воздействиях ксенолиты гипербазитов, среди которых лишь диопсидиты подвергаются заметному подплавлению в базальтовом расплаве.

4. Из-за проявления неравновесной кристаллизации в лавовых потоках фиксация теплового и химического взаимодействия включений и базальта характеризуется появлением оторочек клинопироксена, плагиоклаза и т. д. на границах жидкости и твердых фаз. Эти оторочки являются не «реакционными», а продуктом эпитаксиального роста кристаллов при «закалке» жидкости на кристаллической «подложке».

5. Термическое воздействие базальта на включение максимально на границе раздела фаз.

Глава VI

КИНЕТИКА И ДИНАМИКА ТЕПЛОВОГО И ХИМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВКЛЮЧЕНИЯ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА; МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

§ 21. Реакционные превращения минеральных фаз во включениях и наблюдаемые типы взаимодействия включений и базальтоидов

Во включениях и на их границе с вмещающими вулканитами наблюдаются довольно разнообразные изменения минералогии или структуры пород [29, 67]. В первом приближении их можно разделить на две генетически различные группы: а) изменения минерального состава или структуры пород, связанные с превращением в глубинных породах без влияния базальтового расплава при изменении в недрах температуры и (или) давления; б) изменения в минеральном составе или структуре включений из-за их взаимодействия с базальтовым расплавом.

Первая группа изменений в минеральном составе и структуре включений наиболее интересна для изучения с точки зрения выявления вероятных термодинамических условий в недрах коры и мантии вне магматических очагов. К изменениям подобного рода относятся твердофазовые реакции между минералами пород и структуры распада в отдельных минералах. Включения ультрабазитового состава, где наблюдаются такие минеральные и структурные превращения, относительно немногочисленны. На рис. 25 показаны взаимоотношения между минералами, характеризующие классическую экспериментально воспроизведенную реакцию в ультрабазитах и базитах.

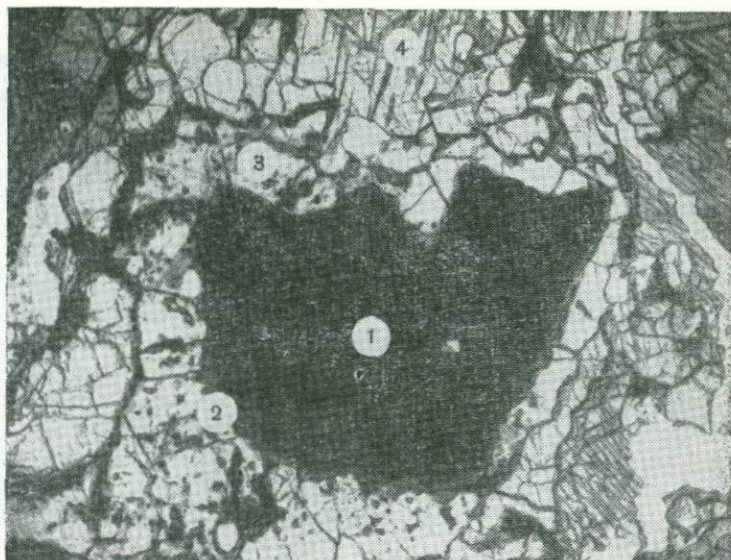


Рис. 25. Реакция шпинели (1) с пироксеном (2) с образованием оливина (3) и граната (шлиф при одном николе, $\times 27$), вулкан Жупановский



Рис. 26. Реакция анортита (1) с оливином (2) с образованием граната и шпинели (3) (шлиф при одном николе, $\times 27$, вулкан Жупановский)

На рис. 26 показаны реакционные взаимоотношения оливина и анортита. Весьма редко, но все же встречаются структуры распада в анортите (рис. 27), который обогащен примесью железа и титана.

Наиболее часто наблюдаются «реакционные» взаимоотношения между базальтоидами и включениями. Некоторые из них достаточно подробно описаны в литературе, другие для данного региона выделяются впервые. Достаточно часто на границах ксеногенного клинопироксена в базальтах наблюдаются узкие каемки из столбчатых кристаллов того же минерала или зона неправильной формы, «завершающая» огранку зерна. Достаточно обычны случаи растворения зерен шпинели и кристаллизации на ее месте при затвердевании расплава плагиоклазовых зерен, в центре которых имеются шпинелевые ядра (рис. 28). Нередки случаи присутствия зерен ксеногенного кварца, замещенного с периферии мономинеральной каймой клинопироксена (рис. 29), а также совместного присутствия включений ультрабазита и зерен кварца.

Весьма характерны случаи обрастания остатков оливиновых включений клинопироксеном с образованием хорошо ограненных монокристаллов. Однако наиболее распространено замещение включений ультрабазитов амфиболом (рис. 30), иногда с образованием ряда последовательных реакционных зон. Хотя некоторые примеры амфиболизации ультрабазитов в базальтах Камчатки уже описывались в литературе, это явление заслуживает более подробного освещения, поскольку характеризует различные этапы взаимодействия глубинных включений с расплавом.

Среди ультраосновных включений в базальтоидах Курило-Камчатской вулканической провинции часто встречаются существенно амфиболовые разновидности. В большинстве вулканов (Авачинский, Кроноцкий, Ветровой, Удина и др.) амфиболовые включения присутствуют одновременно с оливинитами, пироксенитами, лерцолитами и т. д. Амфиболовые включения имеют различную морфологию — от округлых до угловатых и монокристаллических. Монокристаллы амфибола имеют размеры от 1—2 до 10—15 см. В крупных монокристаллах ядра сложены слабо переработанными лерцолитами или другими перидотитами. Например, набор включений из лав Кроноцкого вулкана позволяет представить ряд от начальной переработки гипербазитовых ксенолитов с образованием тонкой рубашки и развитием амфибола по трещинам, через наполовину замещенные ксенолиты, до полных псевдоморфоз амфибола по перидотитам. В последнем случае отмечаются реликты первичных минералов (оливинов и пироксенов) в виде округлых зерен, рассеянных преимущественно в центральных частях монокристалла амфибола. Характерной чертой таких монокристаллов является обратное удлинение хорошо ограниченных индивидов. Оптические параметры амфибола ($N_g=1,714$; $N_p=1,691$, отрицательное удлинение, $N_g - N_p=0,023$; $<cNg=0-2^\circ$, обратная схема абсорбции) свидетельствуют об аномальных свойствах его. Цвет амфибола темно-бурый до черного, спайность весьма совершенная призматическая.

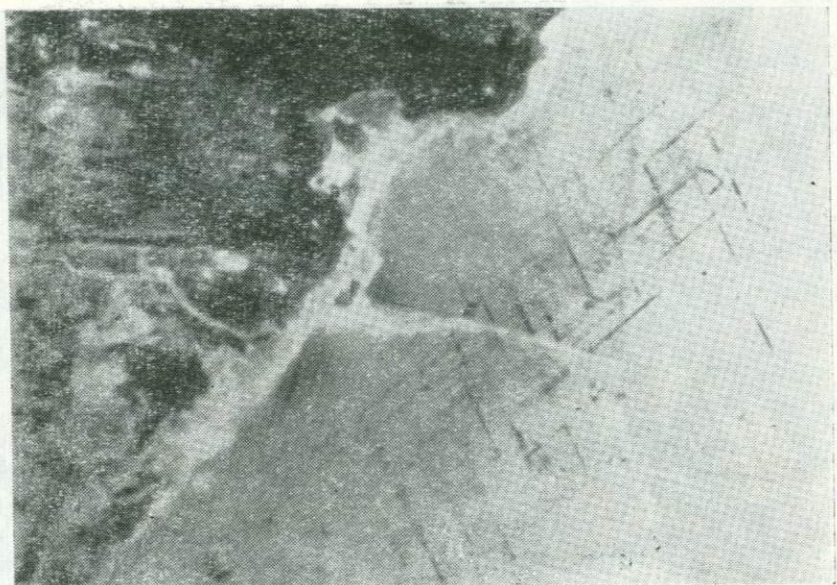


Рис. 27. Структура распада в анортите — по спайности плагиоклаза выделяется титаномагнетит (шлиф при одном николе, $\times 25$, вулкан Ксудач)



Рис. 28. Замещение шпинели (темное) плагиоклазом в шпинелевых базальтах (шлиф при одном николе, $\times 25$, вулкан Иволка)



Рис. 29. Оторочка из клинопироксена вокруг зерна кварца (шлиф при одном николе, $\times 25$, Анаунская вулканоструктура)



Рис. 30. Реликты оливина (1) в монокристаллах амфибола (2) (шлиф при одном николе, $\times 15$, вулкан Харчинский)

ческая, полихроизм от вишнево-красного по Ng до красновато-коричневого по Nm и зеленовато-желтого по Np . В некоторых случаях наблюдается последующее замещение амфибола в ксенолитах мелкозернистым агрегатом зерен, состоящим из пироксенов, плагиоклаза и магнетита с последующей резорбцией этого агрегата вмещающим расплавом.

Для ксенолитов перидотитового состава Авачинского вулкана отмечается поликристаллическая мономинеральная амфиболизация. Сохранившиеся в ядрах перидотитовые реликты имеют постепенный переход через зону амфиболизации к зоне габброидного состава.

Таким образом, в глубинных ксенолитах отмечается односторонняя тенденция превращений при изменении физико-химических условий от дунитов и перидотитов через амфиболизацию к габброидной ассоциации. Реакционные амфиболитовые каймы достигают мощности 5—6 см, а для гигантских монокристаллов амфибола (12—15 см) реакционную кайму можно считать от центра кристалла, т. е. до 7 см.

§ 22. Кинетика плавления и растворения включений в базальтовом расплаве

После того, как включение оказалось в движущемся потоке базальтового расплава, последний оказывает на твердую частицу тепловое, химическое и механическое воздействие. Изучая взаимодействие расплава и включения теоретически или экспериментально, можно проанализировать два первых процесса, тогда как осветить последний таким образом затруднительно. Поэтому в дальнейшем мы будем касаться лишь первых двух процессов.

Тепловое воздействие расплава на включение в основном сводится к нагреванию твердой частицы и ее частичному или полному расплавлению: если начальная температура в магме (t^0) больше температуры плавления минералов включения (t^*), включение может быть полностью «уничтожено» и «ассимилировано» магмой. Попытаемся оценить порядок скоростей расплавления включений в зависимости от изменения тепловых условий в расплаве.

Если форма включения близка к изометричной (что довольно обычно для ксенолитов), то в первом приближении время расплавления $\tau_{пл}$) такой частицы можно определить по уравнению [69]

$$\tau_{пл} \approx \frac{r^2}{6a_1} \sqrt{\frac{Q^* \rho_{II}}{\Delta t c_M \rho_M}} + \frac{\Delta t c_{II} \rho_{II}}{Q^* \rho_M}, \quad (14)$$

где $\Delta t = t^0 - t^*$;
 Q^* — теплота плавления — $4,2 \cdot 10^3$ Дж/кг;
 c_M, c_{II} — теплоемкость магмы и породы — $0,8$ Дж/г;
 a_1 — температуропроводность магмы — $2 \cdot 10^{-7}$ м²/с;
 ρ_M, ρ_{II} — плотность магмы и включения (приняты в расчетах соответственно 2600 кг/м³ и 2800 кг/м³);
 r — радиус включения.

Из данной зависимости можно сделать вывод о том, что процесс расплавления достаточно крупных включений уже при малых значениях Δt в рамках геологической шкалы времени весьма быстр.

Если $t^* > t^0$, включение в расплаве может растворяться. Экспериментально доказано [36], что растворение в силикатных расплавах лимитируется диффузией, энергия активации которой в среднем 30 ккал/моль. Механизм этого процесса сводится к тому, что в решетку силикатного минерала из расплава диффундирует ион-модификатор. Это приводит к разрыву связи $Me-O$ из-за поляризации — от минерала «отрывается» частица и переходит в расплав. При растворении окислов (шпинель, магнетит и т. п.) в решетку диффундируют катионы, которых они не содержат. Рассмотрим характер растворения сферической частицы в условиях, когда относительная скорость перемещения жидкости и включения равна нулю. Поток массы с поверхности включения N_i определяется в этом случае следующим образом:

$$N_i = k_m (C_i - C_i^p) \text{ кг} \cdot \text{моль} \cdot \text{м}^3/\text{с}, \quad (15)$$

где k_m — константа скорости растворения;
 c_i и c_i^p — мольная доля i -того компонента в минерале и расплаве.

Для расчетов k_m может быть приближенно определена из экспериментально найденных значений числа Шервуда [65]:

$$Sh = \frac{2rk_m}{D} = 2, \quad (16)$$

где D — коэффициент диффузии.

Если скорость движения ксенолита в магме $\omega \neq 0$, то с учетом гидродинамики потока магмы поток массы можно определить по [4]:

$$N_i = \frac{D_i (C_i - C_i^p)}{2r} \left(2 + 0,76 \sqrt{\frac{\omega r}{\nu}} \sqrt[3]{\frac{\nu}{D_i}} \right), \quad (17)$$

где ν — кинематическая вязкость базальтового расплава;

D_i — коэффициент диффузии i -того компонента в расплаве.

Расчет скорости растворения возможен, если известны величины D_i . Их экспериментально определенные значения приведены в [65]. Модификаторы и большинство газов в базальтовых расплавах имеют величину D_i порядка 10^{-6} см²/с при температурах 1100—1200°С; ионы-сеткообразователи (Si, Al, Ti, P) — $D \approx \approx 10^{-11}$ — 10^{-12} м²/с.

Скорость растворения ксенолита в расплаве приближенно можно оценить, решив следующую задачу кинетики*. Пусть в момент времени, принимаемый нами за нулевой, магматический расплав захватывает обломок вмещающей среды; состав породы не равновесен с составом магмы, а температура плавления слагающих его

* Решение по нашей просьбе получено В. С. Голубевым.

минералов выше t° магмы. В этом случае ксенолит начнет растворяться. Необходимо определить, как со временем изменяется объем ксенолита. Для простоты положим, что форма обломка близка к сферической. Запишем уравнение кинетики растворения сферической частицы:

$$-\frac{dm}{d\tau} = k_m S (C_i^p - C_{\text{нас}}), \quad (18)$$

где m — масса ксенолитов в момент времени τ ;

S — поверхность растворения;

$C_{\text{нас}}$ — концентрация насыщения;

C_i^p — концентрация i -того вещества ксенолита в расплаве.

В первом приближении принимаем

$$\Delta C = C_i^p - C_{\text{нас}} = \text{const}. \quad (19)$$

Последнее возможно принять в том случае, когда за счет растворения ксенолита состав расплава изменяется не существенно. Поскольку $m = \frac{4}{3}\pi\rho r^3$, $S = 4\pi r^2$ (r — радиус ксенолита в момент времени τ , ρ — его плотность), то, интегрируя (18) при начальном условии $\tau = 0$, $r = r_0$, получим

$$r(\tau) = r_0 - \frac{k_m \tau \Delta C}{\rho}. \quad (20)$$

Пусть ксенолит движется в магме со скоростью ω , тогда $\tau = \frac{l}{\omega}$, где l — пройденный им путь к моменту времени τ . Следовательно, изменение линейного размера ксенолита при перемещении в магме может быть приближенно охарактеризовано зависимостью

$$r(l) = r_0 - \frac{k_m l \Delta C}{\omega \rho}. \quad (21)$$

Из (20), (21) следуют выражения для времени τ жизни ксенолита и пути l его перемещения:

$$\tau = \frac{r_0 \rho}{\Delta C k_m}; \quad (22)$$

$$l = \frac{\omega \rho r_0}{\Delta C k_m}. \quad (23)$$

Учитывая приведенные выше зависимости k_m от параметров системы, а также величины D_i и ω , находим, что k_m варьирует, по видимому, в пределах $\approx 10^{-10} \div 10^{-12}$ м/с. Принимаем $r_0 = 0,001 \div 1$ м, $\rho = 3000$ кг/м³, $\Delta C = 5 \cdot 10^{-4} \div 10^{-4}$ кг/м³. Тогда по (22) можно определить и порядок времен растворения ксенолитов в расплаве. Находим, что даже ксенолиты размером 0,01 м будут растворяться более полугода, тогда как «крупные» частицы с $r_0 > 0,1$ м должны растворяться сотни и тысячи лет, а возможно, и больше.

§ 23. О вероятной кинетике формирования реакционных зон на границе «базальтовый расплав — включение»

Как было показано в гл. II, на границе изверженной породы и ксенолитов нередко образуются различного рода минеральные фазы, состав или структура которых отличаются от состава или структуры как ксенолита, так и вмещающей магматической породы. Природа таких оторочек, по-видимому, различна. В ряде случаев это несомненно «кристаллизационные» каймы, строение и состав которых связаны с кинетикой затвердевания подплавленного вещества ксенолита у границы с твердыми фазами. Примерами данного типа «реакционных» оторочек являются шестоватые кристаллы клинопироксена в случае взаимодействия включений ультраосновного или основного состава с базальтовым расплавом (см. рис. 21).

Случай образования «амфиболитовых рубашек» в виде монокристаллов совершенной огранки на месте вещества ультраосновных ксенолитов (см. рис. 30), с нашей точки зрения, можно объяснить действием двух механизмов: 1) растворением вещества ксенолита в базальтовом расплаве с взаимной диффузией компонентов расплава и вещества ксенолита, 2) кристаллизацией на месте растворенной части ксенолита новой фазы, когда несколько меняются термодинамические условия в системе. При этих условиях возможна кристаллизация фазы промежуточного состава.

Подобную природу, вероятно, имеют и поликристаллические каемки клинопироксена у ксенокристаллов кварца в базальтах (см. рис. 29).

В кислых и средних породах ксенолиты основных пород изменяются иным образом. Здесь довольно обычно метасоматическое замещение первичных минералов с довольно постепенными переходами от гранитизированной к неизменной породе. При этом первичные границы ксенолита диагностируются без труда, а состав и структура изверженной породы здесь такие же, как на большом удалении от ксенолита. Такие взаимоотношения жидкости и ксенолита можно объяснить диффузией компонентов расплава внутрь ксенолита с метасоматическим замещением вещества последнего.

Сейчас можно аналитически рассматривать лишь предельные случаи взаимодействия частицы простой (например, сферической) формы и расплава, считая, что: 1) сфера покоится в жидкости или скорость движения частицы и жидкости одинаковы, 2) частица и жидкость движутся с разными скоростями, а концентрация компонентов на контакте ксенолита и жидкости постоянна. Данные задачи были рассмотрены ранее в работах ряда исследователей [30, 69, 110].

Решение задачи о метасоматическом замещении вещества ксенолита, когда концентрация компонентов на его границе постоянна, может быть представлено в виде

$$q = kC_0 \left[1 - \exp \left(- \frac{12\tau D_{\text{эф}}}{r_0^2} \right) \right]; \quad (24)$$

$$\begin{cases} \tau = 0, & q = 0, \\ C = C_0 = \text{const}, & r = r_0; \end{cases} \quad (25)$$

где q — концентрация i -того компонента в ксенолите;
 C_0 — его концентрация на границе ксенолита радиуса r_0 ;
 k — константа скорости реакций;
 $D_{\text{эф}}$ — эффективный коэффициент диффузии ($D_{\text{эф}} = D_i / (1+k)$);
 D_i — коэффициент диффузии i -того компонента в ксенолите.

§ 24. Характер и возможные масштабы ассимиляции включений базальтовыми расплавами

Причиной ассимиляции включений базальтовым расплавом, как показано выше, являются их плавление и растворение. Были оценены также кинетика этих процессов для единичного ксенолита в предположении о том, что температура расплава остается в процессе взаимодействия неизменной. Естественно, данные предположения не являются строгими, поскольку при плавлении фаз расплав отдает тепло, как и охлаждается при перемещении по магмоводу хотя бы адиабатически. Следовательно, при оценке возможных масштабов ассимиляции включений необходимо учитывать «тепловой запас» магмы, обеспечивающий плавление, а также время пребывания включений в расплаве, которое определяет масштабы растворения (при растворении расплав не охлаждается из-за выделения теплоты растворения).

Поэтому вероятные максимальные масштабы ассимиляции в первом приближении в случае плавления ксенолитов можно оценить из расчета теплового баланса. Силикатная жидкость может расплавить твердую фазу, если температура ее плавления ниже температуры жидкости. Естественно, силикатная жидкость может ассимилировать включения до тех пор, пока ее температура выше температуры солидуса.

Имея в виду эти соображения, попытаемся выполнить приближенный расчет удельной «ассимиляционной способности» базальтовой жидкости. Полагаем, что ее теплоемкость равна 1,68 Дж/град, плотность — 2700 кг/м³. Теплота плавления пород при ассимиляции может колебаться в интервале $2,8 \div 4,2 \cdot 10^5$ Дж/кг при их плотности 2600—3000 кг/м³. Учитывая эти параметры, получаем оценку возможных масштабов ассимиляции, отнесенных к 1 см³ базальтового расплава (рис. 31). Оказывается, что при разности температур $\Delta t = t_0 - t_{\text{пл}} = 50^\circ \text{C}$ масштабы ассимиляции уже достаточно существенны, поскольку каждый кубический сантиметр расплава в потоке способен ассимилировать от 0,07 до 0,1 см³ вещества

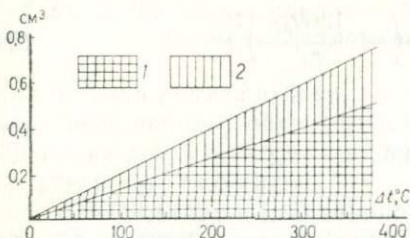


Рис. 31. Возможные максимальные масштабы удельной ассимиляции базальтовым расплавом вещества ксенолитов
1 — базитовые, 2 — ультрабазитовые ксенолиты

ксенолитов при их плавлении. Следовательно, состав расплава может существенно измениться, если в действительности ассимиляция путем плавления ксенолитов может протекать при движении расплава из очага к поверхности. Масштабы ассимиляции при растворении оценить сложнее, так как неизвестны пределы насыщения расплава компонентами ксенолитов при данной его температуре. Если отвлечься от этого затруднения и задаться временем взаимодействия, можно приблизительно оценить масштабы ассимиляции. Такие оценки можно получить, воспользовавшись уравнением (20). Однако заранее можно сказать, что масштабы этого явления на 2—3 порядка меньше, чем при плавлении.

Смешение ассимилируемого вещества и базальтовой жидкости может протекать путем диффузии или турбулентного перемешивания, а также при совместном действии этих факторов. Перемешивание вероятно при скоростях течения магмы порядка десятков метров в 1 с. При более низких скоростях течения основным фактором смешения является диффузия.

§ 25. Гидромеханическая и физико-химическая сепарация включений в потоке базальтового расплава

Учитывая изложенное в предыдущих разделах, попытаемся представить себе вероятную картину характера переноса глубинных включений базальтовым расплавом. Эти рассуждения применимы лишь к твердым фазам, плотность которых выше плотности базальтовой жидкости, т. е. к породам типа эклогитов, базитов и ультрабазитов. Перенос обломков кристаллических сланцев, гранитов или осадочных пород при их захвате происходит, вероятно, без существенной гидромеханической сепарации.

Проведя расчеты, мы нашли, что глубинные включения могут быть вынесены базальтовой магмой к поверхности Земли, если ее поток движется по магмоводу с достаточно большой скоростью. Так, согласно предварительным оценкам, скорости движения базальтовых магм, способных выносить мантийные ксенолиты, должны быть выше нескольких сантиметров в 1 с. При этом можно предположить, что ксенолиты с поперечником порядка нескольких десятков сантиметров могут выноситься базальтовыми магмами, движущимися с весьма высокими скоростями (порядка десятка

метров в секунду). Более крупные мантийные ксенолиты могут выноситься расплавами, движущимися по магмоводу с гигантскими скоростями (порядка сотни метров в секунду).

Насколько правдоподобны полученные оценки? Судя по данным изучения современных извержений базальтов, они довольно хорошо согласуются с имеющимися наблюдениями. Так, скорости истечения базальтов из вулканических жерл колеблются от сантиметров до десятков метров в 1 с при проявлении фонтанирования лав [73].

Можно с большой уверенностью считать, что вынос небольших по размерам мантийных ксенолитов базальтами, с точки зрения гидромеханики перемещения магм, должен быть обычным явлением. Однако в пределах магматической колонны, как и жизни очагов, питающих вулканы, вынос ксенолитов с больших глубин должен быть достаточно своеобразным процессом. Действительно, как было показано, гидромеханическая сепарация глубинных ксенолитов пропорциональна корню квадратному из его размеров. Следовательно, следует ожидать весьма существенного разделения в потоке, движущемся с некоторой средней скоростью, ксенолитов по плотности и размерам. Качественно эта картина должна (без учета плавления и растворения фаз в жидкости) выглядеть следующим образом.

При любых режимах течения магмы в жерле вулкана или «питающей» трещине ксенолитами, «нодулями» и т. п. будет обогащена ядерная часть как по количеству, так и размерам включений. По вертикали магматической «колонны» также будет наблюдаться достаточно четкая дифференциация по радиусу и плотности включений. Следовательно, в отдельном потоке наиболее крупные и наиболее плотные включения будут наблюдаться или вблизи жерл, или в поздних порциях излияний, тогда как ранние и удаленные от питающих трещин порции лав должны содержать в основном мелкие кристаллы тугоплавких фаз. Аналогичная картина должна наблюдаться и в жизни отдельных вулканических центров, если они питаются на ее протяжении из одного очага. Наиболее глубинные включения следует ожидать в более поздних извержениях, если режимы течения магм будут благоприятными для их выноса. При всех случайных колебаниях в характере извержений и жизни отдельных вулканических центров указанная закономерность является основной при выносе на поверхность мантийных включений.

Описанная картина может весьма существенно осложниться физико-химическими явлениями, протекающими между базальтовой жидкостью и включениями. В предыдущем разделе было показано, что основным физико-химическим фактором уничтожения ксенолитов в базальтовых расплавах является плавление твердых фаз. Следовательно, в первом приближении характер встречаемости мантийных ксенолитов в базальтовых лавах отвечает разности температур между t плавления минералов включения и t базальтовой жидкости. В этом смысле можно по степени устойчиво-

сти указать такой ряд пород: перидотиты, пироксениты, габбро, эцлогиты. При прочих равных условиях наиболее часто в лавах можно обнаружить перидотиты в качестве глубинных включений в базальтах, наименее часто — эцлогиты. Судя по данным наших экспериментов, преимущественно крупные включения эцлогитов могут сохраниться лишь в случае перемещения магмы с исключительно высокими скоростями. Из типичных пород коры наиболее устойчивы в базальтовых расплавах гранитоиды, а наименее — различные мраморы. Кристаллические сланцы занимают промежуточную позицию между этими породами. Поскольку скорость плавления обратно пропорциональна квадрату радиуса включений, фактор размеров включений при прочих равных условиях играет наиболее существенную роль в смысле шансов сохранения включений в базальтовом расплаве. Скорость растворения включений обратно пропорциональна его радиусу. Поэтому и в этом случае в базальтовом расплаве имеют шансы сохраняться более крупные включения.

Нарисованная выше картина гидромеханической сепарации глубинных включений может искажаться за счет физико-химической их сепарации. Включения, температура плавления минералов которых равна или меньше температуры базальтовой жидкости, будут безусловно расплавлены и ассимилированы. Сохранятся лишь наиболее крупные, если расплав весьма быстро переместится к поверхности и остынет. Такова, вероятно, обычная судьба эцлогитов, карбонатных пород, кристаллических сланцев и некоторых пироксенитов. Мелкие включения размером порядка сантиметров и меньше, даже если они состоят из тугоплавких фаз, должны растворяться и ассимилироваться базальтовой жидкостью или от них могут сохраняться отдельные корродированные зерна.

Таким образом, вынос и распределение включений во время извержений лав и в истории жизни отдельных вулканических центров, питающихся из одного очага, определяются следующими факторами:

- 1) условиями и степенью фракционирования магмы в очаге,
- 2) скоростью истечения жидкости из очага,
- 3) температурой базальтовой жидкости,
- 4) временем пребывания включения в жидкости, его составом и размером.

Краткие выводы

1. На границе базальта и ультрабазитовых включений имеются реакционные зональные оторочки.

2. Между минералами ультрабазитовых включений происходит реакционное взаимодействие с развитием фаз, возникающих, как следует из экспериментальных данных, лишь при высоких температурах и давлениях.

3. Между базитовыми включениями и базальтом реакционных оторочек не имеется.

4. Анализ кинетики растворения и плавления показывает, что скорость растворения ксенолитов не менее чем на 1—2 порядка меньше скорости плавления включений.

5. Масштабы ассимиляции включений базальтом существенны, если температура плавления минералов во включении ниже начальной температуры расплава; в остальных случаях масштабы ассимиляции твердых частиц в основной магме небольшие.

6. При перемещении жидкостей базальтового состава к поверхности в потоке магмы происходит гидромеханическая и физико-химическая сепарация включений. В результате этого на поверхность земли выносятся ксенолиты, состав и количественное содержание которых не отражают реального соотношения пород в разрезе коры и верхней мантии Земли, через которые движется поток магмы.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОД ВУЛКАНАМИ

Глава VII

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМ
ПОД ВУЛКАНАМИ И ВОЗМОЖНЫЕ МАСШТАБЫ
АССИМИЛЯЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ
БАЗАЛЬТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ

Генезис базит-гипербазитовых включений, встречающихся в базальтоидных лавах, естественно рассматривать в общей панораме магматических явлений под вулканами, основным фактором жизни которых является скорость кристаллизации силикатной жидкости после того, как она покинула очаг генерации. До того, как базальтовый расплав превратится в изверженную породу в коровом плутоне или лаве, в магме могут протекать процессы разделения (дифференциации) компонентов. В частности, так называемые «гомеогенные» включения, или «нодули», относят к продуктам кристаллизационной дифференциации магмы [21, 29, 99]. Поэтому, рассматривая петрогенезис под вулканами, необходимо выявить характер затвердевания и дифференциации в основных магмах.

*§ 26. Скорость затвердевания магмы
в коровых очагах и камерах*

О скорости перемещения границы затвердевания в магме в случае относительно «небольших» интрузивов (вертикальная протяженность тела меньше 5 км) и коровых очагов можно судить по данным рис. 32. На рис. 33 показаны результаты расчета скорости затвердевания вертикальных плитообразных гранитоидных магматических тел, проведенного Д. Н. Толстяковым с соавторами (личное сообщение). В совокупности эти данные позволяют составить представление о вероятных максимальных значениях скоростей затвердевания интрузивных тел и магматических очагов в коре для «предельных» морфологических резервуаров [33, 38, 56, 114, 117, 118, 126]. В [126] было показано, что по порядку величин средние скорости затвердевания различных магм разнятся несущественно. Поэтому для анализа разделений компонентов в расплаве в процессе направленной кристаллизации результаты расчетов, приве-

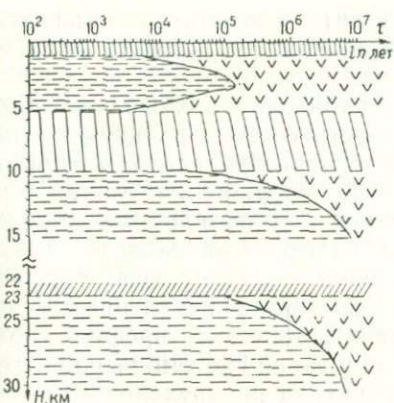


Рис. 32. Кривые динамики затвердевания гипабиссального пластиновидного интрузива (глубина 1—5 км) и очагов магмы (глубины 10—15 и 23—30 км)

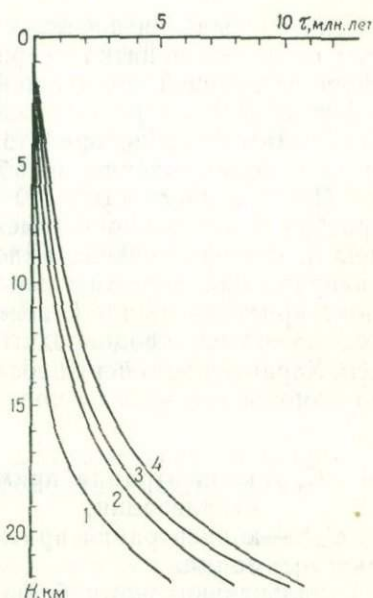


Рис. 33. Динамика перемещения фронта затвердевания в радиально протяженных интрузивах.

1 — $2R=3$ км; 2 — $2R=6$ км; 3 — $2R=8$ км; 4 — $2R=10$ км (по Д. Н. Толстякову)

денные на рис. 32, 33, могут использоваться для характеристики динамики затвердевания магм в земной коре от глубин порядка 1 км до 30 км от поверхности земли.

§ 27. Направленная кристаллизация — основной механизм дифференциации магматических расплавов в земной коре

Направленной называют такую кристаллизацию, которая развивается от поверхности охлаждения жидкости с образованием корки кристаллической фазы, имеющей четкую границу (фронт кристаллизации), соответствующую температуре солидуса и ликвидуса расплава. Если первоначально расплав представляет собой смесь компонентов в неэвтектической пропорции, то при определенных скоростях направленной кристаллизации в жидкости у фронта затвердевания происходит накопление или уменьшение хотя бы одного из ее компонентов. Причиной этого является неодинаковый состав жидкости расплава и кристаллизующегося минерала (минералов). Поскольку лимитирующей стадией этого гетерофазного взаимодействия является диффузия компонентов в соприкасающихся фазах, разделение компонентов в процессе кристаллизации существенно зависит от соотношения скоростей диффузионного переноса и кристаллизации [18, 66, 49—51, 63, 124].

Для обсуждения последующих данных весьма кратко зафиксируем основные понятия теории направленной кристаллизации на основе следующей простейшей модели.

Пусть имеется расплавленный теплоизолированный «полубесконечный» стержень, при этом жидкость состоит из двух компонентов — количественно преобладающего растворителя и «примеси». Пусть в плоскости $x=0$ на границе стержня начальная температура t_0 мгновенно в момент времени $\tau=0$ понижается до величины t_1 , которая меньше температуры солидуса расплава t_{st} . Тогда в направлении положительных значений x начнет перемещаться фронт кристаллизации l , перед которым при определенных условиях возникает неоднородный концентрационный профиль примеси. Характер изменения состава фаз в такой системе выражается при помощи так называемого коэффициента распределения:

$$k^* = C_s / C_L^* \quad (26)$$

где C_s — концентрация примеси в твердой фазе у фронта кристаллизации;

C_L^* — концентрация примеси в расплаве у фронта кристаллизации.

В дальнейшем употребляются также следующие понятия: C_0 — концентрация примеси в исходном расплаве; \bar{C}_L — средняя концентрация примеси в расплаве; C^* — концентрация примеси на границе диффузионного слоя в случае наличия перемешивания жидкости; $k = C / \bar{C}_L$ — эффективный коэффициент распределения; k_0 — равновесный коэффициент распределения, т. е. такой, который не зависит от кинетики кристаллизации, диффузии и т. п. и может определяться по диаграмме состояния системы. В зависимости от скорости кристаллизации установлено три области разделения компонентов при направленной кристаллизации (рис. 34).

Как следует из решения задачи Стефана [126], скорость затвердевания интрузивов со временем уменьшается (в реальных условиях) приблизительно по квадратичному закону. В случае на-

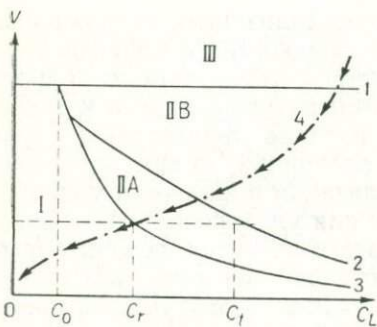


Рис. 34. Диаграмма «скорость кристаллизации (V) — концентрация компонента в расплаве (C_L)», показывающая соотношение областей направленной кристаллизации.

I — область равновесной кристаллизации; IIА — область диффузионной кристаллизации без проявления концентрационного переохлаждения; IIВ — область диффузионной кристаллизации с проявлением концентрационного переохлаждения (возможна ритмическая кристаллизация); III — область диффузионной кристаллизации; 1, 2, 3 — границы между различными областями кристаллизации; 4 — качественный вид кривой динамики затвердевания магмы в крупных пластинчатых интрузивах.

трузивах; C_0 — начальная концентрация компонента в жидкости; C_r — точка, где равновесная направленная концентрация сменяется диффузионной; C_t — точка перехода от диффузионной направленной кристаллизации к кристаллизации с проявлением концентрационного переохлаждения

личия диффузии в магме эта закономерность не нарушается (см. выше). Следовательно, в природных условиях при затвердевании крупных интрузивов можно ожидать проявления (в смысле изменения величины k) двух или более типов направленной кристаллизации. Поэтому необходимо иметь представление о характере типов кривых распределения, отвечающих различным значениям k и гидромеханического состояния системы.

Для понимания процессов разделения компонентов в магме при дифференциации удобно совместить диаграмму вида $V - \bar{C}_L$ и кривую динамики затвердевания интрузивов простой формы (см. рис. 34).

Анализ качественных соотношений в системе (магматическом теле) диаграммы $V - \bar{C}_L$ позволяет предположить наличие весьма сложной, меняющейся со временем картины дифференциации в расплаве.

§ 28. Термодинамические и физико-химические условия становления интрузивов при дифференциации магмы

С помощью положений, изложенных выше, можно выявить физические условия разделения компонентов в основных интрузивах. Мы уже говорили, что общей особенностью затвердевающего расплава является наличие фронтов полной кристаллизации, отвечающей температуре солидуса t_{sl} (эвтетика) и частичной кристаллизации (если расплав был первоначально перегрет), соответствующей температуре ликвидуса t_L . Эти фронты, где появляются твердые фазы, перемещаются от контакта интрузива внутрь магматического тела со скоростью, уменьшающейся приблизительно (в реальных условиях) по квадратичному закону. Если плотности твердых фаз, возникающих в интервале температур (ликвидус—солидус), выше плотности жидкости, то твердые фазы с определенной скоростью могут погружаться в расплаве, что приводит в некоторых случаях к их ускоренному сегрегационному росту у нижнего контакта затвердевающего расплава. При этом эффективная скорость кристаллизации у фронта оказывается больше, чем в случае отсутствия сегрегации твердых фаз. У верхней границы затвердевания подобный эффект проявится в том случае, если плотность твердых фаз (фазы) меньше плотности расплава. При этом явления сегрегации могут проявиться только в том случае, если скорость перемещения фронта затвердевания меньше скорости оседания (всплывания) твердых фаз.

В случае неэвтектического состава магмы в ней существуют три области направленной кристаллизации (см. рис. 34): 1) бездиффузионная, где коэффициент распределения $k=1$; 2) диффузионная, где величина коэффициента распределения является функцией скорости кристаллизации, 3) равновесная, где k не зависит от скорости кристаллизации и может считаться постоянным.

Предварительный анализ кривых скоростей кристаллизации интрузивов простой формы показывает, что можно указать для не-

эвтектического расплава три режима затвердевания: 1) начальный, когда скорость меняется существенно, 2) основной, когда скорость кристаллизации уменьшается почти линейно, 3) конечный, когда наблюдается резкое возрастание скорости. У эвтектических расплавов отмечаются лишь две первые области изменения скорости кристаллизации. Относительно быстро затвердевает небольшая (что-то около 0,1 мощности) часть пластиновидного интрузива. Этот предварительный анализ кривой скорости затвердевания магмы в камере после интрузии позволяет думать, что начальному этапу охлаждения может отвечать область бездиффузионной кристаллизации магмы — скорости кристаллизации здесь относительно велики. Но указать конкретную протяженность такой зоны из простого рассмотрения кривой скорости кристаллизации интрузива, естественно, невозможно. Она должна сопоставляться со скоростью диффузионного переноса, который характеризуется эффективным коэффициентом диффузии компонента в зоне кристаллизации магмы.

В самом первом приближении можно оценить минимальную протяженность зоны бездиффузионной кристаллизации на основе уравнения стационарной диффузии [18], как это в свое время сделал Ю. Шимазу, предложивший для этой цели критерий вида [156]

$$l = \frac{D}{vR}, \quad (27)$$

где D — коэффициент диффузии компонента в расплаве;
 v — скорость кристаллизации;
 R — половина мощности интрузива;
 l — мощность закристаллизованной части интрузива.

По Ю. Шимазу [156], размер такой зоны весьма невелик — порядка десятка сантиметров. Любому петрологу такая оценка разреза зоны бездиффузионной кристаллизации покажется существенно заниженной, и это естественно, так как наблюдаемые мощности «контактовых пород» в дифференциальных интрузивах много больше [117]. На рис. 35 отмечены мощности «контактовых пород» для интрузивов разных размеров. Отношение мощности контактовых пород к поперечнику интрузивов варьирует в пределах 0,03—0,1. Иными словами, если ввести параметр вида (назовем его числом Шимазу) [155—157]:

$$\text{Shi} = \frac{l_k}{R}, \quad (28)$$

(l_k — размер зоны, где скорость затвердевания интрузивов максимальна), то он действительно в какой-то мере отражает соотношение между мощностью тела и реально наблюдаемой зоной бездиффузионной кристаллизации. Но при этом следует учесть, что существует для каждого конкретного расплава и его тепловой предьстории свой критический порог скорости кристаллизации, ниже которого диффузионного разделения в расплаве нет. И поэтому, хотя теоретические кривые скоростей кристаллизации интрузивных

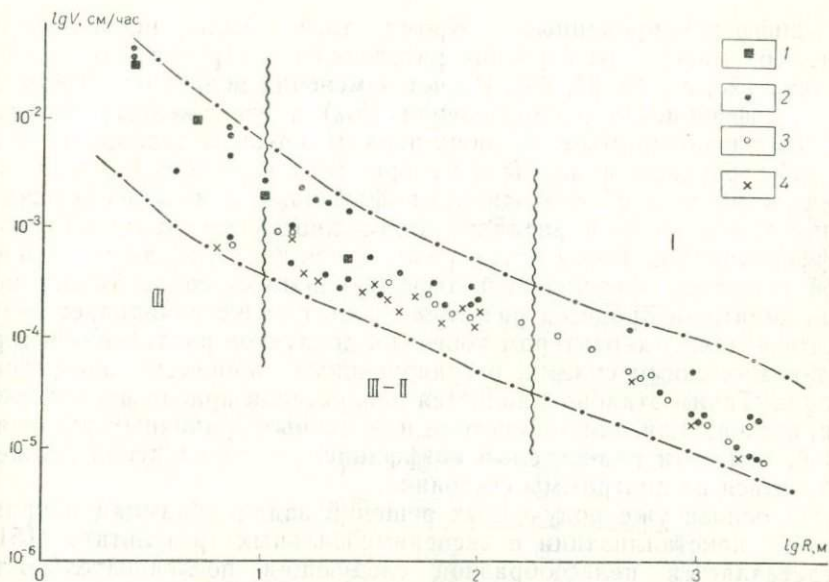


Рис. 35. Зависимость скорости кристаллизации магмы (V) от размеров пластинчатого интрузива ($2R$).

1 — базитовые расплавы, начальная температура вмещающих пород $\theta_0 = 50^\circ \text{C}$; 2 — эвтектичные гранитовые расплавы, $\theta_0 = 50^\circ \text{C}$; 3 — котектическая кристаллизация гранитоидных магм, $\theta_0 < 150^\circ$; 4 — котектическая кристаллизация гранитоидных магм, $\theta_0 < 250^\circ \text{C}$. I — зона дифференцированных пород; II—III — зона недифференцированных или слабо расчлененных пород; III — зона закалки

тел при прочих равных условиях подобны, это соотношение начинает отражать реальный процесс лишь для тел, имеющих некоторый критический размер: для интрузивов основного состава от порядка ($2R_{кр} > 2R$) 60—100 м, а для кислых, по-видимому, примерно на порядок больше этой оценки, что следует из различия величин D для одних и тех же компонентов в кислых и основных расплавах.

§ 29. Кривые распределения компонентов в магматических телах и возможные предельные типы распределения компонентов в изверженных породах при затвердевании магм в коре Земли

Анализ характера разделения компонентов в магме при кристаллизации интрузивов целесообразно начать с тех тел, где можно проследить все особенности содержания компонентов в породах от одного края интрузива до другого. Желательно также, чтобы в таких интрузивах фиксировались признаки разделения компонентов в процессе кристаллизации. Наиболее удобными объектами такого рода, по-видимому, являются силлы траппов [40]: 1) «недифференцированные», 2) «слабо дифференцированные»,

3) «дифференцированные». Кроме того, были использованы (рис. 36) материалы изучения расслоенных интрузивов основного состава [20, 22, 43, 54, 85]. Расчет изменения величины эффективного коэффициента распределения ($k_{эф}$) в изверженных породах является необходимым, но лишь первым шагом в анализе процесса дифференциации магмы в камере, хотя величина $k_{эф}$ потенциально несет в себе необходимую информацию о механизме разделения компонентов в расплаве. Возможность раскрыть механизм дифференциации таким путем реализуется тогда, когда геологической гипотезе, объясняющей дифференциацию, сопоставлена модель динамики процесса разделения, которая устанавливает соответствие между характером конечных продуктов разделения и термодинамическими силами, регулирующими процессы дифференциации. Таким эталоном является равновесная кривая распределения, отвечающая данной системе при данных граничных условиях в ней, при этом равновесный коэффициент распределения должен получаться из диаграммы состояния.

На основе уже полученных решений задач динамики направленной кристаллизации и экспериментальных результатов [51] представляется целесообразной следующая последовательность шагов при анализе наблюдаемых в интрузивах кривых распределения компонентов. Очевидной является первая операция, сводящаяся к расчету величины $k_{эф}$ (см. выше). При этом следует учитывать следующие соотношения: 1) $k=1$ — никакой дифференциации магмы, 2) $k>1$ — компонент фиксируется в наиболее высокотемпературных продуктах кристаллизации, 3) $k<1$ — компонент фиксируется в наиболее низкотемпературных минералах породы.

Такого рода распределения можно ожидать в интрузивах, размер которых больше $2R_{кр}$ (см. выше), если на дифференциацию не влияют такие факторы, как морфология, положение тела в пространстве и его размеры. Такие случаи можно ожидать для симметричных вертикально расположенных интрузивов типа даек, штоков или «трубок» на некотором удалении от их верха. Но в телах силлов, лакколитов, лополитов, «конусов» и т. п. существенную роль в характере дифференциации расплава начинают играть некоторые другие факторы, а также изменяется роль влияния свободного конвектирования расплава на вид кривой распределения. Экспериментально доказано [18, 51], что перемешивание расплава, когда влияние гравитационных сил несущественно, лишь приближает условия к равновесной кристаллизации, т. е. дифференциация протекает активнее, чем при диффузионном массопереносе в расплаве. Но если влияние гравитационного фактора становится заметным, величина коэффициента распределения, а также положение расплава («нижние» и «верхние» контакты) становятся некоторой функцией угла наклона поверхности охлаждения по отношению к нормали силы тяжести [52].

Таким образом, в горизонтально расположенном пластиновидном интрузиве, если нет осложняющих факторов, о которых речь пойдет ниже, дифференциация будет протекать только в верхней

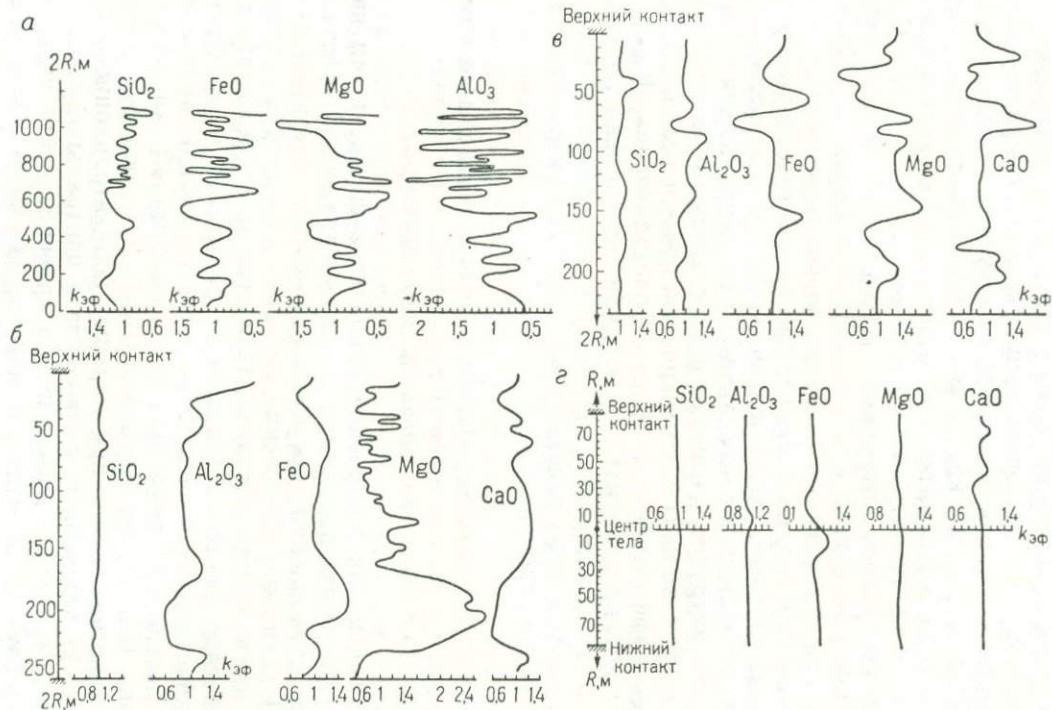


Рис. 36. Вариации величин $k_{эф}$:

a — в породах расслоенного базит-гипербазитового массива, по [20, 23]; *б* — по разрезу Мантуровской интрузии; *в* — по разрезу интрузии Макахоз; *г* — по разрезу недифференцированного силла, по [41]

половине тела. Менее выражен этот процесс в телах с углом наклона к горизонту $\varphi > 45^\circ$. В этом случае кривая распределения в верхней части интрузива может быть неоднородна и иметь провал или максимум около центра, тогда как в нижней части тела будет наблюдаться однородное распределение компонентов.

Однако, если состав расплава таков, что в нем при $\Delta t = t_L - t_{SI}$ начнется образование твердой фазы с плотностью выше, чем у расплава (т. е. $\rho_L < \rho_{SI}$), образовавшиеся кристаллы будут опускаться и накапливаться у нижнего контакта интрузива, и если температура расплава $t_0 < t_L$, эти кристаллы будут накапливаться у нижнего контакта до тех пор, пока их относительное содержание в жидкости по разрезу интрузива будет меньше 50% [137]. После кристаллизации такого интрузива в его разрезе зафиксировано распределение компонента вида, показанного на рис. 36. Наличие свободного конвектирования расплава ничего принципиально не меняет в этой картине, но лишь усиливает «контрастность» разделения. Иными словами, распределение компонента в нижней части интрузивов, отличающееся по величине k от распределения у верхнего контакта интрузива, связано с агрегативным седиментационным (аккумулятивным) ростом кристаллического слоя, где $V_{эф} > V_{ист}$ ($V_{эф}$ — эффективная скорость кристаллизации, $V_{ист}$ — истинная скорость кристаллизации, определяемая только теплоотводом от границы охлаждения). Поэтому в нижней части тела эффективный коэффициент распределения любого компонента всегда равен или больше единицы.

§ 30. Вероятный характер дифференциации магмы в камере и типы строения коровых тел изверженных пород базитового состава под вулканами

Для последующих построений наиболее существенными являются нижеследующие положения теории направленной кристаллизации. При становлении достаточно крупных интрузивных тел ($2R > 2R_{кр}$) возможно разделение компонентов вследствие направленной кристаллизации расплава. При этом из-за большого диффузионного сопротивления силикатных расплавов и переменной скорости кристаллизации процесс дифференциации проявляется лишь при достижении некоторой достаточно малой скорости кристаллизации. Вследствие этого возможны (см. рис. 34): 1) ритмическая кристаллизация при наличии концентрационного переохлаждения, 2) накопление компонента в центральной части интрузива, 3) накопление компонента в краевой части интрузива. В реальных случаях имеется различного рода сочетание этих предельных типов разделения для отдельных компонентов магм.

Ясны и факторы, определяющие появление того или иного вида кривой распределения. Относительно высокая скорость охлаждения приводит к появлению ритмической кристаллизации. Накопление компонента в остаточном расплаве ($k < 1$) может также привести к появлению ритмической кристаллизации в центральной ча-

сти интрузива, если скорость затвердевания будет меньше равновесной.

Накопление компонентов в центральной части интрузивов происходит в том случае, если они не входят в состав наиболее высокотемпературных фаз, не образуют «самостоятельных» минералов при имеющихся их концентрациях в расплаве. В интрузивах с наклоном нижнего контакта к горизонту менее 45° возможно накопление «на дне» тела наиболее высокотемпературных минералов, возникающих при кристаллизации в расплаве вблизи линии ликвидуса. Наличие свободного конвектирования усиливает указанные тенденции разделения. Разделению компонентов препятствует напорное течение магм.

Практически все полевые наблюдения над строением тел базитов и разделением в них компонентов относятся к становлению последних в термодинамических условиях эффузивной, субэффузивной и гипабиссальной магматических фаций глубинности. О строении тел базитов, формирующихся на больших глубинах, можно строить лишь предположения. Анализ полевых данных позволяет установить следующие особенности направленной кристаллизации базальтовых магм.

При затвердевании в условиях эффузионной фации в относительно мощных потоках лав можно ожидать проявления преимущественно сегрегационного (гравитационного) разделения, т. е. накопления ранних фаз кристаллизации в основании потоков.

Становление интрузивов субэффузионной магматической фации глубинности в случае $2R > 2R_{кр}$ характеризуется несколько большим разнообразием форм дифференциации при направленной кристаллизации.

В субвулканических интрузивах лишь начинает проявляться ритмическая кристаллизация, а преобладает в них сегрегационное разделение компонентов.

При становлении интрузивов в термодинамических условиях гипабиссальной магматической фации глубинности наиболее полно выражена ритмическая направленная кристаллизация. При этом в отдельных телах реализуются два направления дифференциации [20, 22, 43, 54, 85], которые намечаются уже в интрузивах субэффузионной фации [41]. Примерами характера распределения компонентов в такого рода телах могут быть кривые распределения, показанные на рис. 36, или кривые рис. 37.

Весьма показательны в данных интрузивах и кривые распределения компонентов по отдельным минеральным фазам. При этом обнаруживаются три тенденции при протекании направленной ритмической кристаллизации [85]: 1) появление более кислых пород в верхних частях тел и формирование в их основании ультрабазитов; 2) чередование ритмов (внутри которых имеется существенное изменение содержания компонентов в породе) без явно выраженных тенденций разделения по телу в целом; 3) наличие в верхней части интрузива более основных пород, под которыми имеются более кислые или щелочные разности.

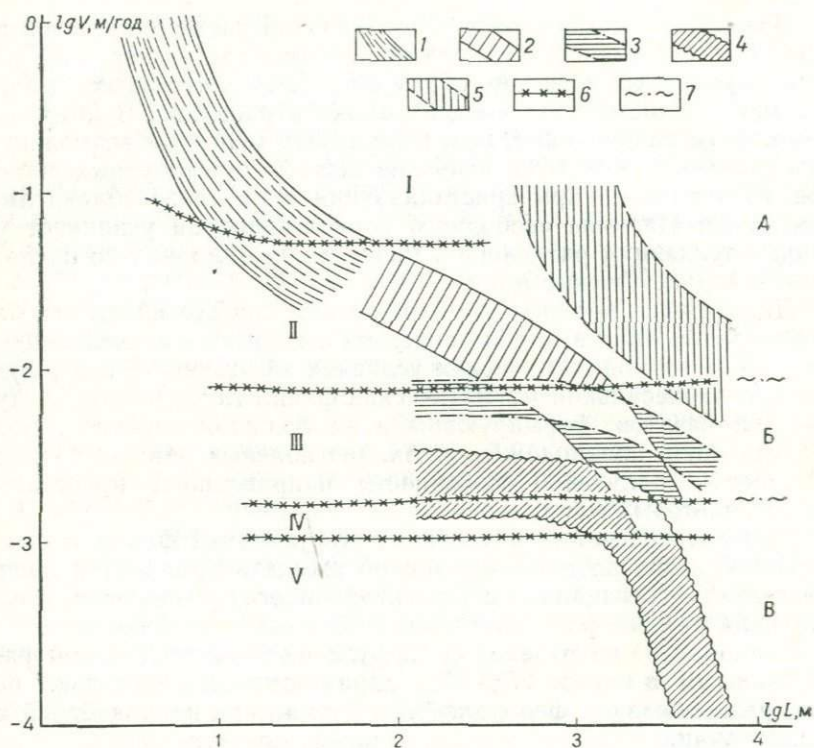


Рис. 37. Зависимость средней скорости кристаллизации магмы от глубины залегания и размеров резервуара магмы.

1 — пластиновидные субвулканические и гипабиссальные тела, $2R < 100$ м; 2 — пластиновидные гипабиссальные интрузивы, $2R < 1000$ м; 3 — пластиновидные и 4 — дайкообразные вертикальные тела, $2R = 500-5000$ м; 5 — магматические очаги на глубинах 10—20 км от поверхности земли; 6 — границы областей кристаллизации; 7 — границы зон (А, Б, В) кристаллизации. I—V — см. объяснения в тексте

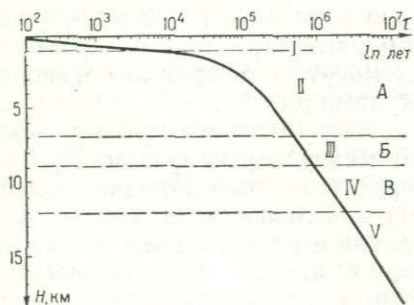


Рис. 38. Осредненная кривая динамики перемещения фронта кристаллизации в пластиновидных телах на различных глубинах от поверхности Земли.

I—V — см. объяснения в тексте

Во всех случаях ритмическая кристаллизация сопровождается сегрегационными явлениями. Спектр составов пород в такого рода телах довольно широк.

Учитывая полевые наблюдения, данные расчетов о динамике перемещения фронта затвердевания в интрузивных телах, а также диаграмму $V - C_L$ как удобную модель представления соотношений между областями направленной кристаллизации для тел конечных размеров, можно составить следующую гипотетическую схему развития типов дифференциации неэвтектических («надэвтектических») магм в земной коре (рис. 38). В зависимости от размеров тела и термодинамических условий его охлаждения можно выделить 5 областей направленной кристаллизации в интрузивных телах.

I. Область бездиффузионной кристаллизации, когда никакой дифференциации компонентов при затвердевании магм не происходит.

II. Область перехода от диффузионной к бездиффузионной направленной кристаллизации. В полого залегающих базитовых интрузивах проявляются сегрегационное разделение компонентов и зачатки ритмической кристаллизации.

III. Область проявления диффузионной направленной кристаллизации — сопровождается концентрационным переохлаждением (ритмическая кристаллизация). В базитовых интрузивах широко проявляются различного рода ритмические текстуры.

IV. Область перехода от квазиравновесной к диффузионной направленной кристаллизации, где не проявляется концентрационное переохлаждение расплава вблизи границы затвердевания. Здесь мы предполагаем средние скорости кристаллизации $(1 \div 2) \times 10^{-3}$ м/год. Согласно расчетам они могут проявляться при охлаждении магмы в центральных частях крупных интрузивов или в основании небольших локальных коровых очагов.

V. Область квазиравновесной кристаллизации, которая проявляется, по-видимому, при средних скоростях кристаллизации, меньших, чем 10^{-3} м/год. Она вероятна на глубинах свыше 10 км при затвердевании магмы в коровых очагах или магматических телах большой вертикальной («радиальной») протяженности. Эта область должна быть обычной для термодинамических условий верхней мантии.

Указанные области кристаллизации могут быть сопоставлены с характером дифференциации магмы в условиях различных магматических фаций глубинности, в зависимости от морфологии и размеров магматических тел. Область I соответствует вулканической и субвулканической магматическим фациям глубинности. Проявляется в любых телах в поперечнике, мощность которых меньше 60—100 м, а также в эндоконтактной зоне крупных интрузивных субвулканических и гипабиссальных тел, составляя приблизительно порядка 0,3—0,1 их мощности.

Область II, похоже, наиболее распространена в полого залегающих магматических телах базитов относительно небольшой мощ-

ности (200—300 м), а также в крупных интрузивах кислого и среднего состава, застывающих на небольших глубинах. Она может отвечать эндоконтактовым зонам крупных гипабиссальных и мезоабиссальных интрузивов различного состава.

Вероятно, в магматических телах в земной коре, размеры которых порядка 3—5 км, наиболее обычно проявляется диффузионная направленная кристаллизация и чаще всего при наличии концентрационного переохлаждения. В базитовых магмах она реализуется в форме ритмической кристаллизации с развитием расслоенных плутонов.

Область III может проявляться практически в любой из трех магматических фаций глубинности. В субвулканической фации она отвечает затвердеванию магмы в крупных базитовых интрузивах уже в нескольких сотнях метров от контакта, в гипабиссальной и мезоабиссальной фациях размеры зон «контактных» пород еще меньше, а в абиссальной или ультраабиссальной фациях она может отвечать области эндоконтакта крупных магматических тел.

Область IV, по-видимому, отвечает условиям охлаждения магматических тел в абиссальной и ультраабиссальной магматических фациях глубинности и является конечным этапом затвердевания крупных гипабиссальных интрузивов или может реализоваться в конечные зоны затвердевания крупных мезоабиссальных плутонов.

Область V скорее всего может быть характерна для затвердевания магмы в очагах ниже границы Конрада и верхней мантии. Она, судя по расчетам, может реализоваться и в абиссальных магматических очагах.

В приложении к анализу генезиса базит-гипербазитовых включений изложенные соображения могут трактоваться в отношении текстуры ксенолитов следующим образом.

Похоже, что все фрагменты пород базитов ритмически сложной текстуры должны характеризовать интрузивы, залегающие на глубинах, соответствующих зонам А и Б на рис. 38. Более точно указать глубину залегания тел возможно только по данным полевого изучения базитовых интрузивов. Такие породы могут сформироваться в любом месте — от основания вулканической постройки до глубины в несколько тысяч метров.

Образцы однородных по текстуре и составу базитов могут в принципе отвечать любой глубине формирования, хотя скорее это более глубинные образования, нежели полосчатые, если судить об их генезисе по диаграмме $V - C_L$. Но необходимо иметь в виду, что они могут быть участками пород из больших «ритмов» кристаллизации в расслоенных телах. Также без дополнительных исследований сложно решить вопрос о природе базитовых включений в лавах андезитов. Действительно, захват андезитовым расплавом базитовых ксенолитов может фиксировать две ситуации: 1) прорывание потоком магмы коровых интрузий, 2) вынос лавой обломков пород из верхнего очага магмы, где началась направленная кристаллизация с накоплением более кислого расплава перед фрон-

том кристаллизации. Последний случай, вероятно, отвечает описанному в работе Н. Курода [148].

Как показывает теоретический анализ динамики направленной кристаллизации, беспредметно ставить вопрос о природе базитовых ксенолитов, считая их «глубинными» или «неглубинными» (т. е. «гомеогенными»). В процессе движения магмы такого рода породы не возникают. Они могут образоваться в достаточно крупных магматических телах, спустя довольно продолжительное время после заполнения камеры на весьма большом интервале глубин. При этом ни по составу, ни по текстуре различать эти породы на современном этапе развития петрологии практически не удается. Следовательно, существующие дискуссии по этому вопросу излишни. Очевидно, основным критерием разделения ксенолитов по глубинам их захвата остаются «реперные» минеральные ассоциации. Текстуры породы и ее состав внутри некоторого интервала глубин формирования тел базитов являются основой для суждения лишь о характере петрогенезиса для данного уровня магматизма.

§ 31. О возможных масштабах ассимиляции ультраосновных пород базальтовыми магмами

Масштабы и сам механизм ассимиляции пород магмами выяснены недостаточно полно [28, 39, 64]. Рассмотрение случая взаимодействия базальтовой жидкости и ультрабазитовых пород под вулканами интересно в том отношении, что такая ситуация достаточно обычна как для уровня магматизма ниже границы Конрада, так и на меньших глубинах, когда имеются контакты тел альбино-типных гипербазитов и более молодых базитов [14, 58]. Согласно современным представлениям [39] ассимиляции боковых пород магмой может протекать или путем плавления, или путем растворения («реакция» с диффузией компонентов между взаимодействующими фазами). Очевидно, в случае контактового взаимодействия базальтового расплава и ультрабазитов речь может идти только об ассимиляции путем растворения. Рассмотрение динамики данного явления или его протекания в термодинамических условиях субвулканической, гипабиссальной и мезоабиссальной магматических фаций глубинности [126] показывает весьма незначительные масштабы растворения пород в силикатных жидкостях. Это связано в первую очередь с тем, что возможное время существования жидкости в малоглубинных камерах на контакте с вмещающей средой непродолжительно. Однако в термодинамических условиях абиссальной и ультраабиссальной магматических фаций глубинности в земной коре или в пределах верхней мантии весьма вероятны ситуации, когда на контакте магматической жидкости и боковых пород продолжительное время не происходит кристаллизация с образованием корки изверженной породы. Тогда можно, исходя из качественных соображений, думать и о значительных масштабах ассимиляции. Попытаемся их оценить, сделав два предположения: 1) охлаждения жидкости на контакте с породой не

имеется; 2) теплота растворения существенно не влияет на температуру (следовательно, вязкость) жидкости в зоне растворения. Иными словами, ищется максимальная оценка масштаба растворения. По-видимому, проще всего ее определить, решая задачу о взаимодействии двух полуограниченных сред (магмы и массива пород), где теплофизические параметры постоянны. Тогда величина перемещения фазовой границы и определит максимальные масштабы ассимиляции путем химической реакции твердой и жидкой фаз. Решение интересующей нас задачи получено Н. Н. Веригиным [15], оно достаточно подробно изложено нами ранее [72, 126, 130]. Поэтому здесь оно не приводится. Для дальнейших построений важно лишь подчеркнуть, что закон перемещения фазовой границы l описывается уравнением вида

$$l(\tau) = 2\sqrt{D\gamma\tau}, \quad (29)$$

где τ — время;

D — коэффициент диффузии i -того компонента в магме;

γ — параметр, определяемый из трансцендентного уравнения

$$\frac{C_n - C_0}{\delta} = \sqrt{\frac{\pi\gamma}{\eta}} \exp(\gamma/\eta) (\operatorname{erf} \sqrt{\gamma/\eta} + \varepsilon \sqrt{\gamma/\eta}), \quad (30)$$

где C_n — концентрация насыщения магмы (в г/см³) данным компонентом при данных температуре и давлении;

C_0 — соответствующая концентрация растворяемого компонента в породе (минерале породы);

δ — удельный вес магмы;

η — коэффициент, равный отношению объема жидкости ко всему объему магмы;

ε — относительное количество растворяющегося минерала в породе.

Расчеты по указанным соотношениям могут иметь реальный смысл, если задаваемые в них значения отдельных параметров отражают реальные системы. Поскольку о магмах реальных данных нет, о параметрах, регулирующих процесс, будем судить по косвенным данным и соображениям. Установлено [7, 40, 82], что при формировании силлов, даек или вулканических извержениях в базальтовых магмах относительное объемное содержание твердых фаз обычно меньше 0,5. Следовательно, можно считать, что коэффициент η может меняться в пределах от 1 до 0,5. В расчетах вариации η принимались от сотых долей до 1. Поскольку среди ультрабазитов мономинеральные породы довольно редки [114], значение коэффициента ε может в принципе варьировать в пределах от величин близких к 1 до любых значений больших 0. Но учитывая тот факт, что количество минералов в ультрабазитовых породах мало, а скорости их растворения (за исключением шпинели или титаномагнетита), вероятно, разнятся не очень существенно (можно лишь предполагать, что пироксены растворяются скорее, чем оливин), будем считать, что для реальных условий величины ε будут мало отличаться от 1. В расчетах же варьировались значения от 1 до 0,1.

Известно, что вязкость основных и ультраосновных расплавов относительно невелика [36, 137], а поэтому значения коэффициентов диффузии элементов модификаторов и сеткообразователей много больше, чем в других магмах [126]. В расчетах нами принята вариация D_i от $0,5 \cdot 10^{-9}$ до 10^{-12} м²/с, что соответствует коэффициентам диффузии Mg, Ca, Na, K, Fe, Al, Si в основных и ультрабазитовых расплавах при температуре выше 1200° С [126, 36, 137]. Согласно [108] величина δ для основных магм может быть принята равной 2700—2800 кг/м³. Оценки вариаций предельных значений ΔC были сделаны с учетом химических данных о составе основных и ультраосновных пород. Для одного из случаев эти соотношения показаны на рис. 39. Естественно, в реальных системах они ниже максимальной величины 0,5. Наиболее сложно оценить возможный интервал времени взаимодействия. Нами принят отрезок времени порядка 1 млн. лет. Выбор этой цифры обусловлен следующим соображением. Он явно много больше времени существования любого базальтового вулкана, а следовательно, и питающего его очага [68]. Согласно оценки Ю. Шимазу [156], даже в мантийных очагах базальтовых расплавов на границе «земная кора — верхняя мантия» за такой отрезок времени происходит существенное охлаждение их периферических частей. Во всяком случае для изолированной от глубинного первичного очага магмы «промежуточный» магматической камеры это весьма существенный отрезок времени для «жизни» силикатной жидкости.

С учетом этого соображения с помощью ЭЦВМ были выполнены расчеты для нескольких сотен вариантов протекания процессов растворения [130]. Наиболее важные из полученных данных суммированы на рис. 40, 41.

Из их анализа видно, что основными факторами, влияющими на скорость перемещения границы растворения, являются величины $\Delta C/\delta$ и D . Причем, если величина γ возрастает с ростом $\Delta C/\delta$ (что естественно, поскольку разность концентраций является «движущей» термодинамической силой процесса), то в отношении изменения ϵ эта зависимость является обратной. Последнее также очевидно, поскольку чем меньше растворяется вещества в жидкости, тем скорее перемещается фазовая граница. Интересно, что имеется слабая зависимость параметра γ от величины η . Следовательно, наличие достаточно большого количества твердых фаз

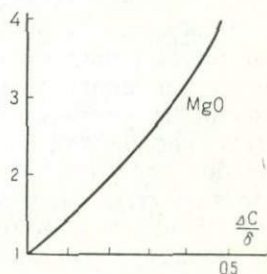


Рис. 39. Соотношения безразмерной разности концентраций MgO между базальтовым расплавом и ультрабазитами.

1 — базальтовый расплав; 2 — верлит; 3 — гарцбургит; 4 — дунит.

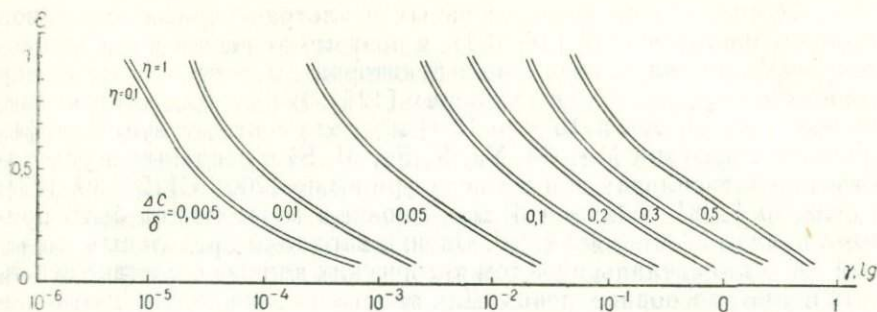


Рис. 40. Зависимость значения параметра γ от относительной разности концентраций ($\Delta C/\delta$), относительного содержания жидкой фазы в магме (η) и относительного количества растворимого компонента (ε) в породе

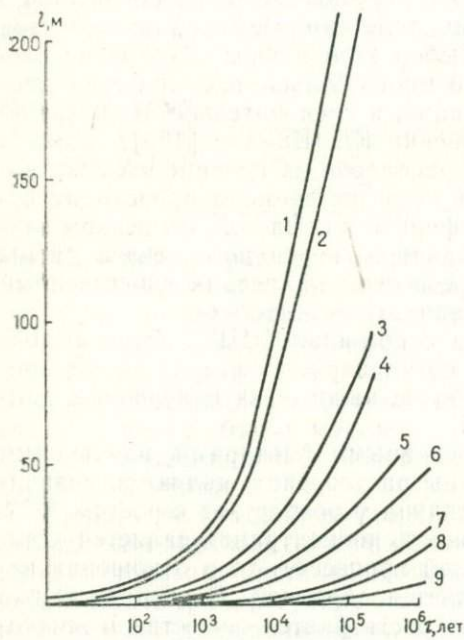


Рис. 41. Зависимость размеров зоны растворения (l) от времени взаимодействия (τ) и параметров ($\eta=1$; $\varepsilon=1$):

1	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,5$;	$D = 10^{-10}$ м ² /с;
2	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,1$;	$D = 10^{-10}$ м ² /с;
3	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,5$;	$D = 10^{-11}$ м ² /с;
4	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,1$;	$D = 10^{-11}$ м ² /с;
5	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,05$;	$D = 10^{-10}$ м ² /с;
6	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,5$;	$D = 10^{-12}$ м ² /с;
7	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,05$;	$D = 10^{-11}$ м ² /с;
8	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,1$;	$D = 10^{-12}$ м ² /с;
9	$\frac{\Delta C}{\delta} = 0,05$;	$D = 10^{-12}$ м ² /с;

формально не является существенным «препятствием» для ассимиляции боковых пород путем растворения.

Важно еще одно следствие, заключающееся в том, что в случае растворения мономинеральной породы фазовая граница перемещается много медленнее, чем в случае полиминеральной, где минералы растворяются с разной скоростью. Эти данные могут быть основой для получения оценок максимально возможных масштабов ассимиляции ультрабазитовых пород в базальтовых жидкостях путем растворения, которые определяются в первую очередь начальной температурой жидкости и давлением в системе. Температура базальтовой магмы практически всегда ниже температуры солидуса ультрабазитов при их контактовом взаимодей-

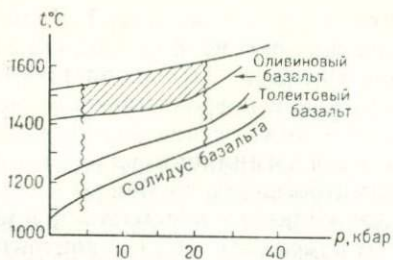


Рис. 42. $p-t$ -диаграмма плавления базитов различного состава.

Заштрихована предполагаемая область ассимиляционного взаимодействия с ультрабазитами

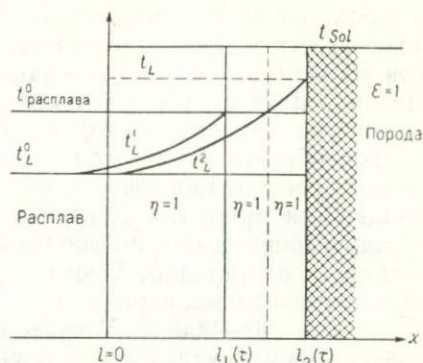


Рис. 43. Развитие предполагаемого концентрационного переохлаждения в зоне ассимиляции ультрабазитов на их контакте с расплавом базальта

ствии вне первичного магматического очага. Последнее можно иллюстрировать рис. 42, где показано положение линий ликвидуса толеитового и оливинового базальта и пикрита. Последняя располагается при давлении 5—20 кбар между кривыми солидуса диоксида и энстатита. Если первичный состав жидкости отвечает толеитовому базальту, а его начальная температура (t^0) больше температуры ликвидуса (t_L), то при ассимиляции ультрабазитовой породы в зоне растворения температура ликвидуса жидкости будет изменяться приближенно по закону [33]

$$t_L = t_L^0 (1 + kC), \quad (31)$$

где k — некоторая постоянная;

C — текущая концентрация растворяющегося компонента в расплаве.

Тогда $\Delta C = C_n - C$ определяется температурой ликвидуса для данного расплава при данной температуре, допустим, оливинового базальта. Схематически указанная ситуация приведена на рис. 43. Таким образом, если начальная безразмерная разность концентраций между расплавами и породой может достигать 0,5, то «термодинамическая» ее величина будет много меньше (порядка 0,3—0,05). Еще меньше величины $\Delta C/\delta$ будут в случае, если $\eta < 1$. Следовательно, существенным фактором, влияющим на масштабы ассимиляции, является концентрационное переохлаждение расплава, т. е. изменение температуры его ликвидуса из-за увеличения содержания MgO в магме.

Таким образом, интерпретируя результаты расчетов, приведенные на рис. 40—41, необходимо иметь в виду, что скорее всего реальные величины $\Delta C/\delta < 0,3$, а коэффициенты диффузии компонентов в базитовом расплаве при $t_0 < 1400^\circ\text{C}$ не более 10^{-11} м²/с. Тогда, если базальтовые расплавы имеют температуру больше t_L , масштабы ассимиляции ультрабазитов при больших временах взаимодействия ($\tau > 10^4$ лет) могут быть заметными в геологических мас-

штабах. Если первоначальная температура базальтовой магмы ниже t_L , масштабы ассимиляции даже для весьма больших отрезков времени незначительны из-за малых величин $\Delta C/\delta$ и больших D . Петрологическая роль ее несущественна, и в петрохимических построенных моделях этим фактором изменения состава магмы можно пренебречь. В заметных масштабах ассимиляция ультрабазитовых пород базальтовыми магмами на больших глубинах может проявиться лишь в том случае, когда жидкость перегрета и продолжительное время не происходит ее кристаллизации у контакта с вмещающей средой. Таким образом, в максимально благоприятных ситуациях размеры зон растворения могут согласно расчетам достигать 100—200 м. Масштабы ассимиляции ультрабазитов неперегретыми базальтовыми расплавами несущественны.

Краткие выводы

1. Характер дифференциации базитовой магмы при охлаждении определяется скоростью кристаллизации и исходным составом жидкости.

2. Для широкого диапазона глубин при охлаждении базитовых магм в земной коре свойственна ритмическая кристаллизация, проявление которой связано или с близэвтектическим исходным составом магмы, или с концентрационным переохлаждением расплава у границы его затвердевания.

3. Время охлаждения (затвердевания) расслоенных плутонов много больше жизни отдельных базитовых вулканов. Поэтому обломки базитов в их лавах являются ксенолитами более ранних интрузий, а не гомеогенными включениями.

4. Ассимиляция базальтовыми магмами ультрабазитов протекает в заметных масштабах лишь на больших глубинах при условии наличия перегрева в базальтовой жидкости.

Глава VIII

О ВОЗМОЖНОЙ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЙ РОЛИ ФИЛЬТРУЮЩИХСЯ ПОТОКОВ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ФЛЮИДОВ ПОД ВУЛКАНАМИ

Чаще всего о высокотемпературных флюидах в процессах вулканизма говорили при обсуждении энергетики процессов [1]. Однако в последнее десятилетие появились исследования, где отмечается характер воздействия таких флюидов на породы под вулканами [52, 62, 158, 76, 131]. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы свидетельствуют о широком развитии в зонах глубинных разломов под вулканами петрогенетических явлений, связанных с потоками высокотемпературных флюидов. Обратимся к фактическим материалам.

§ 32. Сопоставление состава и текстуры
базитовых ксенолитов и пород
из дифференцированных базитовых интрузивов

В существующих в литературе дискуссиях о генезисе базитовых включений обычно обсуждаются две ситуации: 1) включения являются фрагментами магматических или метаморфических пород, которые захватываются потоком лавы, 2) включения являются гомеогенными, т. е. продуктами кристаллизации базальтового расплава, появляющимися в магме при ее охлаждении, кристаллизации и дифференциации в «промежуточных» камерах.

Результаты, полученные в предыдущей главе, позволяют высказать ряд соображений по существу этой дискуссии. Дифференциация расплава в базальтовых магмах проявляется спустя довольно продолжительное время после начала кристаллизации и протекает не так, как это рисуется авторами, которые пытаются включения состава аливалитов или эвкритов «получить» из базальтовой магмы, образующей лавы. Время, необходимое для формирования такого рода пород в «промежуточных» очагах, может превышать продолжительность существования данного вулканического аппарата. В субвулканической же фации такого рода явления, похоже, вообще не протекают. Таким образом, уже только поэтому базитовые включения приходится относить к ряду «ксенолитов». Однако вопрос о том, являются ли они «глубинными» или нет, естественно, не снимается. Как показывают полевые материалы, дифференцированные, в частности расслоенные, базитовые интрузивы охватывают по вертикали достаточно большие участки земной коры. Во всяком случае известные мощности дифференцированных тел базитов составляют 2—4 км [56, 117], а с учетом нескрытых «корневых» частей они могут достигать 6—8 км. Можно ожидать, что по крайней мере до глубин 8—10 км от поверхности земли при затвердевании базальтоидных магм в коре происходит формирование полосчатых базитов с существенно меняющимся минеральным составом. Анализ экспериментальных материалов [26, 29, 119] позволяет утверждать, что до глубин порядка 20 км от поверхности земли ($p \sim 7-8$ кбар) будут образовываться «немые» в отношении характера изменения минерального состава ассоциации, т. е. в интервале глубин от $\approx 1000-1500$ м до 20—15 км состав пород будет практически неразличимым*. Фрагменты такого рода пород можно в равной мере считать «глубинными» или «приповерхностными» и, таким образом, все базиты с ассоциациями $An + Olv + Mgt$, $Di + An + Mgt$, $Di + Olv + Mgt$ и т. п. могут относиться к указанному рода образованиям. Базиты с ассоциацией $An + Olv + Sp$, судя по цитированным экспериментам, могут отвечать интервалу глубин свыше 20—25 км от поверхности земли. Если в таком смысле рассматривать «глубинные» и «неглубинные» ксенолиты,

* Эта ситуация отчетливо видна при анализе разрезов стратифицированных плутонов [117].

то данные образования первого типа можно считать «неглубинными», а второго «глубинными» и таким образом подразделить термодинамические уровни базитового магматизма в земной коре.

Кроме такого, в известной мере формального, сопоставления полевых наблюдений и экспериментальных материалов весьма полезная информация получается при сопоставлении не только состава, но и текстур базитовых ксенолитов и пород базитовых дифференцированных интрузивов. Анализ нескольких сотен образцов базитовых ксенолитов, размеры которых варьировали от 5—10 до 20—40 см в поперечнике, показывает, что среди «неглубинных» образований преимущественно встречаются следующие текстурные типы пород: 1) массивные однороднозернистые (рис. 44) и порфиоровые (рис. 45), 2) массивные грубо- и тонкополосчатые с весьма небольшим количеством макропор (рис. 46, 47), 3) такситовые, макропористые (рис. 48), 4) грубополосчатые, макропористые (рис. 49), 5) милонитизированные, часто макропористые (катаклазированные) с весьма широкой вариацией плотностей (рис. 50, 51). Во всех перечисленных типах пород в макропорах отмечаются друзовые структуры (рис. 52, 53). При этом особенностью такситовых и грубополосчатых пород является то, что состав минералов в участках с разной текстурой практически идентичен в отличие от тонкополосчатых массивных пород, где имеется ритмическое изменение состава минералов, обычное для расслоенных базитов. Характерно, что макропоры сосредоточены главным образом в тех участках породы, где увеличивается ее зернистость. Создается впечатление, что одни ксенолиты базитов в базальтоидных лавах (массивные и однородные или массивные и полосчатые) являются фрагментами пород коровых расслоенных интрузивов, а другие — своеобразными базитовыми метаморфитами.

§ 33. Перекристаллизация и растворение базитовых пород потоками флюидов в зонах глубинных разломов

Широкое проявление друзовых структур в базитовых ксенолитах позволяет говорить, что в процессе их формирования существовали большие полости, где был возможен «свободный рост» кристаллов. Достаточно просмотреть рис. 52, 53, чтобы убедиться в правдоподобности данного предположения. Морфологически эти образования аналогичны друзовым срастаниям, формирующимся в жилах выполнения, в занорышах камерных пегматитов или миндалинах эффузивов. Однако следует отметить, что в литературе отсутствует описание столь странных базитовых дифференцированных тел с «пегматитообразными» макропористыми участками интрузивов, как не отмечены они и среди «первично» метаморфических пород [120]*. Следовательно, можно предположить, что это какие-

* Данные пустоты нельзя относить к «миаролам», поскольку это не пустоты усадки при кристаллизации, подобно таковым в гипабиссальных гранитоидных интрузивах. Они появляются только в предварительно раздробленных базитовых глубинных породах. В габброидных интрузивах Камчатки указанные образования не отмечались.

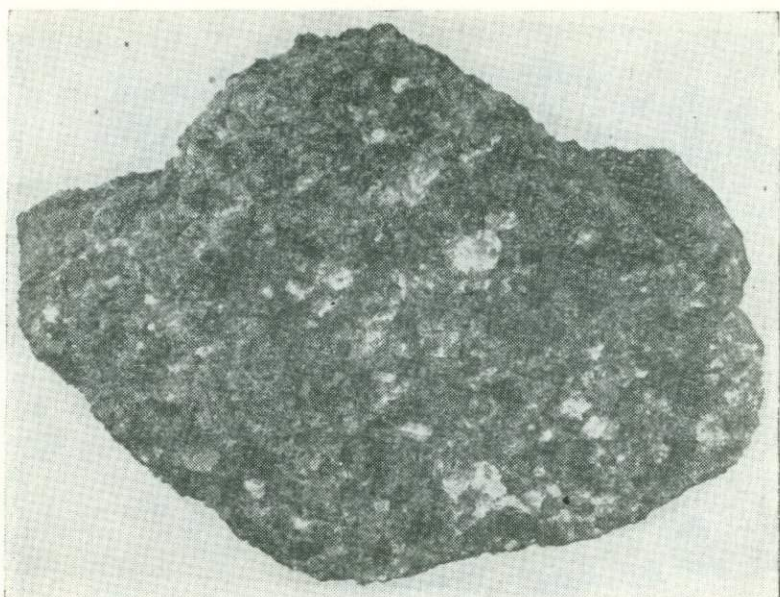


Рис. 44. Массивный оливин (85—90%)-анортит (5—10%)-шпинелевый (1%) ультрабазит ($\times 1,5$; вулкан Ксудач)

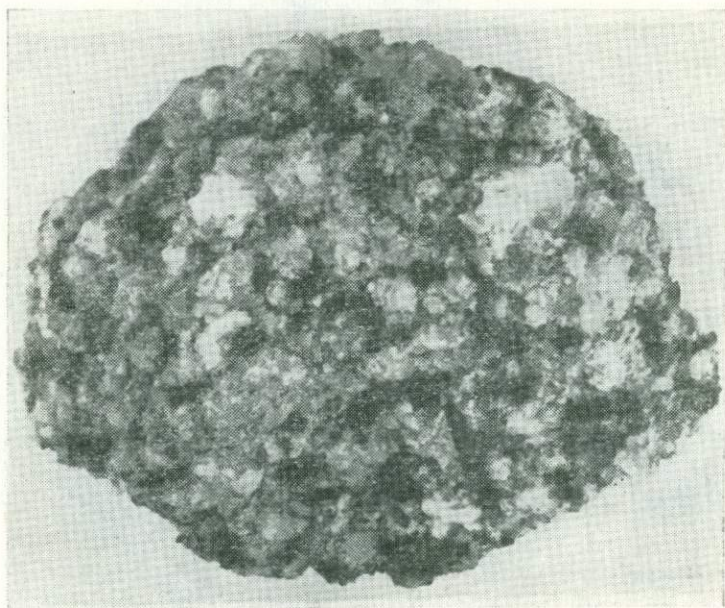


Рис. 45. Порфировидная структура анортит-оливин-шпинелевого базита (нат. вел.; вулкан Ксудач)

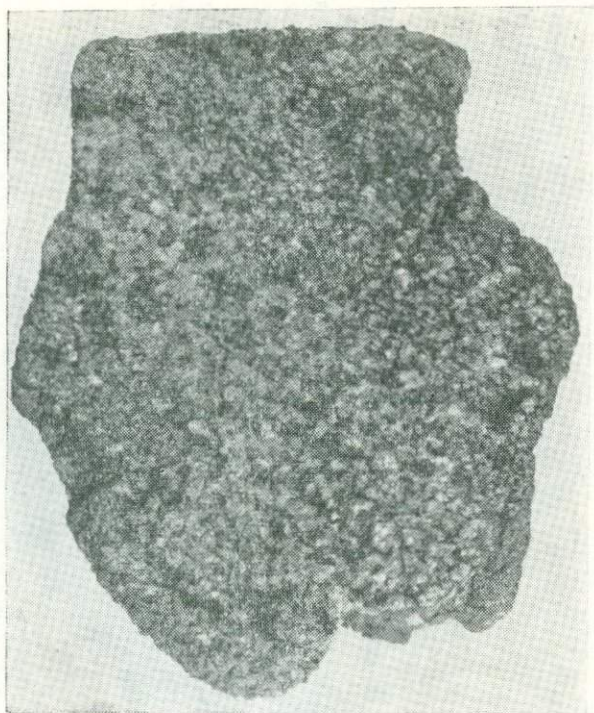


Рис. 46. Грубополосчатый анортит-диопсид-оливиновый базит (нат. вел., вулкан Ксудач).
Полосы отличаются небольшими различиями в количестве и размерах минералов

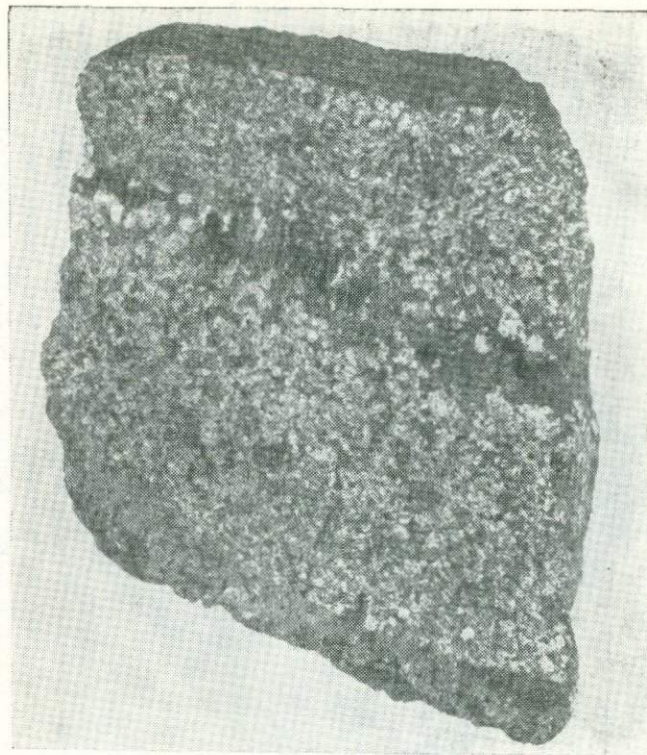


Рис. 47. Полосчатый анортит-диопсидовый базит ($\times 1,5$, вулкан Ксудач).
Темные полосы состоят из более крупнозернистого диопсида с крупными макропорами

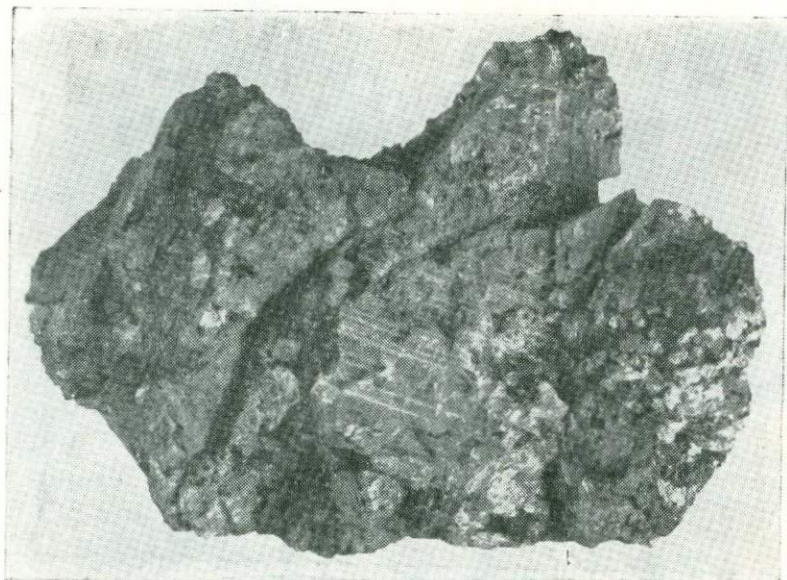


Рис. 48. Гигантозернистая такситовая анортит-диопсид-оливиновая порода ($\times 1,2$, вулкан Ксудач).

Гигантские (до 3 см) кристаллы анортита с весьма неровными краями окружены округлыми или неправильной формы участками (1—3 см), сложенными оливином, диопсидом и анортитом (размер зерен 0,5—2 мм)

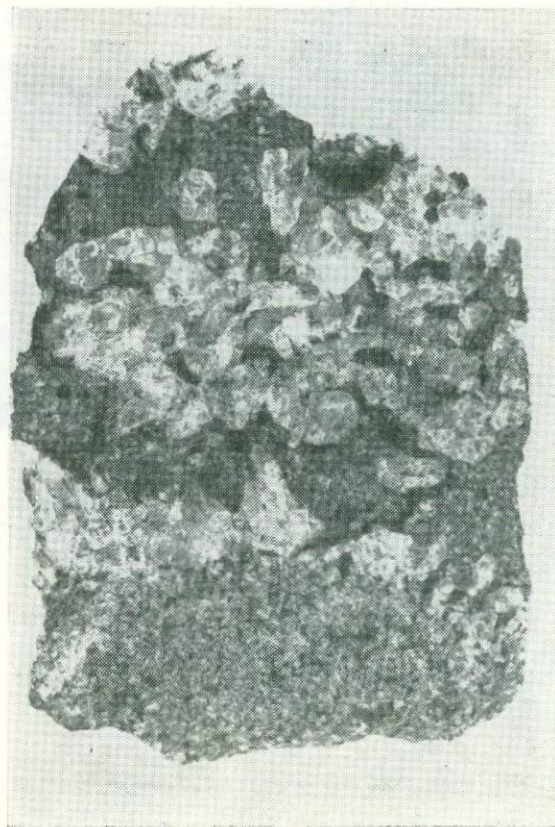


Рис. 49. Груболопчатая макропористая анортит-диопсид-оливиновая порода (нат. вел., вулкан Ксудач)



Рис. 50. Гигантозернистая катаклазированная анортит-диопсидовая порода (нат. вел., вулкан Ильинский).
Темные полосы в анортите — участки локального плавления

Рис. 51. Катаклазированная такситовая анортит-диопсид-оливиновая порода ($\times 1,2$, вулкан Ксудач) с участками локального плавления диопсида, которые фиксируются крупными воронкообразными макропорами

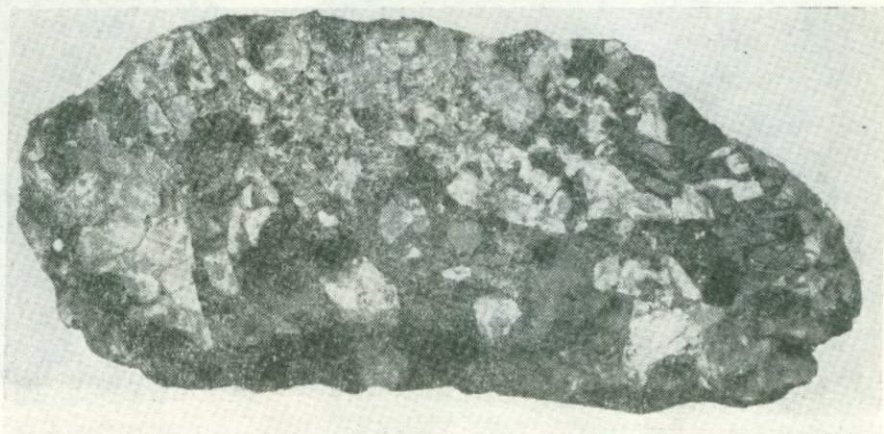




Рис. 52. Друзы хромдиоксида в макропоре анортит-диопсид-оливинового полосчатого базита ($\times 6$, вулкан Желтовский)

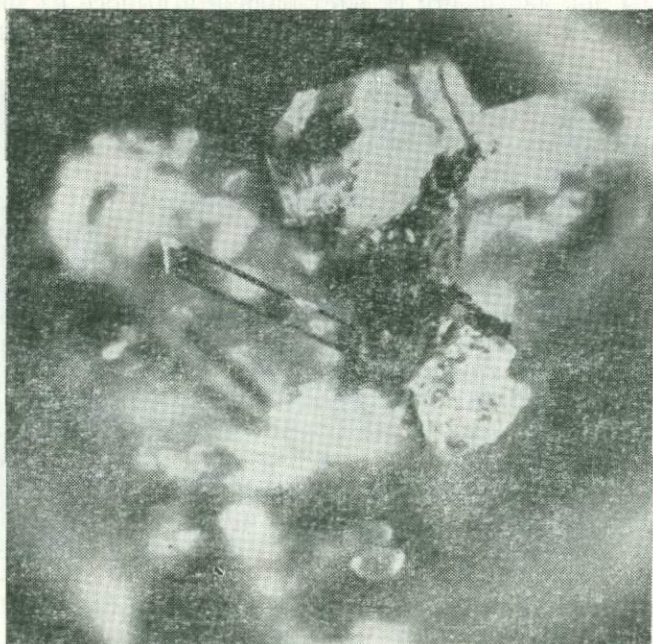


Рис. 53. Друзы анортита в макропоре анортит-диопсид-оливинового базита ($\times 20$, вулкан Ксудач); на поверхности кристаллов дендриты титаномagnetита

то специфические «вторичные» породы, связанные с существованием зон разломов, питающих вулканы, так как за пределами таких зон отмеченные породы не встречаются. Выше уже говорилось, что друзовые структуры имеются в участках укрупнения зернистости породы. Это, по-видимому, не случайные совпадения. Просмотр образцов базитов позволил нам следующим образом наметить возможную картину формирования макропористых базитов с друзовыми структурами.

Среди базитовых ксенолитов имеются образцы сильно милонитизированных пород, первичный облик которых установить затруднительно. Это тонкозернистые слабополосчатые породы, возникающие скорее всего за счет перетираания и «растягивания» первично базитовых пород. Имеются образцы, в которых полоски, линзочки, четки наблюдаются там, где крупность зерен минералов в сравнении с остальной массой породы увеличивается, а кристаллики начинают приобретать местами огранку. При этом в этих участках появляются довольно большие (до десятых долей миллиметра) поры. Так можно последовательно проследить изменение крупности зерен и появление порфиробласт анортита, сопровождающееся формированием такситовой или грубополосчатой текстуры пород. При этом образуются весьма крупные полости до 2—3 см (мы именуем их «макропоры»), где растут совершенной огранки кристаллы (см. рис. 52, 53). Иными словами, происходит перекристаллизация породы при частичном ее растворении и выносе из зоны перекристаллизации части компонентов. Представляется, что процессы перекристаллизации с растворением и отложением вещества при изменении температуры и состава флюидов протекали многократно, поскольку явления катаклаза с последующим «циклом» растворения и роста наблюдаются в породах, находящихся на различных «этапах» преобразования первичных текстур и структур. В этом отношении интересны локальные формы растворения и отложения, встречающиеся в минеральных индивидах или в макропорах. Действительно, на поверхности зерен и по трещинам в монокристаллах наблюдаются структуры, которые экспериментально обнаруживаются лишь при воздействии газовых потоков на поверхность твердого вещества или при отложении вещества из газовых потоков на кристаллических подложках [2, 66, 124].

Морфологически можно выделить четыре типа структур: 1) ямки травления полусферической формы, не содержащие или содержащие на стенках кристаллы рудных и нерудных минералов (рис. 54); 2) дендритовидные структуры типа «морозного узора» на поверхности граней или трещин в кристаллах (рис. 55) и ламели, иногда довольно сложной архитектуры (рис. 56); 3) сквозные макро- и микропоры обычно округлой и иногда полигональной формы, которые проходят от одной поверхности трещины до другой, а иногда «протыкают» и весь монокристалл (рис. 57); 4) сложные комбинации перечисленных выше форм (рис. 58).

В участках развития отмеченных структур обычно наблюдается изменение строения поверхности грани или трещины — здесь по-

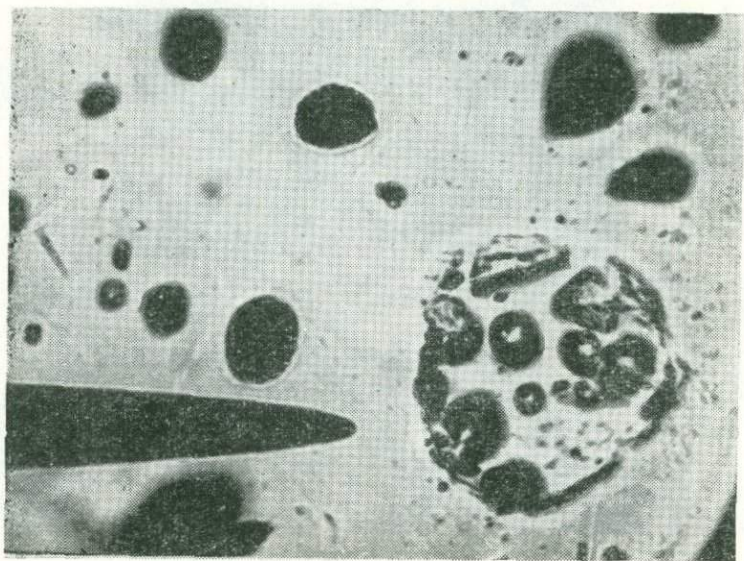


Рис. 54. Ямка травления в кристалле плагиоклаза, инкрустированная кристалликами. Рядом видны округлые сквозные поры, на стенках которых имеется «венчик» дендритов. Темное — указатель ($\times 60$, вулкан Желтовский)



Рис. 55. «Морозный» узор травления на поверхности грани монокристалла анортита в макропоре (оливин-анортит-диопсидовая порода). На травленной поверхности отложены октаэдры титаномагнетита ($\times 15$, вулкан Ксудач)



Рис. 56. Дендриты на поверхности трещины в крупном монокристалле анокрита из оливин-анокритовой породы ($\times 20$, вулкан Ксудач)

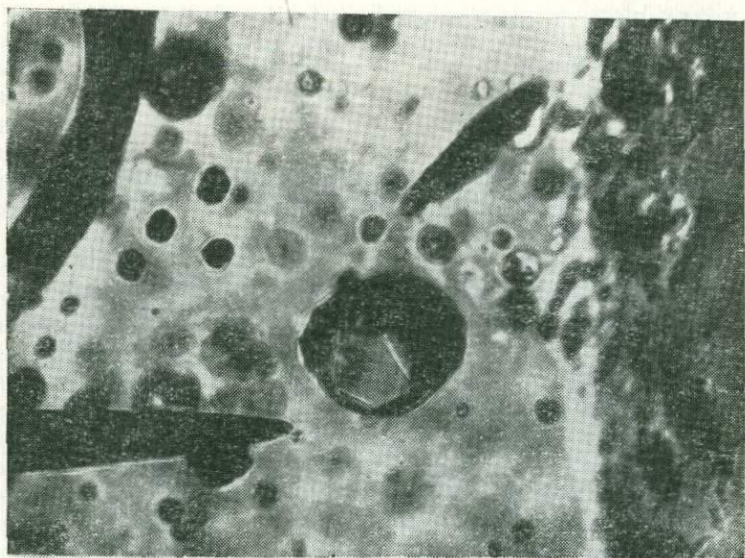


Рис. 57. Полигональная сквозная пора (отмечена указателем) в монокристалле плагиоклаза ($\times 60$, вулкан Желтовский)



Рис. 58. Сквозная пора в кристалле анортита (отмечена указателем) со «шлейфом» дендритов ($\times 54$, вулкан Желтовский)



Рис. 59. Ступени травления на гранях кристаллов магнетита ($\times 20$, вулкан Желтовский)

является «шагреновый», «сотовый», «ступенчатый» рельеф (рис. 59). Причем для различных минеральных фаз характерен свой тип изменения строения поверхности. Так, в оливинах обычно проявляется «сотовый» тип, тогда как для плагиоклазов или клинопироксенов более характерно развитие «ступенек» или «шагреновой» поверхности. Весьма примечательно то, что на таких поверхностях в трещинах и на плоскостях граней в кристаллах имеются или хорошо ограненные кристаллы, или весьма сложные по форме дендриты титаномагнетита (см. рис. 53). Нередко наблюдаются сложные дендриты, состоящие из сростков рудного и нерудного минералов (обычно плагиоклаза или пироксена). Наиболее широко процессы «травления» и переотложения отмечаются в кристаллах плагиоклаза.

Отсутствие в продуктах отложения из флюидной фазы «барофильных» минералов свидетельствует о том, что описанные явления протекают в земной коре выше уровня очагов базальтовых магм, начиная примерно с 30 км от поверхности земли. Верхний предел положения таких зон можно установить, вероятно, расчетным путем. Это будет сделано в следующих разделах работы.

§ 34. Локальное плавление базитовых пород потоками флюидов в зонах глубинных разломов

Весьма интересно, что процессы растворения базитовых пород сопровождаются локальным плавлением, формы которого весьма специфичны и совершенно не похожи на особенности начальных стадий плавления ксенолитов кислых пород в базальтовых лавах. Отмечается предплавление поверхности трещин, отдельных граней или стыков зерен минералов. Этот процесс фиксируется по появлению на поверхности трещин или граней капелек или пленок бурого или прозрачного стекла различной формы (рис. 60). При усилении данного процесса в кристаллах по трещинам развиваются прихотливые зоны плавления (рис. 61), на месте которых фиксируется пузыристое стекло, содержащее кристаллики рудных и нерудных минералов, или пузыристая мелкозернистая порода в виде «примазок» или каемок на стенках макропор и трещин. Весьма показательны, что в пределах крупных макропор пузыристые пленки стекла содержатся в одних участках и отсутствуют в других. Нередко встречаются округлые макропоры, частично или полностью заполненные пузыристым стеклом, которые пересекают крупные монокристаллы оливина, клинопироксена или плагиоклаза, а также образуют своеобразные сигаровидные вроски (рис. 62, 63). На поверхности кристаллов образуются достаточно характерные по строению пленки, состоящие из плоских удлиненных кристалликов, дендритов и стекла (рис. 64). Отмечается четко проявляемая зависимость интенсивности подплавления в ряду минералов: клинопироксен, плагиоклаз, оливин. Встречаются ксенолиты, где клинопироксен расплавлен почти полностью, тогда как анортит весьма незначительно подплавляется по трещинам, а в зернах оливина



Рис. 60. Оплавленная поверхность монокристалла оливина в макропоре (X9, вулкан Ильинский)

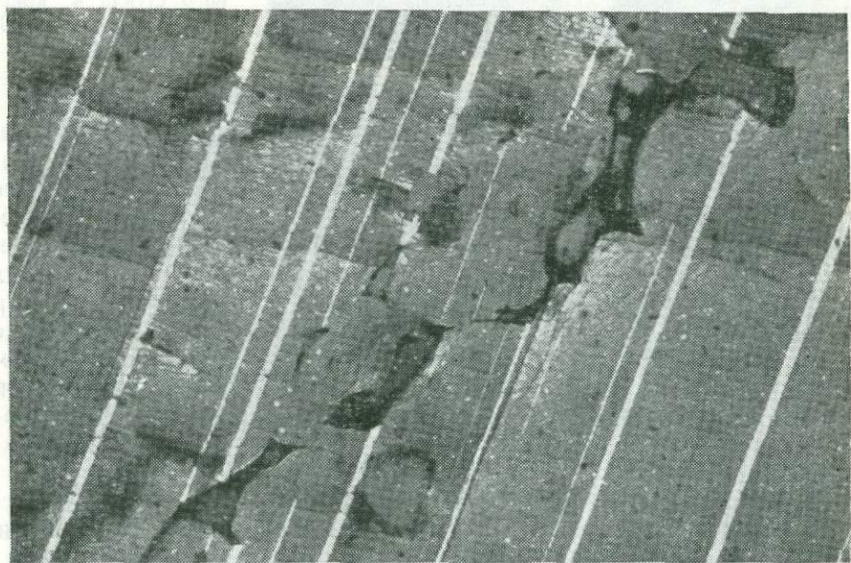


Рис. 61. Плавление кристалла анортита (темное); вдоль трещинки стекло с пузырьками (X13, николи скрещены, вулкан Кихпинич)



Рис. 62. Сигарообразные вроски вспененного стекла в кристалле оливина ($\times 10$, вулкан Ксудач)

встречаются лишь пленки и капельки стекла по трещинам и сигарообразные углубления. Оптическое изучение и химический анализ некоторых образцов (табл. 30) показывают, что описанные явления локального травления и плавления трещиноватых базитовых и ультрабазитовых пород сопровождаются изменениями состава фаз. Для более детального изучения таких зон в отдельных минералах был использован рентгеноспектральный анализатор «MS-46», с помощью которого были получены концентрационные профили ряда элементов [131]. Изучению были подвергнуты монокристаллы плагиоклаза, клинопироксена и оливина с участками травления и локального плавления в виде изолированных шарообразных, цилиндрических и линейных зон по трещинам и на границе зерен, а также без таких участков.

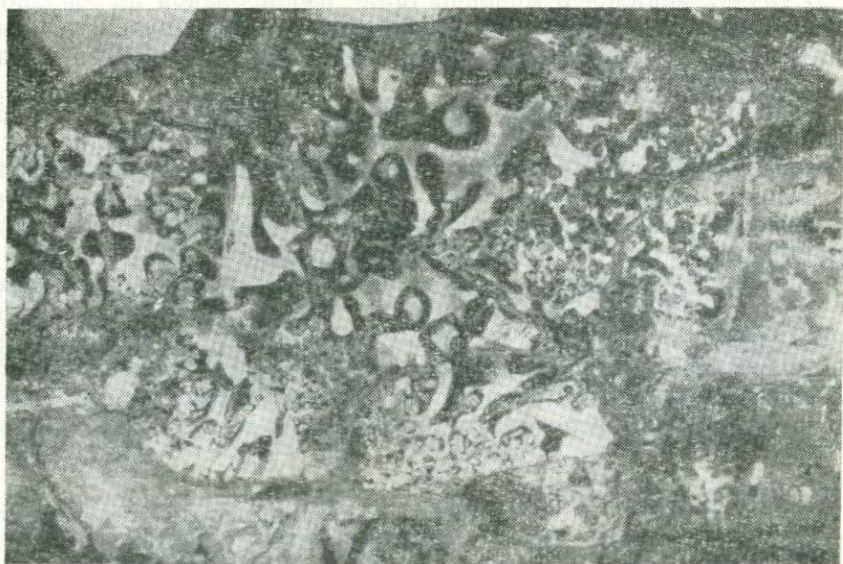
Анализ спектроскопических данных и микроскопического изучения этих минералов свидетельствует о следующем. При отсутствии оптически наблюдаемых изменений в структуре кристаллов (трещины, зоны плавления и т. д.) распределение компонентов в них достаточно однородно (рис. 65). В случае проявления оптически наблюдаемых изменений в структуре кристаллов в виде травления

Рис. 63. Сигарообразное углубление в анортите с пленкой стекла и дендритами титаномагнетита на стенках ($\times 10$, вулкан Ильинский)



Рис. 64. Подплавленная поверхность поверхности кристалла аноррита ($\times 9$, вулкан Ксудач).

Темное — стекло с очень маленькими кристалликами магнетита, светлое — дендриты плагиоклаза в виде эпитаксиальной «пленки»



Химический анализ вмещающего базальта, интерстициального стекла, ксенолита и слагающих его минералов (вулкан Желтовский), вес. %

Окисел	Вмещающий базальт	Стекло из макропор	Ксенолит	Минералы ксенолита		
				анортит	диопсид	хризолит
SiO ₂	46,30	49,00	44,24	45,12	49,18	39,22
TiO ₂	0,58	1,32	0,77	—	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	20,51	16,09	24,94	33,63	4,68	1,10
Fe ₂ O ₃	1,58	10,10	8,48	0,60	5,34	0,45
FeO	6,75	3,77	0,69	0,52	2,47	21,75
MnO	0,10	—	0,11	—	—	Н. о.
MgO	10,91	3,67	3,39	—	15,27	36,27
CaO	10,80	11,20	14,76	18,81	21,71	0,56
Na ₂ O	1,53	2,34	1,35	0,94	0,44	0,27
K ₂ O	0,48	0,41	0,31	0,13	0,14	0,18
P ₂ O ₅	0,61	0,36	0,54	0,24	0,27	0,23
П.п.п.	0,18	0,27	0,21	0,13	0,20	0,21
Сумма	100,33	98,53	99,79	100,12	99,81	100,35

поверхности трещин и отложения в них дендритов и т. д. «вторичных» минералов в таких зернах в окрестностях трещин появляются неоднородности в содержании некоторых элементов. Наиболее ясно эти тенденции проявляются в кристаллах плагиоклаза (рис. 66, 67).

В случае наличия в монокристалле изолированной шаровидной полости, имеющей проводник, соединяющийся с трещиной, тенденция к неоднородному распределению различных элементов выражена слабее (рис. 68).

Наиболее неоднородный состав среды в зонах плавления монокристаллов наблюдается в тех случаях, когда содержание ряда компонентов резко отличается от таковых в исходной фазе, подвергающейся подплавлению. Это подтверждается распределением элементов в линейной зоне, пересекающей оливин-диопсид-анортитовую породу (рис. 69). Сопоставление профилей (см. рис. 68, 69) показывает, что в одних случаях плавление диопсида сопровождается существенным изменением состава жидкой фазы в сравнении с исходным кристаллом, в других — несущественным. При плавлении плагиоклаза обычно состав стекла существенно отличается от состава кристалла (см. рис. 66, 67, 69). Изменение состава этого минерала нередко происходит у стенок трещин, где оптически про-

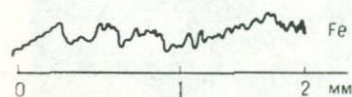


Рис. 65. Концентрационный профиль распределения железа в монокристалле хризолита (вулкан Желтовский)

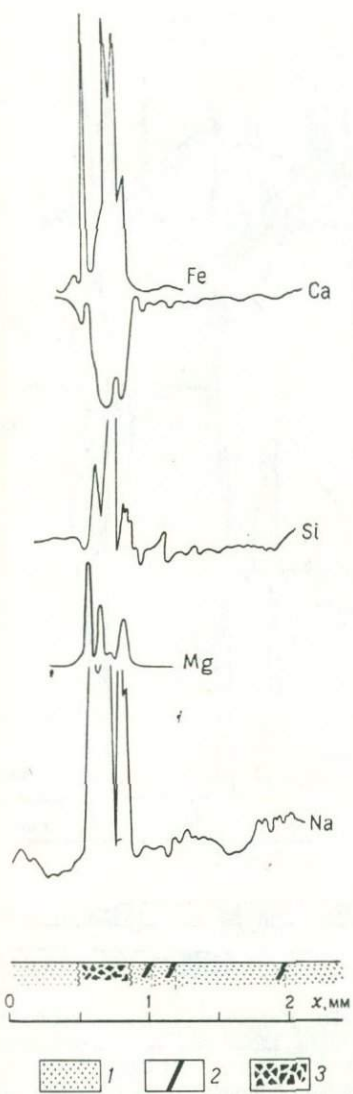


Рис. 66. Распределение ряда элементов в монокристалле анортита в окрестностях трещин и зоны локального плавления вдоль трещин (вулкан Ксудач).

1 — монокристалл; 2 — трещины; 3 — пузыристое стекло

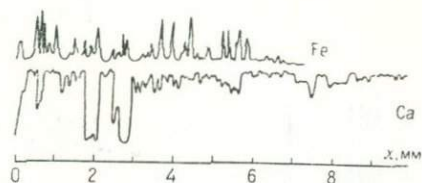


Рис. 67. Распределение Fe и Ca по крупному монокристаллу анортита с большим количеством трещин и сквозных пор (вулкан Ильинский)

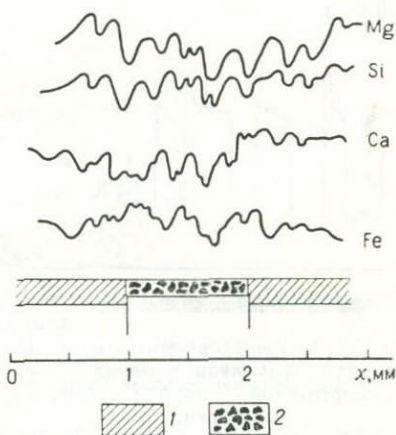


Рис. 68. Распределение ряда элементов в монокристалле диопсида, имеющего округлую макропору с пузырьстым стеклом (вулкан Желтовский).

1 — монокристалл; 2 — пузыристое стекло

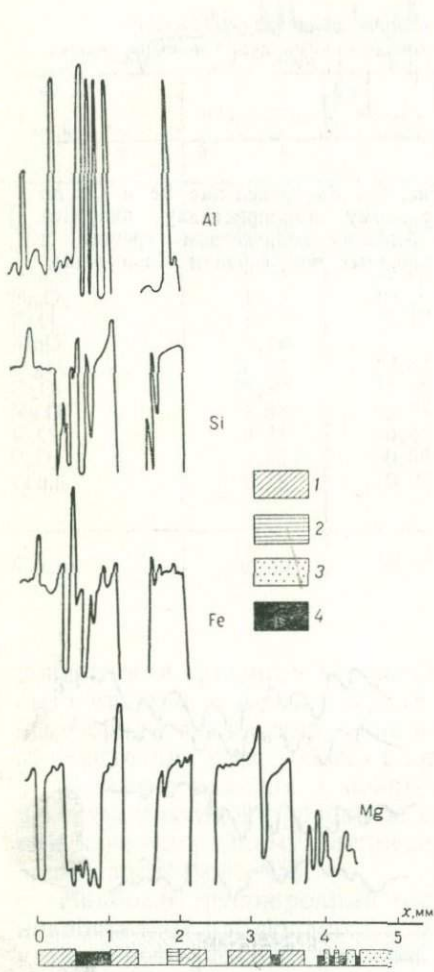


Рис. 69. Концентрационные профили для ряда элементов в оливин-диопсид-анортитовой породе (вулкан Ильинский).

1 — оливин; 2 — диопсид; 3 — плагиоклаз; 4 — стекло

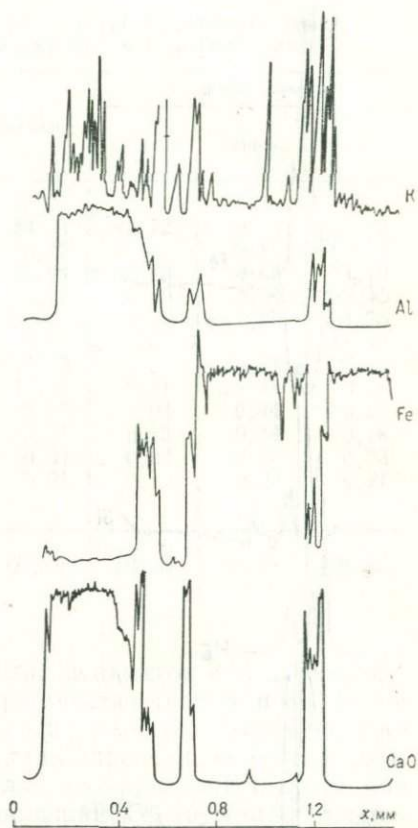


Рис. 70. Концентрационные профили для ряда элементов в оливин-анортитовой породе, имеющей зоны локального плавления на границе зерен и внутри монокристаллов (вулкан Ксудач).

1 — оливин; 2 — плагиоклаз; 3 — стекло; 4 — трещины; 5 — поры

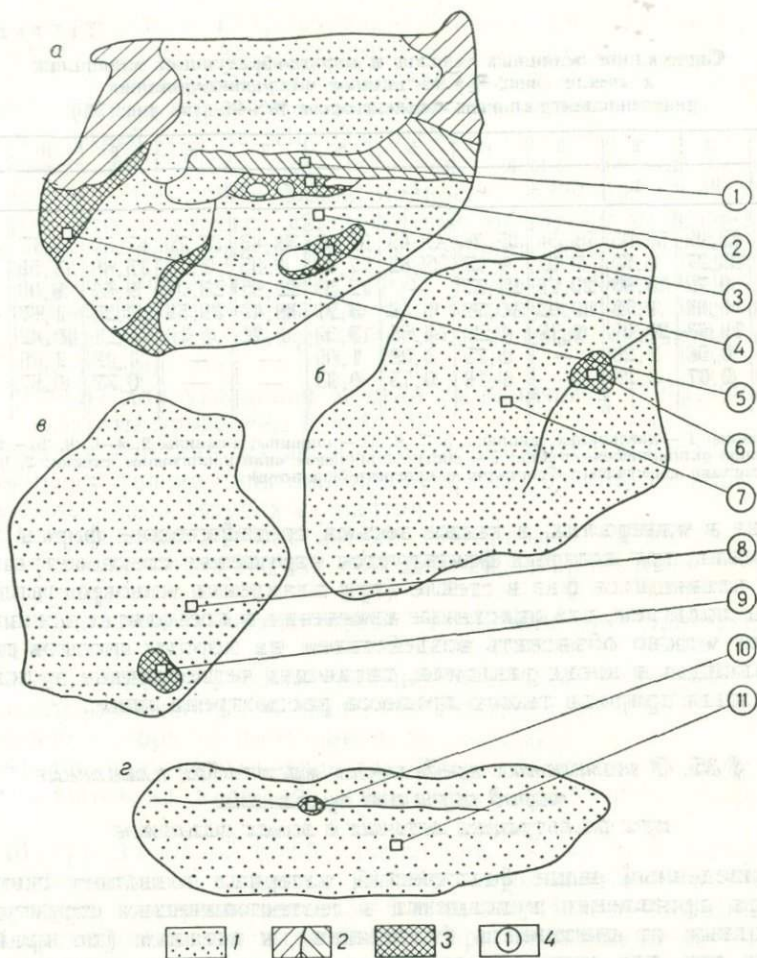


Рис. 71. Вещественный состав минералов и стекол из микропор оливины и анортита.

а — обр. № 7 (вулкан Ксудач); *б* — обр. № 9 (вулкан Желтовский); *в* — обр. № 8 (вулкан Ильинский); *г* — обр. № 4 (вулкан Ксудач).

1 — оливин; 2 — плагиоклаз; 3 — стекло; 4 — номера анализов (см. табл. 31)

явленных следов плавления не фиксируется (см. рис. 66). Весьма ярко перечисленные особенности в изменении состава фаз фиксируются в случае биминерального состава пород (рис. 70). Характерно, что состав стекла на границе зерен оливина и плагиоклаза, а также внутри участков растворения монокристаллов оливина весьма сходен; кроме того, в участках трещиноватости среди кристаллов оливина и плагиоклаза в стекле появляются щелочные металлы (рис. 71 и табл. 31).

Таким образом, в глубинных породах основного состава наблюдаются весьма неоднородные локальные изменения структуры и

Содержание основных окислов в породообразующих минералах и стекле (вес. %) по данным микронзондирования рентгеноспектральным анализатором MS-46 (см. рис. 71)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Pl	L	Olv	L			Olv	L		Olv	
SiO ₂	43,99	50,03	38,34	35,28	49,43	50,00	38,43	37,79	47,55	53,87	39,09
Al ₂ O ₃	33,27	6,60	0,07	0,07	29,82	17,40	0,05	0,05	15,88	17,59	0,05
FeO	0,72	10,90	23,13	22,57	—	12,50	22,86	23,04	8,66	8,00	15,35
MgO	0,08	9,75	40,02	36,76	0,18	3,27	38,49	38,53	2,25	1,87	44,53
CaO	18,63	20,06	0,19	0,22	14,65	13,59	0,32	0,19	11,21	10,42	0,16
Na ₂ O	0,68	2,28	—	0,75	3,09	1,66	—	—	1,19	1,16	—
K ₂ O	0,07	0,28	—	0,18	0,15	0,33	—	—	0,37	0,87	—

Анализ 1 — плагиоклаз; анализы 3, 7, 8, 11 — оливины; анализы 2, 4—6, 9, 10 — стекла (4 — темное «оливиновое» стекло; 5 — светло-коричневое «плагиоклазовое» стекло; 2, 9, 10 — стекла состава известковых базальтов и андезитов-базальтов)

состава в минералах, а также весьма специфические формы подплавления, при которых фиксируется нарушение стехиометрии состава плавящихся фаз в стекле (при плавлении монокристаллов).

Мы полагаем, что описанные изменения в ксенолитах основного состава можно объяснить воздействием на породы потоков горячих флюидов в зонах разломов, питающих четвертичные вулканы. Возможная природа такого процесса рассмотрена ниже.

§ 35. О возможных предельных масштабах плавления пород коры под вулканами при фильтрации летучих в зонах разломов

Приведенный выше фактический материал позволяет считать, что при проявлении вулканизма в геотектонических структурах, переходных от континента (материков) к океанам (по крайней мере в тех, где имеется «гранитовая» кора), проявляются процессы перекристаллизации и локального плавления пород коры горячими флюидами. В этой связи возникает, естественно, вопрос о предельных масштабах плавления пород, если такого рода явления развиваются длительно, охватывая промежутки геологической истории в один или несколько миллионов лет.

Выясним условия развития плавления пород нижней коры, поскольку выше границы Конрада динамика плавления существенно зависит от состояния среды в более глубоких зонах коры. Рассмотрим следующую модель. Пусть граница Мохо находится на глубине h от поверхности земли, при этом породы верхней мантии состоят из ультрабазитов с температурой плавления $t_{пл} > 1400^\circ\text{C}$. Выше границы Мохо залегают породы с температурой плавления $t_{пл} = 800^\circ\text{C}$ (в метаморфитах прошли процессы гранитизации) или 1000°C (негранитизированные метаморфизованные базиты). Из верхней мантии по проницаемой зоне в породы коры

с момента времени $\tau > 0$ начинает поступать фильтрующийся поток флюидов, природа которого пока не рассматривается, с плотностью ρ_f и теплоемкостью c_f . Начальная температура флюида t_0 больше температуры плавления коровых пород, но ниже, чем $t_{пл}$ пород верхней мантии. Породы после нагревания до $t_{пл}$ плавятся в области $h < x < l(\tau)$, где $l(\tau)$ — подвижная граница плавления пород. Фильтрующийся флюид приносит к границе h теплоток $j = \text{const}$. Чтобы оценить максимальные масштабы плавления, примем, что температура в магме однородна, как и распределение в ней флюидной фазы (отсутствует «барьер», связанный с насыщением образующегося расплава). Поэтому считаем, что теплоток j , подводимый к границе h потоком флюида из мантии, тот же, что и на границе $l(\tau)$.

Расчеты для указанной модели выполнены в [130]. Основные их результаты приведены в табл. 32.

Анализ этих данных позволяет сформулировать следующие выводы относительно динамики плавления пород нижней коры Земли при фильтрации летучих из мантии:

1) плавление в геологически «обозримое» время начинается, если $\Delta t = t_{пл} - \theta_0 \leq 200^\circ \text{C}$, при $\Delta t > 200^\circ \text{C}$ плавления пород не происходит;

2) плавление за это же время ($\tau < 35$ млн. лет) протекает, если $u \geq 10^{-10}$ м/с;

3) при прочих равных условиях масштабы плавления при относительно низких j тем выше, чем меньше теплоотвод от границы плавления (обратно пропорционален κ_n и u);

4) теплофизические свойства магмы и пород не существенно сказываются на масштабе плавления в сравнении с u , ρ_f , c_f и κ_n ;

5) при $\Delta t = 0$ масштабы плавления в 2—3 раза больше, чем при $\Delta t = 100^\circ \text{C}$, в заметных (в петрологическом смысле) масштабах плавление протекает за 3—5 млн. лет. Иными словами, скорости плавления пород нижней коры при фильтрации летучих хотя и выше, чем при кондукции, но все-таки это достаточно «медленный» даже во времени геологического масштаба процесс.

Более точно вероятные масштабы плавления можно оценить с учетом полученных выше результатов, если рассмотреть более сложную по геометрии и начальным условиям модель процесса [128].

Пусть в пределах верхней мантии Земли (положим, на глубине 60—80 км от поверхности) имеется верхняя кромка очага базальтовой магмы*, содержащей летучие компоненты в количестве 1—3 вес. %. Эти летучие при затвердевании магмы или из-за ее дифференциации «отделяются» и фильтруются к поверхности земли по

* Проблема источника флюидов в верхней мантии дискуссионна. Рассмотренный нами случай, по-видимому, тривиален. Вопрос характера отделения летучих от дифференцирующегося базальтового расплава выходит за рамки нашей работы. В принципе этот процесс описывается задачей динамики кристаллизации [33, 126].

$t_{пл}$	θ_0	L	C_{II}	ρ_M	β	$\rho_{ср} \rho_{op}$	x_{II}	u	x_M	t_M	$j=10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$													
											l_1	l_2	l_3	l_4										
$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	кал/г	кал/г·гр	г/см ³		кал/см ³ ·гр		см/с		$^{\circ}\text{C}$														
800	600	100	0,4	2,2	-0,86	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	1199	-	-	-	-										
					-0,86	0,3	0,01			0,1	1198	-	-	-	-									
					-0,86	0,3	0,01			0,4	1398	-	-	-	-									
			0,2	2,4	-0,15	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	822	-	-	-	-										
					-0,15	0,3	0,01			0,1	823	-	-	-	-									
					-0,15	0,3	0,01			0,6	852	-	-	-	-									
					-0,15	0,5	0,005			0,6	996	-	-	-	-									
					-0,15	0,5	0,005			0,6	1240	-	-	-	-									
					-0,76	0,5	0,01			10^{-7}	0,1	1256	-	-	-	-								
					-0,76	0,5	0,01					0,3	1386	-	-	-	-							
		-0,11	0,5	0,01	10^{-6}	0,1	997	-	-	-	-													
		-0,11	0,5	0,01			0,6	1243	-	-	-	-												
		-0,76	0,5	0,01			0,1	1256	-	-	-	-												
		-0,76	0,5	0,01			0,3	1386	-	-	-	-												
		-0,76	1,0	0,005	10^{-7}	0,3	1258	-	-	-	-													
		-0,76	1,0	0,005			0,3	1389	-	-	-	-												
		-0,76	1,0	0,01			0,3	1263	-	-	-	-												
		-0,76	1,0	0,01			0,3	1395	-	-	-	-												
		-0,11	1,0	0,005	10^{-6}	0,1	998	-	-	-	-													
		-0,11	1,0	0,005			0,6	1245	-	-	-	-												
-0,76	1,0	0,005	0,1	1258			-	-	-	-														
-0,76	1,0	0,005	0,3	1389			-	-	-	-														
700	80	0,3	2,2	-0,45	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	1270	-	-	-	-											
				-0,45	0,3	0,005			0,2	1329	-	-	-	-										
				-0,59	0,3	0,01			0,1	1082	-	-	144	-	-									
				-0,59	0,3	0,01			0,5	1307	-	-	-	-	-									
				-0,59	0,3	0,005			0,5	1307	-	-	-	2410	-	-								
				-0,45	0,03	0,01			0,1	1269	-	-	610	-	-	-								
				-0,45	0,03	0,01			0,3	1327	-	-	-	-	1795	-	-							
				-0,4	0,5	0,005			0,1	1365	-	-	-	-	-	-	-							
				-0,4	0,5	0,01			0,1	1365	-	-	-	44	2179	-	-	-						
				-0,11	1,0	0,01			10^{-7}	0,1	802	-	-	-	-	-	-	-						
				-0,11	1,0	0,01					0,6	805	-	-	-	-	-	-	-					
				600	80	0,3			2,4	-0,11	1,0	0,01	10^{-6}	0,6	805	-	-	-	-	193	6723	-	-	-
				700	80	0,3			2,4	-0,4	1,0	0,005	10^{-7}	0,1	1323	-	-	-	90					
										-0,4	1,0	0,005			0,2	1388	-	-	-	-				
-0,86	0,3	0,005	10^{-6}				0,1	887		-	-	-			-									
-0,86	0,3	0,005		0,6	995	-		-	-	-	341	5145	-	-	-									

$j=2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=4 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=8 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=10^{-5} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$			
l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4
-	-	-	-	-	-	-	976	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	976	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2234	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	253	2252	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	193	6723
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	407 7400
-	-	-	246	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	192	6688
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	405 7363
-	-	-	144	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	2410	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	610	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1795	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	44	2179	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	343	517	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	193	6723
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

$t_{пл}$	θ_0	L	C_{II}	ρ_M	β	$\rho_{ср} c_{ор}$	x_{II}	α	x_M	t_M	$j=10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$					
											l_1	l_2	l_3	l_4		
$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	кал/г	кал/г·гр	г/см ³		кал/см ³ ·гр		см/с		$^{\circ}\text{C}$						
800	800	80	0,2	2,2	0,0	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	1270						
						0,3	0,005		0,2	1328						
						0,3	0,005		1,0	894						
						0,3	0,005		0,6	1013						
						0,3	0,01		0,6	895						
						0,3	0,01		1,0	1014						
						0,5	0,005		0,1	1083						
						0,5	0,005		0,5	1311						
						0,5	0,01		10^{-7}	0,1	1467	0,9	8,9	89	894	
						1,0	0,005		10^{-6}	0,1	1086					
						1,0	0,005			0,5	1315					
										2,4	0,0	0,3	0,005		0,1	886
						0,3	0,005	0,6	995							
						0,3	0,01	0,1	887							
						0,3	0,01	0,6	996							
								0,5	0,01	10^{-7}	0,1	1320	0,89	8,9	89,4	894
								0,5	0,01	0,2	1385					
								0,5	0,005	10^{-6}	0,1	1060				
								0,5	0,005		0,6	1385				
								0,5	0,01		0,6	1061				
								0,5	0,01		0,6	1388				
								0,5	0,01		0,1	1320				
								1,0	0,005	10^{-7}	0,1	1323	0,88	8,89	88,9	889
								1,0	0,005		0,2	1388				
					1,0	0,01	0,1	1327								
					1,0	0,01	0,2	1393								
		0,3	2,4	0,0	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	1058							
									0,3	0,005	0,6	1382				
									0,3	0,01	0,6	1382				
									0,5	0,005	0,1	1318				
									0,5	0,005	0,2	1383				
									1,0	0,005	0,2	1320				
									1,0	0,005	0,2	1385				
									1,0	0,01	0,1	802				
									1,0	0,01	0,6	805				
					0,4	2,4		0,0	0,3	0,005	10^{-6}	0,1	1231			
							0,3		0,005	0,3		1354				
							0,3		0,01	0,3		1229				
							0,3		0,01	0,3		1352				

$j=2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=4 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=8 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$				$j=10^{-5} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$			
l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4	l_1	l_2	l_3	l_4
1,3	1,3	134	1344												
				2,7	2,7	268	2685								
				5,3	54	558	5382								
				4	45	446	4476								
								9	89	889	8894				
2,7	26,8	268	2840												
				5,4	53,8	53,8	5382								
				4,5	44,7	447	4467	8,9	89	894	8938				
												8,9	89	894	8938
1,8	17,7	177	1772												
1,8	18	179	1791												
				3,6	36	358	3594	6	59,8	598	5976				
								6	59,5	595	5947				
												8,9	89,4	894	8938
1,3	13,4	134	1344												
				2,7	27	2698	2698								

проницаемой зоне разлома, имеющей коническую форму. В основании разлом имеет ширину 100 км, на поверхности земли — 1 км. Проницаемость пород в зоне разлома много выше, чем в окружающей среде, поэтому потерями на боковую фильтрацию или увеличением расхода за счет дренирования пренебрегаем. Максимальный начальный расход флюида согласно оценок [47] будет не более 10^{-9} кг/м²·с. В качестве нижнего предела расхода может считаться диффузионный поток летучих. Температура флюида не ниже 1100°С и не выше 1300°С, что может соответствовать температуре ликвидуса и солидуса базальтовых магм [114, 119]. В расчете наибольшие трудности связаны с заданием удельной теплоемкости газовой смеси, поскольку неизвестны ее параметры при весьма высоких давлениях. Поэтому учтены два варианта, которые, по-видимому, отвечают скорее заниженным значениям. Один из них отвечает случаю существенно «водного», а второй «водородного» флюида (табл. 33).

Для сопоставления результатов оценки масштаба плавления пород даны для двухслойных разрезов типа: 1) «средние» по составу породы до глубины 40—45 км, 2) «базитовые» породы в интервале глубин 45—80 км, а также: 1) «базитовые» породы до глубины 40—45 км, 2) ультрабазитовые породы в интервале глубин 45—80 км. Строение разреза для основного объема расчетов показано на рис. 72.

Наиболее интересные для петрологических приложений результаты расчетов показаны на рис. 73—76. Их анализ позволяет указать следующие особенности развития процесса плавления пород коры, если магмообразование в земной коре соответствует начальным и граничным условиям, показанным на рис. 72.

В изученном интервале начальных расходов флюида, как и следовало ожидать [48], обнаружен критический порог расхода флюида при принятых величинах теплоемкости газовой смеси. Похоже, он отвечает области величин $q_{нач}^{фл} \approx 0,5 \cdot 10^{-10}$ кг/м²·с (см. рис. 73—75). Весьма характерна в рассматриваемой системе динамика плавления пород коры. Как уже обнаруживалось ранее [35], при возрастании теплового потока плавление пород начинается на границах толщ различного состава. Здесь на кривой плавления имеет-

Таблица 33

Изменение удельной теплоемкости «водного» (1) и «водородного» (2) флюидов с глубиной, кал/см³·град

Глубина, км	1	2	Глубина, км	1	2	Глубина, км	1	2
1	0,3	0,4	16	0,6	1,4	50	1,0	3,0
3	0,4	0,5	22	0,7	1,8	60	1,0	3,0
5	0,4	0,8	30	0,8	2,4	70	1,0	3,0
10	0,5	1,0	40	1,0	3,0	80	1,0	3,0

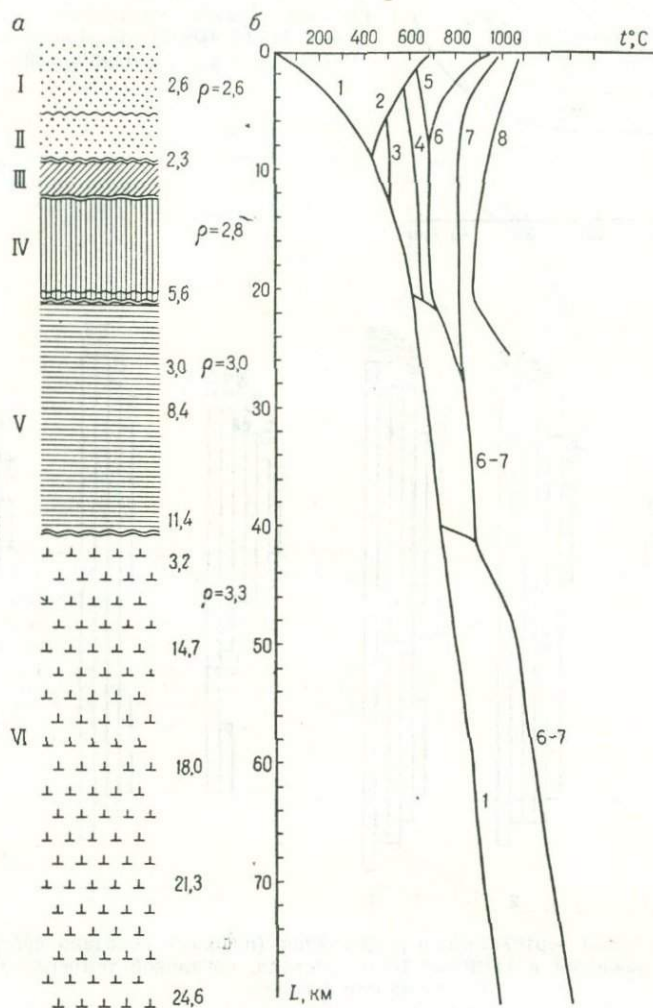


Рис. 72. Строение разреза земной коры и верхней мантии Земли, принятое в расчете (а), и термодинамические условия развития магматизма в системе (б).

I, II — эффузивные и эффузивно-осадочные породы; III — метаморфические породы зеленых сланцев; IV — метаморфические породы амфиболитовой фации; V — метаморфические породы гранулитовой фации; VI — эклогиты.

1 — начальное распределение температур, 2 — $p-t$ -граница метаморфизма фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов; 3 — граница между фациями эпидотовых амфиболитов и амфиболитов; 4 — граница между фацией амфиболитов и пироксеновых роговиков; 5 — кривая солидуса водосодержащего гранита; 6 — кривая солидуса водосодержащего расплава среднего состава; 7 — кривая солидуса водонасыщенного расплава базальта; 8 — верхняя граница двупироксеновых гнейсов

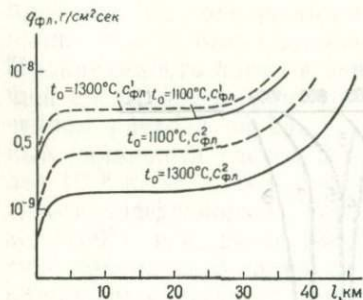


Рис. 73. Зависимость вертикальной протяженности зоны расплавления от реального расхода ($q_{\text{фл}}$), начальной температуры (t_0) и теплоемкости ($c_{\text{фл}}$) флюида ($c^1_{\text{фл}}$ — «водный», $c^2_{\text{фл}}$ — «водородный» флюид)

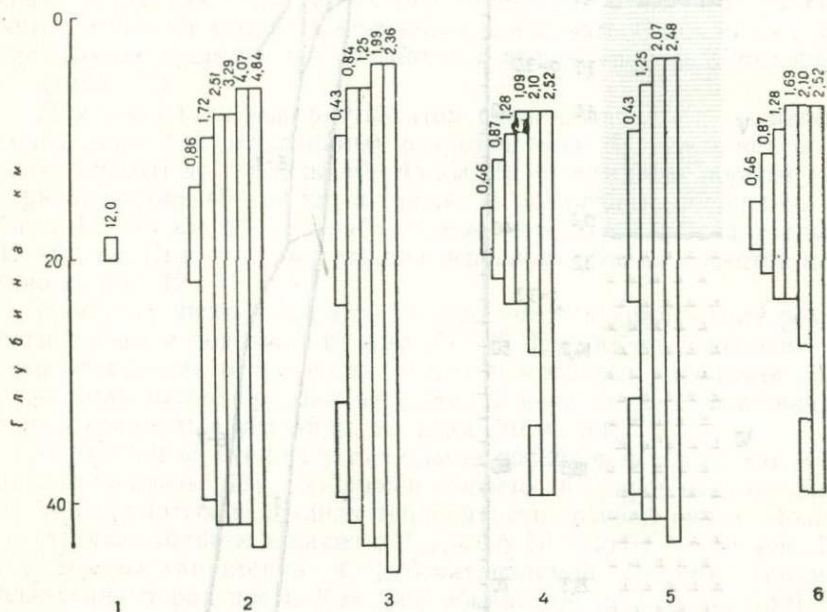


Рис. 74. Динамика вертикального разрастания (цифрами показано время в млн. лет) зоны плавления в зависимости от расхода, начальной температуры и теплоемкости флюида.

1 — $q_{\text{фл}} = 10^{-10}$ кг/м² · с, $t_0 = 1300^\circ\text{C}$, $c^2_{\text{фл}}$; 2 — $q_{\text{фл}} = 5 \cdot 10^{-10}$ кг/м² · с, $t_0 = 1300^\circ\text{C}$, $c^2_{\text{фл}}$; 3 — $q_{\text{фл}} = 10^{-8}$ кг/м² · с, $t_0 = 1300^\circ\text{C}$, $c^2_{\text{фл}}$; 4 — $q_{\text{фл}} = 10^{-9}$ кг/м² · с, $t_0 = 1300^\circ\text{C}$, $c^1_{\text{фл}}$; 5 — $q_{\text{фл}} = 10^{-8}$ кг/м² · с, $t_0 = 1100^\circ\text{C}$, $c^2_{\text{фл}}$; 6 — $q_{\text{фл}} = 10^{-9}$ кг/м² · с, $t_0 = 1100^\circ\text{C}$, $c^2_{\text{фл}}$

ся излом, так как изменяются петрофизические характеристики пород и теплота их плавления (см. рис. 72—75). Поэтому в начальные моменты существования системы в разрезе коры Земли возможно появление изолированных друг от друга линзообразных зон расплавления, которые со временем разрастаются вниз, вверх и в стороны (см. рис. 74). Конечная конфигурация зоны расплавления определяется морфологией зоны фильтрации, начальными температурами флюида, его расходом и теплоемкостью (см.

Рис. 75. Конфигурация зоны расплавления в зависимости от расхода, начальной температуры и теплоемкости флюида.

1 — $t_0=1300^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-10}$ кг/м²·с, $c^2_{\text{фл}}$; 2 — $t_0=1100^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-8}$ кг/м²·с, $c^1_{\text{фл}}$; 3 — $t_0=1300^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-8}$ кг/м²·с, $c^1_{\text{фл}}$; 4 — $t_0=1100^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-7}$ кг/м²·с, $c^2_{\text{фл}}$; 5 — $t_0=1300^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-8}$ кг/м²·с, $c^2_{\text{фл}}$

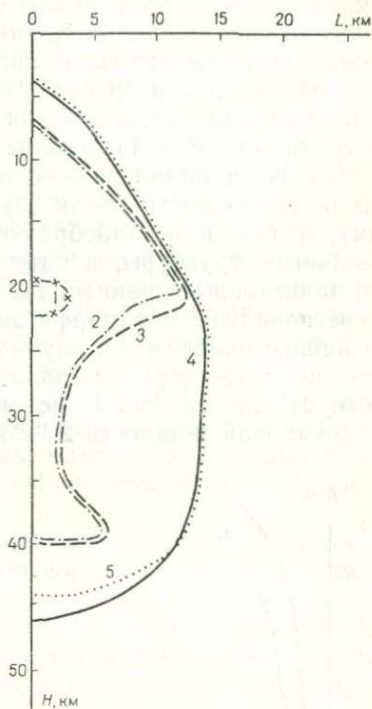


Рис. 76. Строение верхней части магматогенной системы при наступлении квазистационарного состояния:

а — при $t_0=1100^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-8}$ кг/м²·с; б — при $t_0=1300^\circ\text{C}$, $q_{\text{фл}}=10^{-9}$ кг/м²·с.

1 и 1₁ — границы пород фации зеленых сланцев; 2 и 2₁ — границы пород амфиболитовой фации; 3 и 3₁ — границы расплавления. 1, 2, 3 — для $c^2_{\text{фл}}$, 1₁, 2₁, 3₁ — для $c^1_{\text{фл}}$

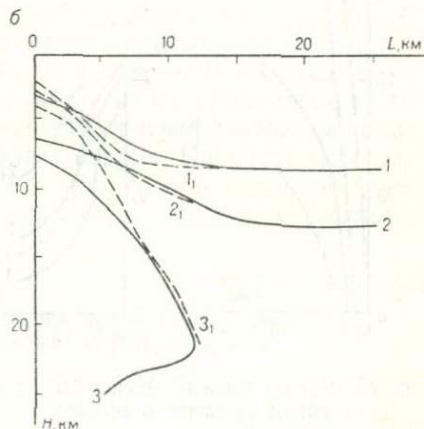
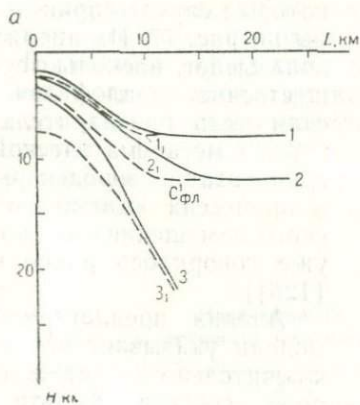


рис. 75). Характерны два момента: 1) достаточно крупные по масштабам зоны расплавления возникают за очень небольшие в рамках геологической шкалы отрезки времени (менее 1 млн. лет), 2) квазистационарное состояние (см. рис. 76) в системе наступает также через относительно короткие промежутки существования системы, которые по расчету менее 3 млн. лет.

Весьма показательной для реализации в зонах разломов рассматриваемой модели должна быть структура системы у верхней кромки очага плавления, если он достигает относительно небольших от поверхности земли глубин (см. рис. 73—75). Это, по-видимому, гребне- или валообразные относительно узкие в поперечнике зональные структуры, в ядре которых располагаются анатектиты или палингенные гранитоиды, а на крыльях — зональные комплексы регионально метаморфизованных эффузивно-осадочных пород. По нашим оценкам, на глубине 6—8 км от поверхности земли поперечник таких структур должен быть порядка 10—20 км при мощности отдельных фаций метаморфических пород 0,5—1 км и при их суммарной мощности 2—3 км.

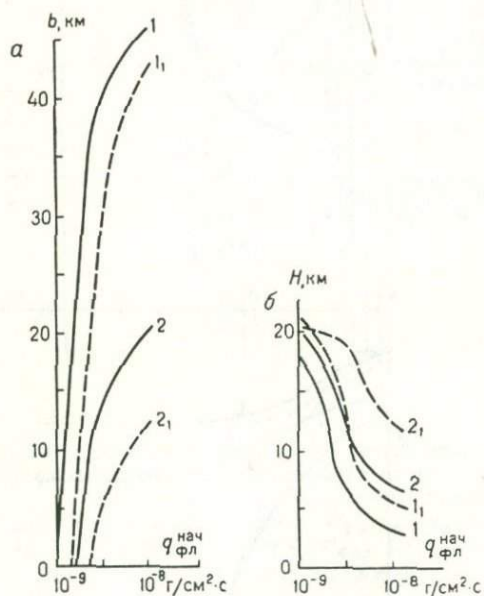


Рис. 77. Сравнительные масштабы плавления пород различного состава.

a — вертикальная мощность зоны плавления пород в зависимости от расхода флюида ($q_{\text{фл}}^{\text{нач}}$ г/см²·с), температуры ($t_0=1300^\circ\text{C}$) и теплоемкости (цифры с индексом для $c_{\text{фл}}^1$ табл. 33); *b* — глубина верхней кромки очага плавления от поверхности для соответствующих кривых рис. 76, *a*.

1 и 1₁ — случай для фазовой кривой 6—5—7 рис. 72 и 2, 2₁ — случай для фазовой кривой 7 рис. 72, 2 — случай для фазовой кривой 8 рис. 72.

Если состав пород коры отличается от «гранитового», то, естественно, масштабы плавления и глубины залегания зон расплавления будут для рассматриваемой системы отличаться от указанных на рис. 73—75. Сравнительные оценки для некоторых случаев приведены на рис. 77. Их анализ показывает, насколько существенно теплофизическая роль предварительной метасоматической гранитизации пород коры в процессах «магматического замещения» (о чем уже говорилось ранее в [126]).

Анализ предлагаемой модели указывает на исключительно важную роль состава фильтрующейся газовой смеси в процессе конвективного плавления пород земной коры. Уже простое сопоставление значений теплоемкостей газов [13],

обнаруживаемых в составе магматических эманаций (табл. 34), показывает, насколько важен учет состава газов в смеси при рассматриваемом механизме плавления пород земной коры.

В связи с этим мы полагали, что до глубины ~30 км от поверхности теплоемкость «водородного» флюида должна быть по крайней мере в три раза выше «водного», тогда как вблизи поверхности разница будет несущественной, так как согласно [88] на границе Конрада должно происходить существенное «окисление» газовой смеси, состоящей из водорода, углеводорода и т. п. Хотя в большинстве существующих петрогенетических концепций основную роль в составе летучих отводят воде и углекислоте, в последние годы появляется все больше данных о том, что водород, азот, редкие и другие газы в глубинном петрогенезисе имеют решающее значение в составе флюидов [14, 88, 125]. Особенно показательны в этом отношении данные изучения состава газов в вулканическом пепле из многих вулканов мира [144].

Проведенные здесь и более ранние [35, 48, 126] расчеты динамики плавления пород в зонах глубинных разломов позволяют высказать, с учетом изложенного выше материала изучения базитовых включений, соображения о специфике процессов глубинного петрогенезиса под вулканами.

Геофизические исследования показывают, что под вулканами существуют конические зоны, в которых породы имеют повышенную плотность (некоторые гавайские вулканы) или разуплотнены и характеризуются пониженной проводимостью поперечных волн [5, 118]. В некоторых случаях в подобных зонах отмечаются «раздувы», которые можно интерпретировать как «промежуточные» магматические очаги и т. п.

Если в зонах глубинных разломов действительно существуют потоки горячих флюидов, о которых в свое время писал В. В. Аверьев [1] (а свидетельства их реальности постоянно увеличиваются по мере изучения разломов), то их проявление должно приводить к существенному изменению петрофизических характеристик и фазового состояния пород в недрах. На месте «слоистого» разреза базитовых пород может возникнуть столбообразная относительно однородная зона перекристаллизованных разуплот-

Таблица 34

Изобарная теплоемкость некоторых газов
в интервале температур 100—1100° С [13], кДж/кг·К

Газ	100° С	1100° С	Газ	100° С	1100° С
H ₂ O	1,89	2,54	N ₂	1,04	1,23
CO ₂	0,91	1,31	H ₂	14,44	15,74
CO	1,04	1,24			

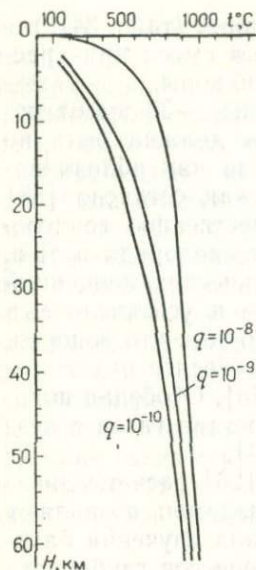


Рис. 78. Установившееся распределение температур по оси конусообразного глубинного разлома для различных величин начального расхода флюида (q , $\text{кг/м}^2 \cdot \text{с}$) на входе в систему

ненных пород, в которой может присутствовать переменное и относительно небольшое количество силикатной жидкости.

В отдельных участках разреза, в том числе и на небольшой глубине, возможно появление довольно значительных изолированных «линз» расплава*. Если учесть, что в этих же зонах появляются интрузии базитовых магм из мантийных очагов, которые скорее всего являются источниками горячих флюидов, то картина магматических явлений в зонах глубинных разломов, «питающих» вулканы, окажется весьма сложной. Распределение изотерм внутри конусообразной проницаемой зоны, которое получено при расчете согласно начальным и граничным условиям, указанных выше, (рис. 78) может качественно иллюстрировать термодинамическую ситуацию в зоне разлома перед интрузией магмы из мантийного очага. Учитывая реальное строение коры в Курило-Камчатской провинции и данные расчетов динамики температурного поля в зоне фильтрации «мантийных» флюидов, можно предполагать, что до глубин $7 \div 10$ км от поверхности возможны специфические явления перекристаллизации и плавления пород коры, продукты которых могут давать спе-

* Изложенное (как и вообще данная концепция возможности плавления) развитие модели Д. С. Коржинского противниками гипотезы конвективного плавления пород коры отвергается на основе следующих соображений: а) мантия «сухая», б) в земной коре ниже зоны плавления гранитоидных магм нет источников воды, обеспечивших бы конвективный поток флюида, в) появление флюида в разогретых зонах коры должно вызывать «немедленное» плавление пород. Тогда на протяжении всей зоны фильтрации должна существовать сплошная «колонна магмы».

Нами указано, что в принципе наиболее просто связать источник мантийных флюидов с очагами базальтовых магм, находящихся на определенной стадии дифференциации. Учитывая весьма низкую скорость охлаждения такого очага и малую величину коэффициента распределения воды в базальте, можно показать, что такое предположение вполне разумно. При излияниях в базальтах содержание летучих порядка 1 вес. %. Расчеты по формулам, приведенным в [51], показывают, что при скоростях кристаллизации базальтовой магмы порядка $10^{-11} - 10^{-10}$ см/с и коэффициенте диффузии воды $10^{-9} - 10^{-10}$ м²/с [126] процесс насыщения расплава летучими весьма эффективен.

Очевидно, плавление пород при поступлении флюидов в систему может быть при двух условиях: 1) среда нагрета до температуры плавления, 2) флюид привносит дополнительно «порцию» тепла — теплоту плавления. Эти условия учтены нами в соответствии с известными диаграммами плавления гранитовых (и иных) пород. Поэтому «магматическая колонна» может формироваться лишь при достижении определенных температур в системе. Динамика этого процесса показана выше в «равновесном» приближении.

цифические лавы и быть причиной определенных вулканических явлений. В особо «благоприятных» случаях расплавы под вулканическими постройками могут возникнуть на глубинах всего нескольких километров от поверхности земли.

Краткие выводы

1. Неоднородно зернистые макропористые базитовые включения в базальтоидных лавах Камчатки и Курильских островов являются продуктами перекристаллизации милонитизированных базитовых пород нижней коры Земли в зонах глубинных разломов. Такая перекристаллизация протекает под воздействием горячих глубинных флюидов.

2. При воздействии глубинных флюидов на трещиноватые базитовые породы нижней коры происходят растворение и вынос из этих пород ряда компонентов (базификация) и локальное их подплавление.

3. Если на породы коры будет оказываться продолжительное воздействие горячих флюидов, «отделяющихся» от дифференцирующегося мантийного магматического очага в пределах нижней и верхней коры Земли (как показывают расчеты), вероятно локальное плавление основных и кислых пород. Такого рода локальный палингенез возможен на относительно небольших глубинах под вулканами.

Глава IX

О ВОЗМОЖНОМ СТРОЕНИИ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ПРОВИНЦИИ

§ 36. «Информативность» включений в базальтовых лавах

Мы уже отмечали выше, что петрологи весьма различно оценивают информацию, получаемую при изучении включений в базальтовых лавах. В связи с этой дискуссией можно сделать ряд замечаний, обратив внимание специалистов на некоторые существенные стороны процесса перемещения магмы из очага к поверхности земли, которые обычно упускаются из вида при обсуждении генезиса включений в лавах современных вулканов. Возражения против мантийной природы ультраосновных включений суммированы в [21] в форме следующих положений:

1) эксплозии захватывают весьма небольшие глубины, по крайней мере процессы дробления пород возможны лишь там, где протекают хрупкие деформации — глубины выше мезоабиссальной фации; следовательно, на больших глубинах появление обломков вообще мало вероятно;

2) в гавайских вулканах большинство обломков встречаются в продуктах поздних извержений, обычно щелочных лавах, тогда как в ранних толеитовых их или вообще нет (не найдены?), или очень мало, при этом с поздними извержениями связаны эксплозии; следовательно, обломки появляются в лавах лишь после формирования вулканической постройки и увеличения мощности коры, а причиной их образования является дробление пород вулканической постройки при эксплозии;

3) все включения, которые не попадают в означенные обломки вулканических построек, являются «гомеогенными», т. е. «кумулянтами», образующимися в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы при ее движении от очага до поверхности.

Любые выводы о генезисе включений в базальтовых лавах подразумевают по крайней мере существование следующих характерных элементов магматической системы: а) первичный мантийный очаг базальтовой магмы, б) магмовод, через который магма из очага перемещается к поверхности, в) «вулканический аппарат» — трещина, соединяющая магмовод и поверхность. Вокруг этой трещины со временем из продуктов извержения образуется конусообразная гора различных размеров, которая именуется «вулканической постройкой». Иногда магмовод «снабжается» еще и «промежуточными» очагами, «камерами» и т. п., где расплав, переместившийся из очага, охлаждается, дифференцируется и т. п. В зависимости от представлений автора такой очаг «помещается» в любом участке магмовода от основания коры до вулканической постройки.

Таким образом, при обсуждении генезиса включений в лаве, а следовательно, и их «информативности» необходимо учитывать отмеченную структуру магматической системы, начальное распределение температуры в ней от очага до поверхности, а также гидромеханику перемещения некоторой «порции» магмы и возможные превращения в ней при охлаждении на этом пути.

Общий анализ процесса переноса тепла и массы в такой системе [33, 35, 126] позволяет сформулировать ряд очевидных петрологических следствий, важных при обсуждении «информативности» включений в базальтовых лавах.

1. Каким бы способом ни возник очаг магмы в мантии, в его кровле из-за неоднородного распределения температур всегда будет присутствовать зона частично расплавленных пород, где относительное содержание жидкости может изменяться от 0 до 1.

2. Если жидкость, находящаяся в очаге, начнет перемещаться из резервуара (очага) в магмовод, то при определенном сочетании скорости течения (расхода), вязкости жидкости, размеров и формы твердых фаз может наступить «псевдооживление» в гетерофазной зоне очага и часть твердых частиц может уноситься потоком магмы вверх.

Хрупкие деформации вмещающих пород к данному процессу не имеют никакого отношения. Указать теоретически конкретные усло-

вия такого захвата в очаге затруднительно, но физическая картина такого движения показана во многих экспериментах [4, 16, 19, 139, 102, 110].

3. Неизбежно появление в потоке магмы, движущейся по магмоводу, и «гомеогенных» включений — обломков кристаллической корки и кристаллов, образующихся в расплаве вследствие его теплового взаимодействия со стенками магмовода [33, 35]. Теоретически предсказать содержание таких обломков и протокристаллов затруднительно. Экспериментально и теоретически неизбежность указанного процесса показана достаточно полно [4, 19, 16, 102].

4. «Отторженцы» стенок магмовода или обломки слагающих его пород неизбежно попадут в поток магмы и при определенных условиях течения будут им захвачены в результате действия эффекта Магнуса [110, 139]. Условия захвата и переноса таких обломков подробно рассмотрены в § 11—12.

5. В потоке магмы неизбежно проходит гидромеханическая дифференциация включений по размеру, удельному весу, форме. Данный процесс существенно зависит от места захвата включений и пройденного магмой пути. При прочих равных условиях первые порции расплава должны содержать минимальное количество наиболее глубоинных включений (или вообще не содержать их), а размеры их должны быть минимальны. Наибольшее количество глубоинных включений должно содержаться в самых поздних порциях потока.

Очевидно, основным условием появления включений в расплаве являются гидромеханические факторы перемещения магмы из очага к поверхности. При некотором сочетании таких условий (главным образом высокой скорости движений магмы) можно ожидать появления обломков всего спектра пород, слагающих разрез от кровли очага до поверхности Земли.

Далее условием сохранности включений в потоке являются начальная температура в данной порции магмы и время существования магмы в виде силикатной жидкости (см. § 22). Ясно, что статистическое изучение состава включений в базальтовых лавах в первую очередь отражает устойчивость включений к тепловому, химическому и механическому воздействию расплава на включения.

Следовательно, без анализа динамики извержений говорить о «парадоксальности» наличия или отсутствия включений в определенных порциях базальтовых лав по крайней мере неосмотрительно. Качественный анализ процесса показывает, что «непреодолимая трудность» [21] объяснения практически полного отсутствия мантийных обломков в ранних порциях базальтовых лав, естественно, снимается уже при учете гидромеханики гетерофазных потоков.

Само собой отпадает соображение об обязательном «эксплозивном» дроблении пород для того, чтобы их обломки попали в магматический поток при извержении. Естественно, чем глубже от поверхности Земли залегает очаг магмы или глубже попадает об-

ломок в поток, тем меньше вероятность его выноса на поверхность, так как для этого необходима реализация весьма специфических условий внедрения магм. Следует указать, что ссылки на «эксплозивную» природу кимберлитовых трубок как бесспорный аргумент о коровой природе обломков ультрабазитов сейчас выглядят или анахронизмом, или недоразумением. Действительно исследователи африканских трубок, где эти образования изучены наиболее полно, уже полтора десятилетия развивают представления о них как продуктах «флюидизации» среды при извержениях базитового расплава, вынесшего глубинные обломки [141]. Поставлены эксперименты [159], подтвердившие эти представления [141, 142, 145]. Отечественные исследователи также подвергли разносторонней критике «эксплозивную» концепцию природы кимберлитовых трубок [57, 84]. При прочих равных условиях ряд встречаемости включений в расплаве можно представить следующим образом: 1) обломки «вулканической постройки», 2) «гомеогенные» включения, 3) обломки пород стенок магмовода, 4) недоплавленные остатки субстрата и подплавленные фрагменты пород из кровли магматических очагов. Количественную оценку такого рода соотношений предложить трудно.

Резюмируя вышесказанное, можно заключить, что набор включений в каждой порции лавы в первую очередь отражает гидромеханику ее перемещения из очага к поверхности. Поэтому возможности расшифровки состава разреза пород по материалам изучения включений связаны главным образом со знанием динамики вулканического или интрузивного процесса и глубиной экспериментального изучения взаимодействия силикатной жидкости с твердой фазой данного состава в предполагаемом спектре изменения термодинамических условий в ней от очага до поверхности земли. Дискуссии о природе ультраосновных и основных включений в базальтах порождены, вероятно, главным образом отсутствием этих данных.

Как следует из изложенного, возможности реставрации разрезов коры и верхней мантии на основании изучения состава включений в базальтоидных лавах довольно ограничены. Как уже говорилось, статистика встречаемости обломков в данной лаве отражает гидромеханическую и физико-химическую сепарацию включений при данных условиях извержения. Следовательно, лишь изучение ряда вулканических построек может дать некоторое представление о типах пород, залегающих под вулканами этого района. Представление о количественных соотношениях пород в разрезе коры и мантии по таким материалам составить, конечно, нельзя. Они свидетельствуют лишь о том, что в глубине Земли присутствуют именно данные породы. Однако над очагами базальтовых магм могут быть и другие породы, которые не вынесены на поверхность или потому, что их фрагменты «слишком велики» (или велики плотности пород) для данных диапазонов скоростей течения магм, или потому, что их обломки были расплавлены в магме в процессе транспортировки. Поэтому разрез глубин Земли, отстроенный по

данным изучения включений, в принципе недостаточен, потому что: 1) неизвестно количественное соотношение состава пород, 2) нет уверенности в том, что этот набор достаточно полон.

Положение границ отдельных типов пород по данным сравнения минеральных ассоциаций во включениях с «реперными» экспериментальными точками в каркасных схемах фаций имеет «точность» в лучшем случае в несколько километров. Наличие добротных сейсмических материалов о положении границ раздела пород несколько облегчает дело, но количества неразрешенных петрологических проблем не уменьшает.

Однако поскольку любое самое плохое знание лучше полного незнания, даже столь несовершенные схемы возможного строения глубин являются необходимым элементом петрогенетического анализа эндогенных процессов (в котором только не следует преувеличивать ни степень нашей информации о составе земных недр, ни достоверность рисуемых границ раздела между отдельными «горизонтами» построенного разреза). Учитывая сказанное, ниже мы попытаемся сформулировать имеющееся у нас представление о строении земной коры и верхней мантии в Камчатском регионе — данные о Курильской гряде имеются в [29, 95].

§ 37. Схема строения коры и верхней мантии в Курило-Камчатской провинции

Поскольку вероятность выноса ксенолитов магмой на поверхность существенно зависит от глубины захвата, частота встречаемости тех или иных пород косвенно свидетельствует и о разнице глубин залегания тел, из которых они заимствованы движущимися расплавами.

Наиболее редко отмечаются перидотитовые включения, где наблюдается реакция между диопсидом и гранатом с образованием оливина. Такие включения встречены в лавах вулкана Кроноцкого. Характерно, что в этом районе открыты меймечиты [135], что свидетельствует о том, что разломы здесь достигали достаточно значительных глубин в верхней мантии. Наличие пород с указанной реакцией между твердыми фазами, по-видимому, позволяет оценить верхний уровень наиболее глубинных мантийных магматических очагов и состав пород, из которых выплавлялась базальтовая жидкость.

Согласно [152] положение неинвариантной точки ассоциации оливин—гранат—клинопироксен соответствует приблизительно 1680°C и p 40 кбар. По Дэвису и Ширеру [29], наблюдаемая ситуация может отвечать реакционному превращению в перидотите, связанному с исчезновением ортопироксена. Поэтому мы предполагаем, что в Камчатском регионе на глубинах свыше 120—130 км от поверхности земли верхняя мантия состоит из ультрабазитов состава: форстерит+диопсид+гранат.

Довольно редки находки перидотитов, где обнаруживаются реакционные переходы типа: энстатит+шпинель, оливин+гранат. Та-

кие ксенолиты были найдены на Жупановском и Авачинском вулканах. Близкая по характеру реакция была экспериментально изучена Н. Д. Мак Грегором [150], что позволяет использовать его результаты для оценки глубин захвата этих ксенолитов магмой.

Указанная реакция должна совершаться где-то на глубинах порядка 100—115 км от поверхности Земли. Таким образом, на глубинах 100—130 км в пределах Камчатки верхняя мантия, вероятно, сложена шпинелевыми перидотитами.

Среди ультрабазитовых глубинных включений в камчатских вулканах наиболее часто отмечаются породы состава форстерит + диопсид + энстатит, которые устойчивы в весьма широком диапазоне температур и давлений [29]. Учитывая вероятные средние величины температур в верхней мантии в структурах типа переходных зон океан — континент [67], верхняя граница распространения данных пород в рассматриваемом регионе должна быть где-то в области глубин 50—60 км.

Весьма сложен вопрос о составе переходных зон от верхней мантии к нижней коре в Курило-Камчатском регионе. Во-первых, в ксенолитах не найдены эклогитовые породы, во-вторых, по сейсмическим данным [109] обнаруживается широкая зона перехода от верхней мантии к нижней коре. Мы уже отмечали весьма малую устойчивость эклогитов в базальтовом расплаве, что ранее подчеркивали Г. Йодер и К. Тилли [133]. Следовательно, этих пород в разрезе мантии и низов коры или вообще нет, или их доля столь мала, что редкие ксенолиты данных пород просто не достигли поверхности и были ассимилированы магмами. Возможен и третий вариант: в зонах глубинных разломов эти породы предшествующими метаморфическими и метасоматическими процессами изменены настолько, что «настоящих» эклогитов здесь просто не сохранилось в момент появления кайнозойского вулканизма.

Какими же породами может быть сложена верхняя часть разреза мантии на Камчатке и что такое «мантийно-коровая» смесь пород в регионе [5, 27]. Укажем, что многими авторами [26, 121] отмечается вероятность плавления в верхах мантии водосодержащих фаз, развивающихся по ультрабазитам или кристаллизующихся из магмы при ее затвердевании, когда парциальное давление воды составляет несколько килобар. В частности, предполагается, что эти водные фазы могут образоваться за счет амфибола и флогопита. По разным оценкам [26, 29, 133] эти фазы появляются в породах верхней мантии при давлении ниже 20÷25 кбар. Более реальной нам представляется оценка (относительно низкие парциальные давления воды), данная в [29], где указывается цифра давления $p < 15 \div 18$ кбар. При этом предполагается, что существует тип верхней мантии, где широко представлены амфиболы [26, 29]. Действительно, в базальтоидных лавах ряда вулканов Камчатки довольно часто встречаются ксенолиты в виде гигантских кристаллов амфибола с реликтами перидотитов или сильно амфиболитизированных перидотитов (реже флогопитизированных). Эти амфиболы подробно описаны в § 4. Характерно, что по амфиболу разви-

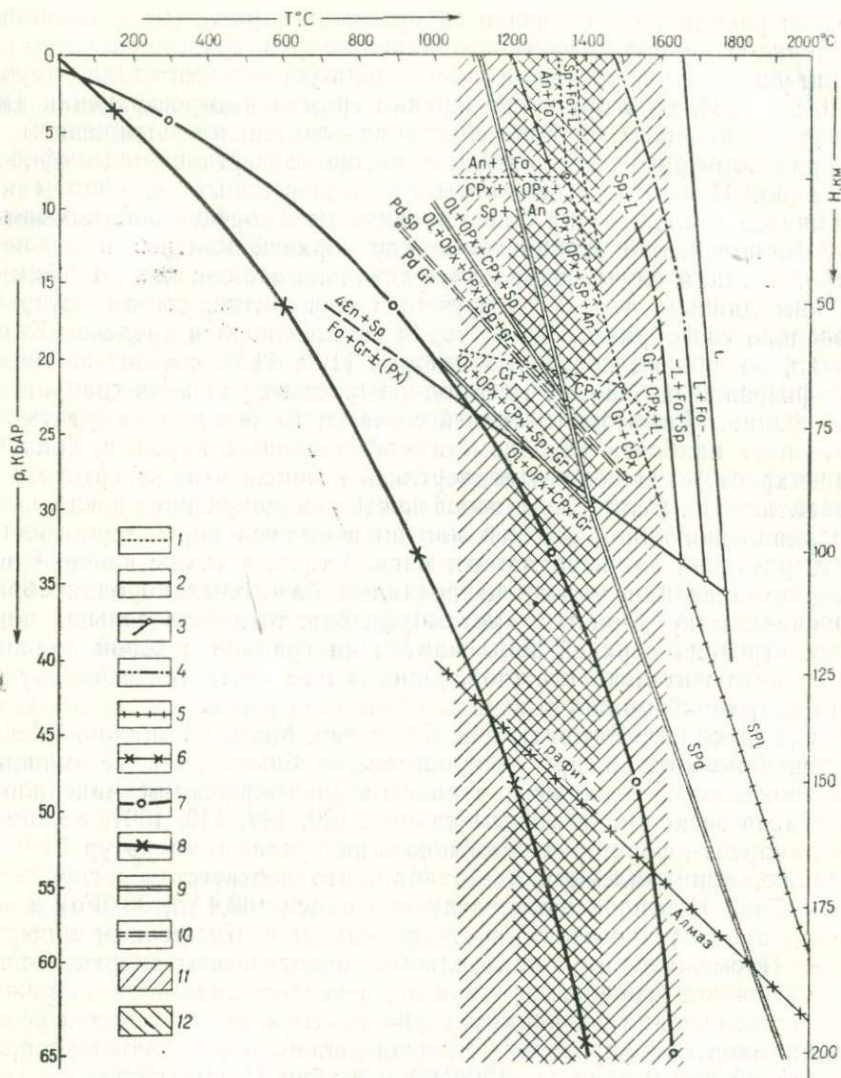
ваются реакционная оторочка габброидной породы (из ассоциации минералов анортит+оливин+диопсид+ортопироксен+магнетит). Если учитывать вероятные границы поля устойчивости таких пород [26, 29, 133], то в принципе верхняя кромка распространения амфиболитизированных перидотитов определяется их положением в «первичном» разрезе верхней мантии, не подвергавшемся амфиболитизации. Поскольку миоценовый и четвертичный вулканизм на Камчатке «наложен» на более древние метаморфические комплексы, то положение «границы» между верхней мантией и нижней корой в таком случае определить довольно сложно как по сейсмическим данным, так и по изучению ксенолитов, состав которых довольно своеобразен. Базальтовая нижняя кора в пределах Камчатки, по данным некоторых авторов [109, 115], состоит из метаморфизованных базитов в термодинамических условиях гранулитовой фации. При этом в верхней ее части (о чем можно судить по изучению наиболее глубокометаморфизованных пород в Ганальском хребте) эти породы подверглись интенсивному диафторезу и гранитизации. Если учесть вероятность неоднократного локального подплавления пород верхней мантии и нижней коры, вероятности затвердевания здесь базитовых магм и т. п., а также явлений перекристаллизации милонитизированных базитовых пород с образованием макропористых «метаморфитов», то действительная картина строения верхней зоны мантии на границе с корой должна быть исключительно сложной. Однако при статистическом изучении включений можно выяснить «фон» этой картины.

Среди ксенолитов вулканов Кихпиныч, Малый Семячик, Эбеко, Крашенинникова и др. распространены биминеральные оливин-плагноклазовые ксенолиты с равным идиоморфизмом минералов. Согласно экспериментальным данным [29, 147, 149, 150], ассоциация анортит+форстерит устойчива в интервале температур 1300°С и ниже, при давлениях 8—10 кбар, что соответствует глубинам 20÷25 км. Соотношение исследуемой смеси (66,4Ап, 33,6Fo) в весовых процентах соответствует природным соотношениям минералов. Промежуточные минеральные парагенезисы анортит+оливин+диопсид+гиперстен+шпинель, вероятно, занимают промежуточное положение по фациям глубинности в соответствии с реакцией: анортит+форстерит+диопсид+шпинель+плагноклаз, протекающий при 9 кбар ($t=1300^{\circ}\text{C}$) и 8 кбар ($t=1000^{\circ}\text{C}$).

Таким образом, до глубин приблизительно 20 км породы земной коры представлены в общем весьма пестрой гаммой базитов, среди которых преобладают анортит-форстеритовые разновидности.

Изложенное выше, а также материалы других исследователей относительно строения коры и верхней мантии в Курило-Камчатском регионе могут быть синтезированы в форме схемы рис. 79.

Имеющиеся в настоящее время материалы изучения состава глубинных включений, сейсмологические материалы, общие геотектонические построения и т. п. позволяют предполагать, что земная кора в пределах Курильской островной дуги и Камчатского полуострова неоднородна. Наиболее полные геофизические данные по



этому вопросу изложены в [109, 115]. Приведенная на рис. 79 схема может быть некоторым дополнением к этим физическим материалам.

§ 38. О природе «экзотических» базальтоидных лав Курило-Камчатской провинции

Среди четвертичных базальтоидных лав Камчатки и Курильских островов достаточно обычны такие, в которых минеральные ассоциации и петрохимия не отвечают «стандартным» формацион-

Экспериментальные парагенезисы	Природные парагенезисы	Фации суперметаморфизма
Фации регионального метаморфизма		
An+Ol±Py+Mgt	An+Ol+Py+Mgt	1An+Mgt+Ol
Sp+Py+An+Ol	An+Ol+Py±Sp±Mgt	2An+Sp+Ol
	1Amf+Mgt	3LAmf+Mgt
Spt+Py+An±Ol	Sp+Py+Ol	4Sp Pd
Gr+Sp+Py±Ol	Gr+Sp+Ol+Py	5Sp+Gr Pd
Fo+Gr+Py	Gr+Fo+Py	6Gr Pd
Fo+Gr		7Gr+Fo

Рис. 79.
Схема строения коры и верхней мантии Земли и фации суперметаморфизма Курило-Камчатской зоны:

1—6, 9—10 — кривые минеральных равновесий; 7—8 — геотермы океана и континента; 11—12 — интервалы вариаций температур

продукты протокристаллизации базальтовой жидкости при ее перемещении из очага к поверхности. Характерно, что в таких порфировых вкрапленниках имеются включения аксессуарных минералов, содержащихся в «основной» массе породы, — сфен, рутил, магнетит. В пределах всего лавового потока или ряда потоков такие вкрапленники имеют практически одинаковую форму и даже размеры.

Второй тип вкрапленников мы считаем ксенокристаллами на основании следующих соображений. Они весьма неоднородно рассеяны в лавах, причем нередко обогащают более вязкие краевые

ным или петрохимическим типам такого рода изверженных пород. Подобные лавы мы называем «экзотическими» и полагаем, что их генезис связан с особенностями возникновения и перемещения из очагов плавления базальтоидных магм. В свете изложенного выше нами предлагается следующее истолкование минералогии, петрохимии, геологических позиций и природы данных вулканогенных пород. Макроскопически «экзотические» лавы представлены плотными светло-серыми, бурыми или черными крупнопорфировыми базальтоидами, в которых вкрапленники составляют от 10 до 25 объемн. % породы.

Изучение указанных лав показывает, что в них присутствует два типа порфировых выделений, имеющих разную природу. Одни из них имеют обычно совершенную огранку, «прямую» или осцилляционную зональность и т. д. Их состав легко объяснить, исходя из классических диаграмм равновесной кристаллизации «химический состав — минеральный парагенезис». Иными словами, это обычные

участки лавовых потоков. Когда содержание таких вкрапленников достаточно велико (20—25% объема породы), макроскопически можно проследить переходы от мелких ксенолитов, распадающихся на отдельные блоки, до обломков крупных кристаллов анортита. При этом под микроскопом для ряда минералов (шпинель, форстерит, хромдиопсид) обнаруживаются «реакционные» взаимоотношения с вмещающей базальтовой мелкозернистой массой. Вокруг зерен анортита часто неправильной формы отмечается нарастание тонких зерен плагиоклаза с очень резкими границами. Зональность по границе вкрапленников здесь всегда прямая, тогда как ядро азонально. Форстеритовые вкрапленники имеют или округлую форму, или каемку из ортопироксена (вулканы Заречный, Жупановский и др.). Вкрапленники шпинели, хромпикотита и алюмохромгерцинита опацифицированы, при этом обычно отмечается замещение шпинели плагиоклазом. Нередко совместно с перечисленными минералами во вкрапленниках встречаются зерна кварца, на границе которых имеются каемки клинопироксена.

Своеобразная петрохимия этих лав определяется составом и содержанием минералов-вкрапленников. Например, валовый состав анортитовых базальтов вулкана Ксудач и ряда других прямо зависит от количества вкрапленников анортита в отношении содержания в породе глинозема и извести. При этом состав «основной» массы лав практически имеет неизменный химический состав. Отметим, что «высокоглиноземистые» базальтоиды Камчатки относятся именно к такого рода образованиям.

Базальтовые лавы с большим количеством ксеногенных вкрапленников обычны для разрезов вулканогенных пород крупных стратовулканов. Иногда они составляют до 20% вулканогенных пород (вулканы Менделеева, Эбеко, Желтовский, Ксудач, Мутновский и т. д.), а в редких случаях их количество возрастает до 40%. Нередко среди пирокластов также отмечаются туфы с довольно высоким содержанием описанных минералов — ксено-вкрапленников базальтовых лав. При этом площади покровов таких пирокластов бывают довольно велики. В разрезах стратовулканов «экзотические» базальтовые лавы с форстерит-хромдиопсидовыми вкрапленниками чаще всего слагают их основания, тогда как анортитовые чаще отмечаются в средних и верхних частях разрезов.

Генезис базальтоидных лав Камчатки обычно рассматривается на основании петрохимических данных. Другое направление в анализе природы базальтовых лав этого региона развивается рядом сотрудников Института вулканологии ДВНЦ, в том числе и одним из авторов настоящей работы [25, 59]. Оно сводится (кроме общих петрохимических построений) к детальному минералогическому изучению минералов-вкрапленников и их взаимоотношений с основной массой породы, исследованию микроэлементов и т. д. Таким образом удалось показать, что часть вкрапленников в таких лавах является остатками субстрата, из которого выплавлялись базальтовые и андезитовые магмы, или тугоплавкими минералами ассимилированных базальтовыми расплавами коровых пород [25, 60].

В обсуждаемом нами аспекте генезиса базальтоидных магм и выносимых ими на поверхность земли обломков пород существенно указать три момента: 1) на каких глубинах могут генерироваться такие «экзотические» лавы, 2) с какими причинами связано появление в них ксенокристаллов и почему они отсутствуют в других базальтовых лавах, 3) как объяснить различное положение в разрезах вулканов отдельных типов «экзотических» лав.

Учитывая изложенные выше материалы о глубинном строении нижней коры и верхней мантии в Курило-Камчатской провинции, несложно показать, что уровни генерации различных типов «экзотических» базальтоидов существенно различны. Так, форстерит-хромпикотитовые или шпинелевые базальты, вероятнее всего, являются выплавками из пород верхней мантии. При этом в зависимости от состава ксеновкрапленников можно более точно указать возможное положение кровли магматического очага, учитывая данные рис. 79.

Анортитовые базальты несомненно являются продуктами плавления пород нижней коры или переходных зон между корой и верхней мантией. На этот счет весьма большой и убедительный материал собран для Курильской островной дуги [121].

Наши материалы полностью согласуются с указанными построениями В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой. Наличие во вкрапленниках кварца совместно со шпинелью, форстеритом, анортитом и т. д. однозначно свидетельствует, с одной стороны, о заметной роли ассимилированного корового материала (гранитоиды, гнейсы и т. д.) базальтовыми магмами, а с другой, — об отсутствии перегрева в рассматриваемых магмах.

Причины появления «экзотических» лав можно истолковать, используя материалы § 11, 12. Мы показали, что захват и перенос твердых частиц силикатной жидкостью связаны с переходом гетерофазной системы в псевдооживенное состояние. При этом в § 12 были даны оценки размеров частиц, которые можно считать «мелкими» и «крупными». Гидромеханические условия их перемещения существенно различны. Именно поэтому в лавах чаще всего встречаются ксенокристаллы пород субстрата, тогда как «крупные» ксенолиты встречаются спорадически в отдельных излияниях, характеризующихся особым спектром скоростей перемещения магм. В § 31 мы показали, что масштабы ассимиляции ультрабазитов наперегретой базальтовой жидкостью весьма ограничены. Поэтому в лавах и сохраняются довольно мелкие частицы таких пород и кварц. Отсутствие ксенокристаллов в других типах базальтоидов может быть связано с двумя причинами: 1) наличием перегрева в расплаве, 2) относительно малыми скоростями движения магм к поверхности при перемещении из первичного очага генерации. Вероятно, более предпочтительно использовать вторую из указанных причин для объяснения появления «обычных» базальтовых лав.

Различное положение отдельных типов «экзотических» лав в разрезах стратовулканов несложно истолковать с позиций динамики плавления пород в зонах глубинных разломов.

Первичные очаги плавления пород в пределах Курило-Камчатской провинции располагаются или в породах верхней мантии, или на границе верхней мантии и нижней коры. Следовательно, ранние излияния лав должны быть обычно связаны с этими глубинными очагами плавления. Поэтому в таких лавах встречается наибольший спектр минералов-вкрапленников (ксенолитов). Плавление пород нижней коры может быть связано с наличием потока летучих, фильтрующихся вверх по глубинному разлому от кровли первичных очагов базальтовых магм в верхней мантии. Поэтому образование расплавов аортитовых базальтов отвечает более «позднему времени» существования магматической системы, обусловленного появлением локальных очагов в нижней коре и псевдооживлением среды в этой зоне плавления. Таким образом, «экзотические» базальтоидные лавы являются естественными членами ассоциации вулканических пород, слагающими крупные вулканические постройки, формирование которых связано с относительно долго существующей магматической системой, состоящей из последовательно возникающих в верхней мантии и нижней коре очагов плавления. При этом извержения из них могут быть необязательно последовательными из-за конкретных тектонических особенностей зон глубинных разломов.

*§ 39. Оценка времени пребывания включений в расплаве, вероятное минимальное количество «промежуточных» очагов магмы под вулканами**

Изучение строения граничных зон между включением и базальтом позволяет получить интересную петрологическую информацию о вероятных минимальных временах пребывания включений в магме и количестве «промежуточных» очагов магмы под вулканами.

Пусть в базальтовой лаве имеется некоторый набор глубинных базит-гипербазитовых включений с фиксированными размерами и определенными по составу «реакционными» оторочками вокруг них. Необходимо, исходя из этих данных, оценить минимальное время пребывания включений в базальтовой магме и определить вероятное число промежуточных очагов, где происходила остановка данной «порции» магмы на пути от мантийного очага до жерла вулкана. Если исходить из самых общих соображений о вероятной динамике базальтового магматизма, то можно предположить, что время пребывания включения в расплаве складывается из следующих «отрезков»: 1) промежуток времени ($\Delta\tau_1$) с момента захвата твердой частицы расплава до его «остановки» в «промежуточном» очаге, 2) время пребывания в «промежуточном очаге ($\Delta\tau_2$), 3) время транспортировки частицы от «промежуточного» очага (очагов) до поверхности ($\Delta\tau_3$), 4) время пребывания частицы в лаве от момента излияния до превращения ее в изверженную породу ($\Delta\tau_4$).

* Предлагаемый подход не является традиционным в вулканологии. Ряд его моментов еще требуют развития и обсуждения, поэтому нижеследующее может рассматриваться только как постановка вопроса.

Фактически лишь Δt_4 известно с достаточной точностью из полевых наблюдений. Остальные отрезки времени могут быть оценены только из решения соответствующих задач, рассматривающих различные виды взаимодействия включения и силикатной жидкости. Так, «чистое» время транспортировки Δt_3 может быть вычислено по формулам (7), (10) из учета расстояния от вероятного уровня захвата до поверхности; исходя из соображения, что скорость перемещения частицы должна быть выше конечной скорости ее падения в движущемся столбе магмы, Δt_4 может быть оценено по решению задачи Стефана.

Наиболее сложен и интересен вопрос о продолжительности времени пребывания включений в так называемых «промежуточных» очагах, а также вероятном числе таких очагов и глубине их заложения от поверхности земли. Некоторые сведения на этот счет можно получить из изучения реакционного взаимодействия между включением и расплавом. Действительно, размеры реакционных зон могут быть основанием для оценки времени взаимодействия, а парагенетические ассоциации в таких зонах позволяют оценить минимальное число взаимодействий и примерные величины термодинамических параметров такого взаимодействия (вероятную глубину залегания очага). Данное обстоятельство не очевидно, поскольку оторочки вокруг ксенолита в принципе могут формироваться как в движущейся по каналу, так и «покоящейся» (если так можно выразиться) в очагах магмы. Но если иметь в виду довольно большие отрезки времени, требуемые для протекания реакций замещения минералов ксенолитов, и относительно небольшие промежутки времени перемещения магмы из очагов к жерлу вулкана [68], то логичнее считать, что реакционные оторочки вокруг ксенолитов скорее всего формируются в промежуточных очагах. Следует указать, что существует еще один сложный и неоднозначный по своей трактовке момент в предлагаемом анализе. Пока нет строгих критериев различия случаев «действительного химического реагирования» расплава и включения, а также формирования «неравновесных» оторочек вокруг твердых фаз, связанных с кинетикой их растворения и охлаждения лав при излияниях. К «реакционным» оторочкам мы относим те вторичные образования вокруг и внутри ксенолитов, которые связаны с диффузией компонентов расплава в твердые фазы и их химической реакцией с минералами ксенолитов.

В ксенолитах наблюдаются четыре типа оторочек: 1) каемки амфиболитов вокруг ультрабазитовых включений, 2) каемки габброидной породы вокруг амфибола на границе с базальтом, 3) каемки клинопироксена вокруг зерен кварца или практически полное замещение клинопироксеном зерен кварца, 4) каемки столбчатых кристаллов клинопироксена на границе между базальтом и ультрабазитовым включением. Такие каемки нарастают только около края зерен клинопироксена в ультрабазите. В гл. VI мы показали, что столбчатые оторочки клинопироксена на границе включения и базальта являются продуктами неравновесной кристаллизации си-

ликатной жидкости у границы с твердой фазой. Они появляются в период затвердевания лавы и интереса для анализа глубинного петрогенезиса не представляют. Размеры каевок клинопироксена около зерен кварца в базальтах могут быть основанием для оценок времени ассимиляции гранитоидных пород на глубинах до нескольких километров от поверхности земли, где залегают в разрезе коры указанные изверженные породы. Обратимся к анализу этих данных.

Следует подчеркнуть, что такого рода оторочки, строго говоря, не являются реакционными. Их нужно относить к продуктам кристаллизации расплава на месте диффузионного ореола смешения растворяющегося кристалла кварца и базальтовой расплава. Поясним это соображение. Просмотр шлифов показывает, что размеры оторочек клинопироксена заметно различны по мощности в разных зернах, часто они не сплошные. Не наблюдается проникновения новообразований по трещинкам даже в ближайших окрестностях оторочки. На поверхности зерен кварца можно видеть рост как столбчатых, так и изометричных кристаллов, размер которых увеличивается по мере удаления от границы с кварцем, как и теряется их ориентировка относительно поверхности роста. Данная ситуация фиксировалась в экспериментальных плавках. Иными словами, отсутствие признаков диффузии компонентов расплава внутрь зерен кварца по трещинкам и особенности морфологии оторочек клинопироксена заставляют рассматривать их как продукт неравновесной кристаллизации базальтовой жидкости на месте диффузионного ореола растворения кварцевых зерен после расплавления других минералов ксенолитов гранитоидов. Естественно, ширина зоны растворения много меньше диффузионного ореола. Поэтому расчет по формуле (22) дает завышенные оценки времени взаимодействия включения и расплава. Ширина оторочек клинопироксена 0,1—1 мм при поперечнике зерен кварца 1—2 см. Полагая $D_{Si} = 10^{-8}$ см²/С, оцениваем время взаимодействия включений с базальтовой жидкостью в $\tau = 0,1 \div 100$ лет.

Более сложен вопрос о механизме возникновения амфиболитовых кайм и амфиболитизации ксенолитов ультрабазитов в базальте. Обращают на себя внимание два обстоятельства: 1) формирование гигантских кристаллов амфибола совершенной огранки, уплощенных по оси *c*, внутри которых заключены реликты минералов ультрабазитовой породы, 2) наличие мелкозернистых оторочек амфиболитового состава, замещающихся, в свою очередь, габброидной породой, которая отделяет ксенолит от базальта.

При этом в шлифах в поперечных срезам из мегакристаллов амфибола обнаруживаются следующие особенности строения. Центральная часть состоит из ряда «блоков», представленных реликтами оливина, орто- или клинопироксена, а также однородных участков амфибола без реликтов. Эти «блоки» облекаются зонально построенной краевой зонкой с совершенной огранкой, имеющей резкие границы с базальтом (см. рис. 32). Развитие амфиболитизации по границам зерен, ее проникновение в кристаллы оливина

или клинопироксена в виде «языков» и т. п. скорее свидетельствуют о том, что образование амфибола по ультрабазиту происходило метасоматически. И в то же время краевые зоны мегакристов росли явно из расплава и имели в нем «равновесную» форму кристаллов. Наличие нескольких зонок свидетельствует о периодически незначительном нарушении диффузионного «питания» граней при росте таких мегакристов. Появление подобных мегакристов амфибола возможно при весьма малых скоростях роста. Действительный механизм процесса формирования таких интересных образований только из наблюдений над морфологией мегакристов, естественно, установить нельзя. Но необходимо указать, что такой тип оторочек резко отличается от мелкокристаллических «рубашек» амфибола на границе ультрабазитовых включений и базальта. Как правило, здесь фиксируется еще и габброизация этой амфиболовой «рубашки». Такие структурные соотношения свидетельствуют об иной кинетике роста оторочек амфибола, чем в случае мегакристов, а наличие зоны габброизации — о довольно резкой смене термодинамических условий взаимодействия ксенолита и расплава.

Таким образом, как будто бы существовало два режима реакционного замещения ультрабазитовых включений в базальтовом расплаве: а) близкий к квазиравновесному на глубинах, где устойчив и первой образующейся из расплава фазой является амфибол, б) неравновесное двухступенчатое замещение ультрабазитов. При этом, судя по размерам реакционных зон (см. § 21), такое взаимодействие было довольно продолжительным.

Приближенная оценка времени взаимодействия может быть получена по формулам (20), (22). Некоторая неопределенность здесь связана с заданием величин D . Можно принять «крайние» значения $D = 10^{-12} \div 10^{-16}$ м²/с. Отсюда получаем время пребывания включений ультрабазитов на первом уровне взаимодействия порядка $\Delta t = 10 \div 100$ лет, а на втором — $\Delta t \sim 100 \div 1000$ лет.

Разумеется, эти оценки весьма приближенны. Вряд ли их точность больше 2—3 порядков. Но с точки зрения минимальности они дают довольно правдоподобную величину, если иметь в виду времена «покоя» голоценовых базальтовых вулканов [68]. Что касается качественных соображений о минимальном количестве «промежуточных» очагов базальтовых магм под такими вулканами, то они достаточно обоснованы имеющимся сейчас экспериментальным материалом [29]. Поэтому считаем, что первый уровень «промежуточных» очагов соответствует глубинам не менее 30 км от поверхности земли, а второй — меньше, чем 20 км от поверхности земли. Наличие оганенных кристаллов амфибола без признаков коррозии свидетельствует о том, что магма поступала при извержении из глубинного «промежуточного» очага непосредственно на поверхность земли со скоростями, которые были выше скорости замещения неравновесных с расплавом твердых фаз.

Следовательно, судя по изучению состава включения, можно говорить о двух типах «питания» четвертичных вулканов Камчатки: непосредственно с больших глубин порядка 30—100 км и из мало-

глубинных камер, где расплав перед извержением находился не менее 100 лет после заполнения этой камеры. Всего же ультрабазитовые включения в базальтовом расплаве магм с момента захвата, с учетом времени кристаллизации лавовых потоков, находятся, как минимум, 1000 лет.

*§ 40. О существующих разногласиях
и дискуссионных моментах в трактовке природы
базит-гипербазитовых включений
Курило-Камчатской провинции*

При анализе информативности включений Курило-Камчатского региона в явном или неявном виде существуют два подхода. Один из них последовательно развивается Ю. П. Масуренковым [77, 78] и состоит в том, что в лаве могут присутствовать весьма разнообразные включения, которые захватываются магмой и образуются в ней на всем пути от очага до поверхности. Этот подход разделяется нами. Другой состоит в том, что предполагается гомогенное состояние магмы при ее выходе из очага и до подъема на небольшие глубины, где возможны эксплозии (в результате чего в нее попадают ксенолиты), а также процессы ликвации и кристаллизационной дифференциации (в результате которых появляются гомеогенные включения). Разъяснений причин принятия постулата об обязательно перегретом состоянии «первичной» базальтовой магмы не имеется, хотя он является основой гипотезы «гомеогенной» природы базит-гипербазитовых включений [10, 99, 100]. В предшествующих разделах работы мы показали, что даже при наличии перегрева силикатной жидкости в какой-то части очага ее генерации, в его кровле неизбежно должна существовать зона частично подплавленных пород, фрагменты которых при некоторых режимах течения магм могут захватываться потоком жидкости. Поэтому постулат об обязательно изначально гомогенном состоянии расплава представляется теоретически не оправданным, хотя в частном случае допускать такую ситуацию, по-видимому, можно.

В общем подходе к анализу природы включений, развиваемом Ю. П. Масуренковым, спорными представляются следующие предположения. Считается, что содержание кристаллической фазы в вулканите является отражением «уровня» развития очага и его состояния в момент извержения, а наличие полнокристаллической породы в афировом вулканите однозначно указывает на ксеногенную природу такого включения [78]. Содержание кристаллической фазы в вулканите является весьма сложной функцией динамики ее перемещения из очага, а отнюдь не первичного количества твердой фазы в жидкости к моменту начала движения. В расплавах с узким интервалом кристаллизации может реализоваться такая ситуация, когда включение полнокристаллической породы в афировой лаве окажется аволитом. Далее автор [78] предполагает однородное нагревание участка плавления пород, что физически совершенно невероятная вещь при отсутствии существенного перегрева жидкости, что в его модели исключено.

Поскольку существуют указанные разногласия в общем подходе к анализу природы включений в вулканитах Курило-Камчатской провинции, то имеются и альтернативные толкования конкретных их проявлений.

Ультрабазитовые включения считаются обломками коровых гипербазитовых интрузий [3, 37] и пород верхней мантии [3]. Базитовые включения считаются сегрегациями протокристаллов [29], частично раскристаллизованными ликватами [53], продуктами кристаллизационной дифференциации [99, 100], а также обломками претерпевших вторичное плавление плутонических коровых изверженных пород [52]. Иными словами, это, с точки зрения одних авторов, типичные ксенолиты, а по мнению других,— гомеогенные включения.

Какие же аргументы используются для отнесения указанных включений к тем или иным образованиям и как представляют себе отдельные исследователи процесс образования таких включений.

Включения гипербазитового состава, минеральные ассоциации и геохимические особенности которых сходны с породами гипербазитовых тел, относят к ксенолитам пород коровых тел гипербазитов. Имеющиеся доказательства этой точки зрения базируются на изучении состава расплавных и флюидных включений в минералах [3, 76]. Однако не все включения ультрабазитового состава можно параллелизовать с обломками пород гипербазитовых интрузий. Выше были описаны гипербазитовые включения, которые являются мантийными.

Наибольшие разногласия существуют при объяснении природы базитовых включений в базальтах, андезито-базальтах и андезитах. Наиболее часто эти включения относят к «гомеогенным» [53, 75, 98]. На основании каких критериев выделяются эти образования? Их, по-видимому, четыре: 1) сходный состав минералов во вкрапленниках лавы и минералов включения, 2) наличие во включении стекла, состав которого более кислый, чем состав стекла вмещающей лавы, 3) наличие вокруг включений кристаллических оторочек, структура и состав которых являются промежуточными между таковыми включений и вулканита, 4) пористость пород и наличие пузыристости в стекле, содержащемся во включениях.

Но если постулат о первичной гомогенности расплава не принимается в расчет, то все эти признаки будут присущи и ксенолитам. Действительно, в подплавленных в магме ксенолитах пород основного состава содержание SiO_2 может быть более высоким, чем в магме и в реликтах. В краевой части ксенолитов могут появиться «реакционные» оторочки переходного состава и структуры. Выше это было показано экспериментально.

Имеющиеся объяснения проявления пузыристости стекла и высокой пористости базитовых включений представляются неудовлетворительными. Так, В. А. Ермаков и А. В. Колосков полагают [53], что это следствие локальных неоднородностей в содержании летучих, которые связаны с макроликвацией базальтовых расплавов. Заметим, что если бы даже макроликвация и происходила (что

вообще весьма проблематично для рассматриваемых силикатных систем), то она не привела бы к заметному различию в содержании летучих в ликватах, состав которых различается, согласно [53], по SiO_2 на несколько процентов по весу, а по другим компонентам различие вообще несущественно. Это очевидно, если учесть материалы по растворимости летучих в силикатных расплавах [38].

Странными нам представляются также рассуждения о причинах различия в отношении $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ во включениях и вмещающих лавах [53]. Авторы, не объясняя почему, считают ее функцией содержания SiO_2 (различия эти уже отмечались) и разницы в газонасыщенности. Известно [126], что это отношение зависит от P_0 и P_{O_2} в расплаве. В первично гомогенной жидкости от точки к точке в объемах расплава, различающихся по давлению на несколько атмосфер, парциальные давления летучих разнятся несущественно. Поэтому при ликвации расплава, где составы систем, судя по химическим анализам включений и лав, разнятся не существенно, проявление различия в отношении $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в полуторакратном размере труднообъяснимо. Это ясно, если обратиться к анализу уравнения Уонса и Югстера и формулы Фостера [126].

В работе О. Б. Селянгица [99] говорится, что в процессе кристаллизации в локальной зоне расплава объемом в несколько кубических сантиметров происходят вспучивание (?) интерстициальной жидкости и выжимание ее за пределы структуры. По мнению этого исследователя, данный процесс приводит к еще большему увеличению разницы составов таких включений и несущих их лав. Что это за «вспучивание», из изложенного в [99] понять затруднительно. Действительно, при кристаллизации удельный объем расплава уменьшается на 5—10%, но в таком случае скорее окружающая жидкость должна «вжиматься» в «структуру» растущего включения. Если это ретроградное кипение, то выжимание жидкости может произойти там, где давление в ней меньше нескольких сотен атмосфер. Ю. Б. Слезиним [103] показано, что при ретроградном кипении давление в летучей фазе магмы не выше нескольких сотен атмосфер. Если вскипание магмы проходит в субвулканической фации, тогда отмеченные рассуждения о природе пузыристости стекла во включениях приходят в противоречие со всей схемой [99, 100] образования включений при кристаллизационной дифференциации.

О. Б. Селянгиным [99] предложена схема, где сделана попытка объяснить практически все виды «гомеогенных» включений (автолитов). Согласно О. Б. Селянгицу [99], можно нарисовать следующую картину формирования «гомеогенных» включений. На небольшой глубине, где невелико давление в апикальной части магматической колонны, из-за охлаждения и наличия свободного конвектирования в магме проявляется последовательная кристаллизация, которая в некоторый момент сменяется объемно-последовательной. Расплав должен конвектировать, так как без его переме-

шивания, по мнению автора, не произойдет дифференциации расплава. В этой «термоградиентной зоне» магматической колонны начинает проявляться кристаллизация расплава, напоминающая формирование сферолитов. Здесь появляются некие «узлы», вокруг которых формируются различной «рыхлости» кристаллические сооружения, промежутки между кристаллами в которых и заполняются вспучивающейся жидкостью (о чем говорилось выше). Эти округлые центры погружаются в расплав и одновременно растут. О. Б. Селянгин полагает, что их погружение, многократно ускоряющее гравитационную кристаллизацию, одновременно вызывает двухфазную конвекцию расплава и эффективно обеспечивает питание областей кристаллизации [99, с. 48]. Обломками этих ажурных сооружений являются корродированные вкрапленники, которые некоторые авторы принимают за реликты субстрата вмещающих пород и т. д. При этом в этих сферических областях кристаллизации расплава происходит «полицентрическое расслаивание» расплава, который является «вариантом расслаивания», характеризующимся направленным изменением кристаллизата и остаточной жидкости в сторону раскисления. Иными словами, существуют какие-то силы — у В. А. Ермакова и А. В. Колоскова [53] это поверхностное натяжение при ликвации,— которые приводят к обособлению при погружении включения в некоторой пограничной области, где при наличии «эффективного питания» нет обмена массой с окружающей базальтовой жидкостью.

Как физически объяснить этот комплекс взаимоисключающих положений, нам не ясно, автор также не показывает, действие каких сил может привести к реализации предполагаемой им картины. Действительно, противоречиво уже ключевое предположение о росте шаровидных скоплений кристаллов при погружении в более нагретые слои жидкости, где расплав перегрет. Ясно, что при погружении в более глубокие слои жидкости «эффективное питание» невероятно (движущей силой кристаллизации является величина переохлаждения силикатной жидкости). По условию расплав вне «термоградиентной зоны» (по О. Б. Селянгину) перегрет. Если же процесс протекает только в зоне ограниченной изотермии ликвидуса и солидуса, то не ясно, где в магматической колонке могут происходить аккумуляция кристаллов, формирование алливалитов и т. д.

Физика процессов кристаллизационной дифференциации подробно обсуждалась в гл. VII, где показана нереальность предполагаемой О. Б. Селянгиным картины процесса. Таким образом, сформулированные в рассматриваемой модели условия фракционирования кажутся сомнительными. Во всяком случае, в существующем виде модели формирования «гомеогенных» включений [53, 99] представляются или внутренне противоречивыми, или недостаточными.

При учете известных данных теории и экспериментов о характере затвердевания перемещающихся по каналу жидкостей [33],

имеющих температурный интервал кристаллизации, обнаруживается, что получить рисуемую авторами данных схем картину не удастся. Если фракционирование происходит в условиях, когда расплав не движется, то указанные в [99] особенности кристаллизации должны наиболее ярко проявляться в траптовых силлах, расслоенных интрузиях базит-гипербазитов и т. д. у верхнего контакта. Но в таких телах предполагаемого в [99, 100] типа кристаллизации нет [41]. Расслоение здесь связано в основном с направленной диффузионной кристаллизацией расплава и с оседанием оливина, рудных минералов и т. д. (см. гл. VII).

«Гомеогенные» включения между тем свойственны вулканитам, т. е. тем изверженным породам, которые располагаются вблизи или внутри канала, где перемещался расплав. При этом в отличие от плутонических тел эффузии магмы характеризуются достаточно определенными нижним и верхним пределами величины энергии, т. е. определенной и специфической гидромеханикой. Но именно эти существенные моменты совершенно выпадают из всех известных нам схем, где рассматривается природа «гомеогенных» включений.

Проведенный критический разбор концепций о генезисе автолитов отнюдь не является попыткой отрицать вероятность присутствия в базальтоидных лавах сегрегаций протокристаллов ранних продуктов кристаллизации магмы. Они несомненно присутствуют в лавах. Вопрос, однако, состоит в том, что в цитированных работах имеются пока неудачные попытки истолкования механизма их образования. И хотя есть довольно убедительные петрохимические материалы [29], свидетельствующие о «родственности» некоторых пироксенитовых нодулей и лав, удовлетворительной физической картины их роста пока нет (механизм когезии кристаллов, кинетика роста скоплений, место и время появления в потоке магмы, распределение их в потоке и т. д.). Нами «гомеогенные» включения не рассматривались, поскольку это самостоятельная и весьма сложная петрологическая задача. Мы лишь привели соображения о том, почему описанные нами включения в базальтонадах являются «ксенолитами». Следует отметить, что экспериментально динамика переноса и взаимодействия магмы и включений исследована пока недостаточно. Поскольку такого рода данные являются основой проверки любой теории о генезисе включений, то одни результаты расчетов, выполненных в работе, являются, не более чем постановкой задач для полевой и экспериментальной проверки для некоторых из них, другие — качественными предположениями о возможном пути взаимодействия силикатной жидкости и твердых фаз при их совместном перемещении.

§ 41. Рудообразующие, термальные системы и вулканизм

В региональном масштабе пространственная и временная связь определенных типов гидротермальных систем с вулканизмом несомненна [1, 27]. Однако выявление конкретных ее проявлений

в локальных вулканоструктурах бывает достаточно трудной задачей, а истолкования характера генетических связей гидротерм и магматизма под вулканами дискуссионны.

Представляется, что некоторые из полученных нами данных изучения глубинных ксенолитов и наблюдения на извержениях вулканов позволяют высказать ряд соображений как о характере соотношений магматических и гидротермальных явлений в зонах глубинных разломов под вулканами, так и о типе процессов переноса и отложения компонентов в глубоких частях магматических систем*.

Характер пространственной связи гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов был определен уже к середине 60-х годов [27]. В пределах отдельных вулканоструктур гидротермальные системы контролируются локальными линейными и кольцевыми разломами, в региональном плане они также сопряжены с крупными линейными и дугowymi разломами, разделяющими блоки в земной коре. Гидротермальные системы проявляются после извержения андезитовых лав в гомодромных вулканических сериях верхнего неогена и плейстоцена.

Общеизвестны и толкования существа связи гидротермальных систем и вулканизма.

1. Гидротермальные системы образуются при элозии (отжимании) в осадочных толщах при их погружении и разогреве в процессе регионального метаморфизма (как частный случай при дегидратации водосодержащих минералов) в зонах разломов, являющихся магмоводами.

2. Гидротермальные системы в областях активного вулканизма — суть разогретые метеорные воды, проникшие по трещинам к «периферическим» магматическим очагам или к плутоническим телам, залегающим на глубине нескольких километров под вулканами.

3. Гидротермальные системы образуются магматическими флюидами, отделяющимися от расплава в конечные моменты затвердевания интрузивных тел под вулканами.

4. Гидротермальные системы появляются в результате разогрева пластовых вод магматическими эманациями, в том числе мантийными.

При формировании «вулканогенных» гидротермальных систем всегда признается наличие двух обязательных элементов: а) поверхностных вод, б) эндогенного теплового потока. Но им припи-

* Детальное рассмотрение вопросов генетической связи термальных и гидротермальных систем с вулканизмом на Камчатке, равно как и динамика тепло- и массопереноса в них, имеется в монографии В. Н. Шарапова, И. Б. Симбирева и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск, Наука, 1979. Поэтому в данном разделе весьма кратко изложены лишь те аспекты, которые касаются изучения ксенолитов и вулканических извержений.

сывается различная роль в жизни таких систем. В одних случаях можно найти истолкования, где решающее значение в «оформлении» солевой нагрузки отводится эндогенным флюидам, тогда как в других предполагается, что пластовые воды, нагреваемые кондуктивно магматическим телом, выщелачивают рудные и иные компоненты из вмещающих пород. Аргументы, подтверждающие ту или иную точку зрения, также общеизвестны, поэтому нет необходимости их повторять здесь. Имеющийся в нашем распоряжении материал по изучению глубинных включений позволяет высказать ряд соображений в развитие некоторых положений гипотез, где учитывается влияние глубинных флюидов на процесс формирования «вулканогенных» гидротермальных систем. В этой связи полезно отметить следующее. Как показано в гл. VIII, в зонах глубинных разломов на глубинах свыше нескольких километров от поверхности Земли базитовые породы подвергаются локальному растворению. Здесь же фиксируется переотложение рудных компонентов из газовой фазы. При этом температура флюида столь значительна, что формируются такие фазы, как анортит, клинопироксен, магнетит, троилит и т. д. Эти породы выносятся на поверхность земли базальтовыми лавами. Следовательно, можно считать, что пути перемещения глубинных флюидов и базальтоидных магм одни и те же. Изучение состава газов в ксенолитах глубинных пород показывает, что в коровых базитах преобладают азот и редкие газы, тогда как в мантийных фиксируется присутствие водорода.

Таким образом, накопившиеся в последнее десятилетие новые материалы [29, 67, 73, 98] подтверждают гипотезу В. В. Аверьева [1] о существенной роли глубинных флюидов в формировании термальных систем в зонах активного вулканизма. Сейчас с большой долей уверенности мы можем сказать, что вулканы и гидротермы связаны с одними мантийными источниками вещества и энергии. Математическое моделирование [128] показывает удовлетворительное совпадение наблюдаемых и расчетных величин температур в гидротермальном растворе на глубинах 1—2 км от поверхности в термальной системе, если ее «тепловое питание» обусловлено существованием потока мантийного флюида. Судя по характеру выщелачивания базитовых пород глубинными флюидами (см. гл. VIII), часть рудных компонентов выносятся к поверхности земли глубинными флюидами.

Изучение состава вулканических газов [68, 73, 144] и наблюдения за современными извержениями позволяют несколько конкретизировать это положение. Некоторые дополнительные сведения на этот счет могут быть получены при наблюдении современных извержений вулканов на Камчатке и Курилах. Ф. Ш. Кутыевым проводились визуальные (вулкан Алаид) и спектрографические (вулкан Толбачик) исследования вулканических газов при извержениях. Ряд сведений были сообщены нам коллегами (Г. С. Штейнбергом, К. К. Попковым, Е. А. Вакиным, Г. Н. Ковалевым и др.).

Наши спектрографические наблюдения на вулкане Толбачик* в 1975—1976 гг. показали наличие в горящем факеле натрия, калия, фторидов и хлоридов железа, меди, кальция, магния.

Визуальные наблюдения за газовыми струями при извержениях также содержат интересную информацию. Так, на прорыве Олимпийском (вулкан Алайд) нами наблюдались выходы по трещинам в глыбовом лавовом потоке газов темно-синего цвета из полупластичной лавы. На стенках трещины из такого потока газа за несколько часов выросли хорошо ограненные кристаллы магнетита размером до 1 мм. Из более низкотемпературного газа в соседних трещинах отлагались хлориды железа и нашатырь. На большинстве наблюдавшихся извержений на Курилах и Камчатке отмечается наличие прижерловых «тяжелых» дымов сизого цвета, появление которых обычно предвещает истечение лавы. Судя по цвету горящих газовых факелов, при извержении происходит сгорание СО и водорода, при этом в потоке присутствуют щелочные металлы.

Таким образом, изучение вулканических газов показывает, что в них присутствуют те же элементы и нередко в тех же формах, что и в водных гидротермальных растворах современных «вулканогенных» термальных систем. Следовательно, можно утверждать, что глубинные флюидные эманации, которые нагревают метеорные воды, содержат в себе весьма большой спектр рудных компонентов, которые отмечаются в фумаролах и горячих источниках в вулканических областях.

Сопоставление данных изучения вулканических газов и глубинных ксенолитов убеждает нас в том, что «основное» выщелачивание рудных компонентов в гидротермальных рудообразующих «вулканогенных» системах протекает не в приповерхностной зоне водообмена, а в пределах нижней коры Земли, где мантийные флюиды весьма активно взаимодействуют с базитовыми породами. Естественно, нельзя отрицать определенную роль вмещающих пород в формировании солевого состава гидротерм в зоне водообмена, но, вероятно, геохимический их «профиль» главным образом зависит от характера взаимодействия горячих глубинных флюидов и пород в пределах разлома на значительно больших глубинах, чем уровень циркуляции метеорных вод в пористых вулканогенных толщах.

В настоящее время в связи с обсуждением ряда проблем новой глобальной тектоники появилось довольно много статей, где рассматриваются вероятные типы рудообразующих явлений в сейсмофокальных зонах Беньоффа — Заварицкого. Однако нам представляется, что рудообразующие гидротермальные системы непосредственно не связаны с указанными структурами, а развиваются в

* Получены эмиссионные и абсорбционные спектры для видимой области 300—700 мкм. В качестве эталона использованы фраунгоферовы линии и искровой разряд железной проволоки. Более подробные данные о методике эксперимента будут опубликованы в специальном сообщении.

сопряженных с ними зонах разломов, которые являются «питающими» для вулканов и интрузивов, сформировавшихся и формирующихся в земной коре островных дуг с достаточно развитой «гранитной» корой. Пока все подобные построения, касающиеся истолкования эндогенных глубинных явлений, не выходят за рамки довольно неопределенных качественных утверждений. Последние имеют скорее полуинтуитивное, чем «строгое», обоснование отправных точек построений моделей и практически не имеют проверяемых следствий. Поэтому и предлагаемое ниже истолкование известных нам фактов, относящееся к подобного рода общим качественным генетическим построениям, является некоей рабочей схемой, призванной скорее служить для акцентирования внимания исследователей на наиболее неясных или ключевых моментах магмогенного процесса, чем утверждением некоторой идейной «позиции». Имеющаяся информация пока слишком скудна для формулировки замкнутой качественной модели явления. Поэтому мы ограничимся тезисными высказываниями и попытаемся проиллюстрировать их фактами, которые убедили нас в некоторой правдоподобности нижеследующих утверждений.

1. В зонах глубинных разломов, сопряженных с сейсмофокальными зонами Беньоффа — Заварицкого, магмообразование и другие петрогенетические явления в нижней коре Земли связаны с локальным разогревом и плавлением пород потоками мантийных флюидов. Это утверждение обосновывается данными, изложенными в § 32—34.

2. Любое подобное явление петрогенезиса в нижней коре Земли сопряжено с «мобилизацией» из пород, переносом и отложением петрогенных и рудных компонентов этими потоками флюидов. Сказанное следует из § 32—33.

3. Участки плавления в нижней коре Земли являются корневыми зонами «вулканогенных» гидротермальных систем. Это утверждение является следствием из следующих рассуждений. Поскольку именно здесь (по петрографическим признакам) отмечаются первые признаки воздействия флюидов на породы с выносом и привносом компонентов, то именно в данной зоне логичнее всего показывать границу формирования рудообразующей гидротермальной системы, так как налицо признаки существования потока флюида, и определено указать источник рудных компонентов в растворе.

4. Выше «зоны петрогенезиса» в нижней коре Земли «жизнь» базальтоидных магм и флюидных потоков достаточно автономна. Действительно, как показано в § 9 и в [38], базальтовые магмы в коре недосыщенные летучими расплавами не могут быть источниками гидротерм и лишь в незначительных масштабах могут подплавливать и ассимилировать породы под вулканами [126]. Они перемещаются в трещинных зонах растяжения, обычно ортогональных к простиранию регионального разлома. Флюидный поток, напротив, может захватывать практически все типы трещинных зон на значительно больших площадях. Скорости перемещения порций базальтовых магм относительно велики, тогда как скорости филь-

трации флюидов в земных недрах, напротив, малы. Наблюдаемое в некоторых случаях на поверхности земли совмещение максимума термальной активности с участками излияния (жерла, неки и т. п.) связано со структурными факторами. В принципе имеется лишь региональное пространственное совмещение вблизи поверхности земли глубинного флюидного потока и извержений базальтоидных магм. Указанная ситуация обычна для большинства крупных вулканоструктур Камчатки.

5. Потоки мантийных флюидов локально подплавляют породы «гранитной» коры под вулканами, что приводит к резкой тепловой активизации метеорных вод в окрестностях зоны плавления и появлению «вторичных» магматических флюидов, которые связаны или с охлаждением этой локальной зоны плавления, или с кристаллизацией интрузивов, магма которых исторгнута из зоны плавления в недра вулканоструктуры. Данное утверждение базируется на наших наблюдениях на таких вулканоструктурах, как Хангар, Алей, Мутновско-Гореловский и ряда других. Здесь отмечаются экструзии и субвулканические интрузии с обломками частично подплавленных гранитоидов или кристаллических сланцев, залегающих на глубинах не более нескольких километров от поверхности земли. Согласно имеющимся оценкам (см. § 35), подобные явления (см. гл. IX) можно истолковать локальным воздействием глубинного флюидного потока в зоне глубинного разлома на породы коры. Контактным плавлением базальтовыми магмами пород на небольших глубинах удовлетворительно объяснить эту ситуацию пока не удалось [126]. Как уже говорилось, геотермиками доказана [1] временная и пространственная связь наиболее крупных термальных систем Камчатки и Курильских островов с этими кислыми магмами.

6. Еще неясно почему, но (это, по-видимому, довольно точное определение наблюдаемого явления статистически) промышленное гидротермальное оруденение под вулканами (в вулканоструктурах) связано практически лишь с этими «вторичными» магматогенными флюидными системами. По крайней мере для Камчатки нам неизвестны другие ситуации. По-видимому, лишь ртутное оруденение имеет другую специфику, что связано с особыми свойствами этого элемента в рудном процессе. В чем существо вещественной и физико-химической «трансформации» глубинного флюидного потока, нам неясно. Однако мы знаем, что если базальтоидный вулканизм не сопровождается локальным подплавлением пород верхней коры Земли, то гидротермальных рудообразующих «вулканогенных» систем не появляется, хотя термическая активность в пределах вулканоструктуры может быть значительной.

7. Нет каких-то специфических «вулканогенных» гидротермальных рудообразующих систем, существуют лишь «магматогенные» гидротермальные системы, имеющие зону рассеивания на поверхности земли. Имеется множество типов термальных систем, с которыми может быть связано рудоотложение. Но они имеют такое же отношение к вулканизму (или вулканизм к ним), как любое эпи-

термальное оруденение к породам, где локализуются руды. Специфика рудообразования в «вулканогенных» системах в сравнении, например, с «плутоногенными» состоит лишь в том, что здесь появляются дополнительные геохимические барьеры и более значительны градиенты термодинамических потенциалов. В правомерности данного утверждения нас убеждает прослеживание изменения состава рудовмещающих пород в хорошо вскрытых гипабиссальных плутоногенных месторождениях, а также в «вулканогенных» месторождениях, хорошо вскрытых эрозией или разведанных на глубину.

Таким образом, в случае сопряженных с сейсмофокальными зонами глубинных разломов, по-видимому, имеется следующая ситуация. Энергетические и вещественные «корни» вулканов и гидротермальных рудообразующих систем в верхней мантии или нижней коре, вероятно, едины. Но из этих «корней» прорастают генетические древа с самостоятельной временной и пространственной конфигурацией. На (или у) поверхности земли их вершины не обязательно появляются вместе и в одно время. Вулканы трассируют наиболее проницаемые для движения силикатных жидкостей участки глубинных разломов и являются пока единственными «естественными скважинами», доставляющими на поверхность земли сведения о глубинных эндогенных явлениях. Уже поэтому они требуют к себе соответствующего внимания. Нередко вулканические постройки или сопряженные с ними зоны опускания в земной коре являются благоприятными структурными зонами развития гидротермальных рудообразующих процессов вблизи поверхности земли. Однако в принципе как базальтоидный вулканизм, так и его продукты имеют весьма отдаленное отношение к гидротермальным рудообразующим явлениям. В молодых орогенах, зонах активизации и т. п. вулканические и рудообразующие процессы — существенно различные явления. Вероятно, следует более четко различать при построении «генетических» классификаций или формулировке поисковых критериев действительно «генные» и пространственно сопряженные явления магматизма и рудообразования.

Краткие выводы

1. Набор включений в лавах конкретных вулканов отражает в первую очередь «гидромеханику» перемещения жидкости.
2. Возможности реставрации разрезов глубинных зон коры и верхней мантии Земли на основании изучения включений довольно ограничены.
3. В пределах Камчатки верхняя мантия на глубинах более 100 км сложена шпинелевыми перидотитами. На глубинах 50—100 км верхняя мантия состоит из гипербазитовых пород состава форстерит+диопсид+энстатит.
4. Скорее всего на границе верхней мантии и земной коры имеется «переходная» зона, состоящая в основном из амфиболитов и флогопитизированных перидотитов.

5. Нижняя кора Земли в Курило-Камчатском регионе, вероятнее всего, состоит из очень сложной «смеси» регионально метаморфизованных базитов, которые в локальных зонах разломов подверглись базификации и перекристаллизации. На месте «первичных» базитов образовались макропористые резко неравномерно-зернистые породы форстерит-анортитового, диопсид-анортитового и т. п. состава. При плавлении таких метаморфизованных пород формируются «высокоглиноземистые» анортитовые базальтоидные расплавы, широко распространенные в Курило-Камчатском регионе.

6. Изучение включений подтверждает существование коровых «промежуточных» очагов базальтоидных магм.

7. Базальтоидный вулканизм и гидротермальные системы («вулканогенное» рудообразование) связаны «парагенетически».

Заключение

Проблемы петрогенезиса под вулканами сложны и многообразны. Мы попытались обсудить те из них, которые связаны с дискуссией о происхождении включений в базальтовых лавах (задачи реставрации состава земных недр и исследования эндогенных явлений по данным изучения включений). Построение количественной теории динамики магматизма в зонах глубинных разломов под вулканами, несомненно, будет долгим и трудным, но количественный анализ данных магматогенных явлений должен когда-то с чего-то все-таки начинаться. И первые шаги на таком пути вряд ли могут дать однозначные ответы при обсуждении альтернатив. Но мы думаем, что некоторые из затронутых в нашей работе вопросов удалось осветить более полно, чем это можно было сделать без применения методов неравновесной термодинамики.

По крайней мере нам стало очевидно, что в существующих рамках дискуссия о природе ксенолитов в базальтоидных лавах Камчатки бесплодна. Поскольку альтернативные концепции не сформулированы в форме теорий динамики, постольку они и не имеют четко определенных генетических следствий, на основании которых возможна проверка теорий при анализе конкретных объектов. Однако, если концепция о мантийной природе ряда пород представленных во включениях, может быть качественно проверена экспериментально, то концепция о «гомеогенном» их происхождении не имеет практически ни одного проверяемого в физическом эксперименте следствия. Как следует из изложенного выше, ее основные высказывания или двусмысленны, или являются недоразумениями. Ссылки на более глубокую обоснованность данной концепции геологическими наблюдениями при ближайшем рассмотрении оказываются также несостоятельными по крайней мере по отношению к вулканическим постройкам Камчатки, известным нам по личным исследованиям. Мы полагаем, что в дальнейшем без анализа динамики извержений и дифференциации магмы при охлаждении вообще мало смысла обсуждать генезис включений в базальтовых лавах. Мы показали, что в любом потоке лавы в принципе могут присутствовать все типы включений. Отсутствие какого-либо типа свидетельствует о том, что при течении данного потока не выполнялось какое-то из условий переноса или такие включения оказались термически «неустойчивы».

Изучение базитовых включений (которые часто называются «гомеогенными») в базальтоидах Курило-Камчатской провинции убедило нас в том, что в зонах глубинных разломов, «питающих»

вулканы на глубинах, больших, чем залегания гранитоидных интрузивов, протекают весьма своеобразные процессы перекристаллизации милонитизированных базитовых пород под воздействием весьма высокотемпературных флюидов. Здесь возможны как локальное, так и «массовое» плавление базитов и формирование своеобразных базальтовых лав, содержащих базитовые ксенолиты и гигантские ксенокристаллы анортита. Ассимиляция такими магмами кислых пород приводит к формированию базальтоидных лав, содержащих во вкрапленниках кварц, оливин и анортит. Мантийные лавы, являющиеся продуктами «псевдооживления» мантийного субстрата (явления фракционирования в очаге не успели пройти или вообще отсутствовали), содержат во вкрапленниках еще большее количество минералов (шпинель и т. п.), несущих следы реакций с расплавом. Подобные лавы встречаются во многих вулканических сооружениях Срединного хребта и Восточной вулканической зоны на Камчатке, а также островах Курильской гряды. Мы показали, что плавление пород под вулканами возможно на относительно небольших глубинах, главным образом при фильтрации поступающих из глубинных частей коры и верхней мантии потоков летучих. Это подтверждает идею В. В. Аверьева о существовании мантийных флюидных магматогенных систем, с которыми в коре связаны процессы «активизации» как пород, так и пластовых вод. Наиболее ярко эти процессы проявляются в таких вулcano-тектонических постройках, как Хангар, Алней, Мутновская, Гореловская и др., где под вулканами имеются довольно крупные гранитоидные интрузии или близок к поверхности кристаллический «фундамент» земной коры.

Анализ динамики дифференциации базальтовых магм в термодинамических условиях различных магматических фаций глубинности свидетельствует о том, что породы типа алливалитов, эвкритов и т. п. не могут быть включениями, «родственными» данной порции лавы. Вблизи поверхности возможна лишь сегрегационная дифференциация типа той, что наблюдается в трапповых силлах. Она отмечалась вулканологами при извержении вулканов (в частности, Ключевской сопки). Время формирования расслоенных базитовых тел превышает время существования четвертичных вулканов, при этом в них протекает преимущественно локальное разделение компонентов. Поэтому обломки массивных полосчатых базитов в базальтовых лавах являются фрагментами по крайней мере третичных интрузий, которых в разрезе коры, судя по анализу сейсмических данных, должно быть довольно много. Нижняя и частично верхняя кора в некоторых случаях, по-видимому, представляют собой «слоеный пирог» из метаморфических пород и базитовых расслоенных интрузивов.

Анализ реакционных оторочек между ультрабазитовыми ксенолитами и базальтом подтверждает представление петрологов о том, что под вулканами Камчатки существуют «промежуточные» очаги базальтовой магмы. При этом взаимодействие включений и лав может состоять из двух приблизительно одинаковых по продолжи-

тельности ступеней взаимодействия,— «мантийного» и «корового».

Строение коры и верхней мантии, реставрируемое на основе информации, получаемой из изучения состава ксенолитов в базальтоидных лавах, как было показано, довольно отрывочно. Анализ этой информации для Камчатки все же позволяет представить хотя и весьма приближенную, но правдоподобную схему строения нижней коры и верхней мантии (см. рис. 79). Следует указать, что в зоне перехода от нижней коры к верхней мантии в принципе возможно присутствие эклогитовых пород, а не только лампроболитизированных перидотитов, как показано на рис. 79. Нам представляется, что глубокие зоны глубинных разломов под вулканами, где фильтруются горячие флюиды, являются корневыми (по классификации Г. Л. Поспелова) для гидротермальных систем. Действительно, здесь происходит выщелачивание из базитовых пород петрогенных и рудных компонентов, которые частично перерабатываются на больших глубинах, но частично переносятся к поверхности земли флюидным потоком.

Таковыми представляются нам основные результаты данной работы и нерешенные проблемы, которые обнажаются теперь еще яснее. Очевидно, ключевой из них является причина появления базальтовых расплавов в верхней мантии Земли и динамика жизни этих магматических очагов. Эта проблема столь сложна и дискуссионна, что мы пока не делали даже попыток ее обсуждения уже потому, что между авторами нет единодушия в толковании причин появления базальтовых магм. Если Ф. Ш. Кутыев считает основной причиной плавления ультрабазитовых пород верхней мантии наличие потока ионизированных газов с еще больших глубин, то В. Н. Шарапов пока склонен разделять толкование энергетики процесса, предлагаемое Е. В. Артюшковым и В. В. Белоусовым. Очевидно, появление количественного описания хотя бы отдельных элементов динамики базальтовых очагов существенно продвинет выяснение природы большого спектра эндогенных явлений. Частным их случаем является анализ захвата и переноса магмами включений, а также динамики извержения вулканов и его прогнозирования.

Список литературы

1. *Аверьев В. В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 118—128.
2. *Александров Л. Н.* Кинетика образования и структуры твердых слоев. Новосибирск, Наука, 1972. 212 с.
3. *Бакуменко И. Т.* Включения в минералах гипербазитовых нодулей как индикатор их происхождения.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, 1975, с. 231—234.
4. *Баландин Т. Ф.* Литье намораживанием. М., Машгиз, 1962. 255 с.
5. *Балеста С. Т., Утнасин В. К., Аносов Г. Н.* Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным.— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 76—81.
6. *Блатов И. С., Коткин А. М., Фоменко Т. Г.* Гравитационные процессы обогащения. М., Госгортехиздат, 1962. 185 с.
7. *Белоусов А. Ф.* Проблемы генезиса базитовых магм.— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 223—234.
8. *Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—22.
9. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 245 с.
10. *Богоявленская Г. Е., Эрлих Э. Н.* Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 64—67.
11. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975. 270 с.
12. *Васильковский Н. П.* Особенности строения и развития Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока. М., 1968, с. 30—43.
13. *Варгафтик Н. Б.* Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972. 705 с.
14. *Велинский В. В.* Альпийские гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск, Наука, 1979. 191 с.
15. *Веригин Н. Н.* Диффузия у поверхности твердого тела, находящегося в жидкости.— Журн. физ. химии. Т. 32. Вып. 10. 1958, с. 2097—2106.
16. *Вейник А. И.* Тепловые основы теории литья. М., Машгиз, 1962. 380 с.
17. *Веригин Н. Н., Голубев В. С., Шарпов В. Н.* Динамика магматического замещения при наличии в магме фазы летучих.— Докл. АН СССР. Т. 211. № 2, 1973, с. 437—440.

18. *Вигдорович В. Н.* Совершенствование зонной перекристаллизации. М., *Металлургия*, 1974. 200 с.
19. *Винберг Л. И.* Литье под давлением. М., *Машгиз*, 1962. 394 с.
20. *Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутов Н. В.* Межалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон.— В кн.: *Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород*. М., 1972, с. 130—175.
21. *Волохов И. М.* Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск, *Наука*, 1972. 49 с.
22. *Волохов И. М., Иванов В. М., Оболенская Р. В.* Караташский базит-гипербазитовый плутон.— В кн.: *Проблемы магматической геологии*. Новосибирск, 1973, с. 61—86.
23. *Вольдан Я. Н.* Исследование процесса плавления и кристаллизации пород типа базальта.— В кн.: *Проблемы каменного литья*. Киев, 1963, с. 67—72.
24. *Вольнец О. Н.* Корродированные кристаллы в лавах, их происхождение и петрогенетическое значение.— В кн.: *Вулканизм, гидротермы и глубины Земли*. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 46—47.
25. *Вольнец О. Н., Колосков А. В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск, *Наука*, 1976. 128 с.
26. *Геншафт Ю. С.* Экспериментальное исследование глубинных процессов минерало- и магнообразования. Автореферат. дисс. М., 1975. 58 с.
27. *Геология СССР*, т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., 1964. 733 с.
28. *Геологический словарь*. Т. I. М., *Недра*, 1973. 486 с.
29. *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия*. Ред. В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев. Новосибирск, *Наука*, 1975. 235 с.
30. *Голубев В. С., Гарибянц А. А.* Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., *Недра*, 1968. 191 с.
31. *Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный — особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., *Наука*, 1965. 171 с.
32. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской гряды. М., *Наука*, 1967. 287 с.
33. *Голубев В. С., Шарапов В. Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М., *Недра*, 1974. 266 с.
34. *Дубик Ю. М.* Ксенолиты и ультраосновные включения в лавах вулкана Ксудач (Ю. Камчатка).— В кн.: *Вулканизм, гидротермы и глубины Земли*. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 44.
35. *Теплообмен в магматогенных процессах*./А. Н. Дударев, В. А. Кудряцев В. Г. Меламед, В. Н. Шарапов, Новосибирск, *Наука*, 1972. 176 с.
36. *Есин О. А., Гельд П. В.* Физическая химия пирометаллургических процессов. Т. 2. М., *Металлургия*, 1966. 690 с.
37. *Заварицкий А. Н.* Эксплозивные обломки вулканов Авачи и Козельской сопки.— *Труды ИГН*, Вып. 53, 1940, с. 211—212.
38. *Заварицкий А. И., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., *Госгеолтехиздат*, 1961. 383 с.
39. *Земля*. Т. I/Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вайс, К. Варгафтиг, У. Файф.— М., *Мир*, 1974. 320 с.
40. *Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., *Наука*, 1964. 177 с.

41. Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск, Наука, 1977. 131 с.
42. Иванов Б. В. Ксенолиты гранитоидного состава вулканов Карымской группы на Камчатке.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 96—103.
43. Иванов В. М. Закономерности изменения состава пород и порообразующих минералов ряда ритмически расслоенных габбро-пироксенит-дуניתовых плутонов.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1973, с. 21—72.
44. Исаенко Л. И., Киргинцев А. Н., Шарапов В. Н. К вопросу об описании динамики некоторых типов дифференциации магмы в камере. Геология и геофизика, № 18, 1976, с. 120—126.
45. Ициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— Сов. геология, 1964, № 1, с. 10—38.
46. Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности земли. Автореф. дисс. М., 1973. 61 с.
47. Калинин А. С. Гипабиссальные граниты и магматогенные гидротермальные системы. Автореф. докт. дисс., Новосибирск, 1975. 69 с.
48. Калинин А. С., Шарапов В. Н., Васильева Э. Н. Динамика плавления пород коры в зонах глубинных разломов.— Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 54—59.
49. Киргинцев А. Н., Ластушкин И. И., Аладко Е. Я. Распределение примеси при направленной кристаллизации (внешние факторы и начальные условия). № 6131-73, деп. Новосибирск, 1973. 52 с.
50. Киргинцев А. П. Распределение примеси при направленной кристаллизации (общая теория кривых распределения). № 6133-73, деп. Новосибирск, 1973. 23 с.
51. Киргинцев А. Н., Исаенко Л. И., Исаенко В. А. Распределение примеси при направленной кристаллизации. Новосибирск, Наука, 1977. 256 с.
52. Ковалев Г. Н., Масуренков Ю. П. Плавленные ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу.— Докл. АН СССР, т. 188, № 2, 1969, с. 424—426.
53. Колосков А. В., Ермаков В. А. О генезисе некоторых типов гомеогенных включений в экструзивных андезитах.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 68—76.
54. Кривенко А. П. Генезис расслоенности и характер дифференциации в габбро-сиенитовом плутоне Большой Таскыл.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1973, с. 162—165.
55. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского пояса.— Труды ГИН АН СССР, Вып. 134, 1965. 365 с.
56. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 376 с.
57. Костровицкий С. И. Формирование и закономерности заполнения полостей кимберлитовых трубок взрыва. Автореф. дисс. Иркутск, 1973. 27 с.
58. Куртолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972. 190 с.
59. Кутыев Ф. Ш., Шанцер А. Б. Реликтовые метаморфические минералы в игнибригах и лавах Камчатского региона.— В кн.: Геодинамика, вулка-

- низм и гидротермальные процессы. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 217.
60. *Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В.* Петрология базальтов Анаунского района.— Геология и геофизика, № 12, 1974, с. 31—37.
 61. *Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В.* Алмазы в базальтоидах Камчатки.— Докл. АН СССР, т. 221, № 1, 1975, с. 183—185.
 62. *Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В.* Пористые базит-гипербазитовые включения в лавах Курило-Камчатской провинции.— Докл. АН СССР, т. 224, № 4, 1975, с. 912—913.
 63. *Ландау А. И.* К вопросу о волнообразном характере распределения примеси вдоль длины растущего монокристалла. Т. VI. ФМШ, Вып. 1, 1958, с. 148—155.
 64. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
 65. *Левич В. Г.* Физико-химическая гидродинамика. М., Физматгиз. 699 с.
 66. *Лодиз Р., Паркер Р.* Рост кристаллов. М., Мир, 1974. 540 с.
 67. *Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974. 285 с.
 68. *Луцицкий И. В.* Палеовулканология. Т. 1. М., Наука, 1971. 480 с.
 69. *Лыков А. В.* Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967. 591 с.
 70. *Любимова Е. Л.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 258 с.
 71. *Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов.* Ред. В. С. Соболев, В. П. Костюк. Новосибирск, Наука, 1975. 212 с.
 72. *Мазуров М. П., Шарапов В. Н., Лапин С. С.* Контактный метаморфизм и ассимиляция руд.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск, 1974, с. 128—144.
 73. *Макдональд Г.* Вулканы. М., Мир, 1975. 407 с.
 74. *Масуренков Ю. П., Волинец О. Н.* Реликтовые минералы как источник информации и происхождения известково-щелочных магм.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 45.
 75. *Масуренков Ю. П., Колосков А. В., Ермаков В. А.* Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 5—19.
 76. *Масуренков Ю. П., Селягин Ю. Б.* Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов вулкана Авача.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 20—29.
 77. *Масуренков Ю. П.* Проблема включений и возможности вулканической петрологии.— Бюл. Вулканол. станции, № 50, М., Наука, 1974, с. 10—18.
 78. *Масуренков Ю. П.* Включения в вулканических породах и проблема возникновения расплавов.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 43—44.
 79. *Масуренков Ю. П., Ермаков В. А.* Очаги генерации магм в Дзедзур-Жупановской группе вулканов на Камчатке.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 37.

80. Масуренков Ю. П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка).— В кн.: Магма малоглубинных камер. М., 1970, с. 79—89.
81. Масуренков Ю. П. Генерация плагиоклазов в вулканических породах.— Бюл. Вулканол. станции, № 48. М., Наука, 1972, с. 51—55.
82. Масуренков Ю. П. Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 199—222.
83. Минералы. Т. I и II. М., Наука, 1974.
84. Михеенко В. И. Механизм образования кимберлитовых трубок.— Докл. АН СССР, т. 205, № 2, 1972, с. 428—430.
85. Орлов Д. М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., Недра, 1975. 192 с.
86. Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.— Труды Камчатской станции, 1947, вып. 3, с. 89—132.
87. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержение в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканол., 1956, вып. 11, 303 с.
88. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., Наука, 1973. 316 с.
89. Персиков Э. С. Экспериментальное исследование растворимости воды в гранитном расплаве.— Геология и геофизика, 1972, № 9, с. 3—9.
90. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М., Наука, 1966. 297 с.
91. Псевдооживление. Ред. И. Ф. Дэвидсон, Д. Харрисон. М., Химия, 1974. 715 с.
92. Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 19—34.
93. Рашин Г. А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтового расплава.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 9, с. 18—33.
94. Родионова Р. И., Федорченко В. И. Некоторые проблемы глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги в связи с изучением ксенолитов.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 25—26.
95. Родионова Р. И., Федорченко В. А. Глубинные включения островных дуг (Курильские острова).— В кн.: Глубинные включения и верхняя мантия. Новосибирск, 1975, с. 175—181.
96. Розинов М. И., Колесников Д. И. Магматические формации зон новейшего вулканизма. М., Недра, 1975. 159 с.
97. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975, 209 с.
98. Геохимические особенности включений и вмещающих лав вулканов тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией/ В. Г. Сахно, И. Н. Говоров, Э. Д. Голубева, Н. А. Куренцова.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 51—52.
99. Селянгин О. Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации в недрах вулканических аппаратов.— Бюл. Вулканол. станции, № 50, 1974, Наука, с. 45—52.

100. *Селянгин О. Б.* Структурные особенности и генезис некоторых типов кристаллических включений в вулканитах Камчатки.— В кн.: Геодинамика, вулканизм и гидротермальные процессы. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 217—218.
101. *Семенов Н. Н.* Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. Препринт ИГФМ. Киев, 1974. 16 с.
102. *Скворцов А. А., Акименко А. Д.* Теплопередача и затвердевание стали в установках непрерывной разливки. М., Металлургия, 1966. 188 с.
103. *Слезин Ю. Б.* О возможной связи вулканической динамики извержений с реологическими свойствами магмы.— Геология и геофизика, 1972, № 10, с. 17—22.
104. *Скрипко К. А., Гребзды Э. Н.* Химический состав минералов перидотитовых включений в продуктах извержения вулкана Авача.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 30—35.
105. *Смирнов Я. Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 52—74.
106. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974. 233 с.
107. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 182 с.
108. *Справочник физических констант горных пород.* Ред. Берч. М., Мир. 541 с.
109. *Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* Новосибирск, Наука, 1976. 336 с.
110. *Соу С.* Гидродинамика многофазных систем. М., Мир, 1971. 494 с.
111. *Темирбаева К. М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., Наука, 1967. 200 с.
112. *Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1—5 000 000).* Ред. А. Л. Яншин. М., Наука, 1966. 487 с.
113. *Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли.* Ред. Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Удинцев, М., изд. ГУГК, 1970.
114. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 529 с.
115. *Тузев И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, Наука, 1975. 230 с.
116. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 394 с.
117. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 546 с.
118. *Фарберов А. И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмическим данным. Новосибирск, Наука, 1974. 87 с.
119. *Фашии метаморфизма.* Ред. В. С. Соболев. М., Наука, 1970. 418 с.
120. *Фашии регионального метаморфизма.* Ред. В. С. Соболев. М., Недра, 1972. 257 с.
121. *Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, Наука, 1975. 138 с.
122. *Фортъе А.* Механика суспензий. М., Мир, 1971. 195 с.
123. *Хворинов Н. И.* Кристаллизация и неоднородность стали. М., Машгиз, 1958. 388 с.

124. Чалмерс Б. Теория затвердевания. М., Metallургия, 1968. 283 с.
125. Чекалюк Э. Б. Нефть верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1967. 256 с.
126. Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 1976. 193 с.
127. К вопросу об устойчивости ксенолитов в базальтовом расплаве/В. Н. Шарапов, А. И. Васильева, Э. С. Персиков, Е. Ф. Доильницын.— В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, 1976, с. 123—132.
128. Шарапов В. Н., Калинин А. С., Васильева Э. Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока.— Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 3—17.
129. Шарапов В. Н., Исаенко Л. И., Киргинцев А. Н. Физические условия проявления разделения компонентов и типы их кривых распределения при направленной кристаллизации магмы в камере.— Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 91—103.
130. Шарапов В. Н., Милова Л. В. Возможные масштабы ассимиляции ультраосновных пород базальтовыми магмами.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и гидротермальных процессах. Новосибирск, Наука, 1977, с. 71—77.
131. О форме и природе локального растворения и плавления основных пород высокотемпературными флюидами под вулканами/В. Н. Шарапов, Ф. Ш. Кутыев, Г. В. Кутыева, В. Н. Королюк.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск, 1977, с. 51—71.
132. Шеймович В. С. Вулкан Ксудач в августе 1963 г.— Бюл. Вулканол. станции, 1966, № 41, с. 40.
133. Нодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 230 с.
134. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973. 242 с.
135. Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Валагинского хребта (Камчатка).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1971, № 2, с. 3—8.
136. Эрлих Э. Н., Кутыев Ф. Ш. Глубинные включения островных дуг (Камчатка).— В кн.: Глубинные включения и верхняя мантия. Новосибирск, 1975, с. 165—174.
137. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М. Изд-во иностр. лит., 1962. 1955 с.
138. Ярошевский А. А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород.— Геохимия, 1970, № 5, с. 562—574.
139. Bhattacharji S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills.— J. Geol., 1967, v. 75, N 1, p. 102—112.
140. Carron J. P. Vue d'ensemble sur la reologie des magmas-silicate naturels.— Bull. Soc. Trans mineral. crysstall., 1969, v. 92, p. 435—446.
141. Dawson J. B. Kimberlites and their relation to the mantle.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1972, 271, N 1213, p. 279—311.
142. David B. Crystal control on the emplacement of kimberlites. Inter. Conference on kimberlites Univ. of Cape Town, 1973, p. 131—134.
143. Elmas M. Fundamental aspects of fluidised bed coating. Deft, 1969. 83 p.

144. *Haiken G.* An atlas of volcanic ash.—Smithson Inst. to the Earth Sci., 1974, N 12. 101 p.
145. *Hawthorne J. B.* Model of a kimberlite pipe. Inter. Conference on kimberlites, Univ. of Cape Town, 1973, p. 163—166.
146. *Grawford W. A., Robbelen P. G., Kalmbach J. H.* The honey Brook anarthosite.—Amer. J. Sci., 1971, 271, N 4, p. 232—349.
147. *Green D. H., Ringwood A. E.* The origin of basaltic magmas.—The Earth's crust and upper mantle. Geophys. monogr. 13, Amer. Geophys. Union, Washington, 1969, p. 489—495.
148. *Kuroda N.* The volcanic rocks of the Micuni coastal area, Fukuiken, central Japan, with special reference to basic inclusions occurring in the dasitic andesite of Tojiubo.—J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1966, v. 14, N 2, p. 159—176.
149. *Kushiro J., Kuno H.* Origin of primary basaltic magma and classification of basaltic rocks.—J. Petrol., 1963, N 14, p. 157.
150. *McGregor J. D.* The reaction enstatite spinel-forsterite pyrope.—Carn. Inst. Wash. Year Book 63, 1964, p. 157.
151. *Nemec L.* Rozpustnost a difuze technologicke Vyznamy plyruue sklovine.—Silikaty, 1969, N 4, p. 347—372.
152. *Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T.* Origin of dunites and of olivine rich inclusions in basaltic rocks.—Amer. Mineral, 1954, v. 36, p. 9—10.
153. *Shaw H. R.* Comments on viscosity, crystal setting in granite magmas.—Amer. J. Sci., 1965, v. 263, N 2, p. 120—152.
154. *Shaw H. R., Wright F. L., Peck D., Okamura R.* The viscosity of basaltic magma an analysis of field measurement in Makaopuchi lava like, Hawaii.—Amer. J. Sci., 1969, N 226, p. 225—264.
155. *Shimazu J.* A thermodynamical aspect of the earths interior-physical interpretation of magmatic differentiation process. J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1959, V. 7, N 1, p. 1—48.
156. *Shimazu J.* Physical conditions of contamination and fractionation of basaltic parental magma.—J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1959, v. 7, N 1, p. 91—97.
157. *Shimazu J.* Thermodynamical aspect of the earths interior physical interpretation of magmatic differentiation process.—J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1960, v. 8, N 1, p. 72—85.
158. *Spry A. N., Solomon M.* Columnar breccias of Apsley Tasmania.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120, p. 519—545.
159. *Woolsey T. S., McCallum M. E., Schumm S. A.* Physical modeling of diatreme emplacement.—Inter. Conference on kimberlites Univ. of Cape Town, 1973, p. 325—328.

Содержание

Предисловие	3
-----------------------	---

Часть I

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Глава I. Краткий геологический очерк Курило-Камчатского региона и распространность в нем базит-гипербазитовых включений	5
§ 1. Структурно-формационное районирование Курило-Камчатского региона	5
§ 2. Основные черты проявления четвертичных вулканических процессов	8
§ 3. Распределение включений в Курило-Камчатском регионе	10
Глава II. Состав включений в базальтоидах Курило-Камчатской провинции	13
§ 4. Минералого-петрографическая характеристика включений и вмещающих пород	13
§ 5. Структурные взаимоотношения между минералами во включениях	22
Глава III. Петрохимическая и геохимическая характеристика включений и вулканитов	25
§ 6. Петрохимическая характеристика включений и вулканитов	25
§ 7. Состав микроэлементов в базит-гипербазитовых ксенолитах, порообразующих минералах и вмещающих базальтоидах	39
§ 8. Акцессорные минералы включений и вмещающих вулканитов	46
§ 9. Состав газов во включениях и вулканитах	51
§ 10. Температура гомогенизации включений в минералах вулканитов и ксенолитов	54

Часть II

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ С БАЗАЛЬТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ

Глава IV. Гидромеханические условия захвата и переноса включений базальтовыми расплавами	61
§ 11. Псевдоожигенное состояние в магме — основное условие захвата и переноса включений расплавами	62
§ 12. О гидромеханической сепарации включений в потоке базальтовой лавы	67
Глава V. Экспериментальное изучение начальных стадий плавления горных пород и их теплового взаимодействия с расплавом базальта	71
§ 13. Методика проведения экспериментов	73
§ 14. Плавление гранита и его взаимодействие с базальтовым расплавом	74
§ 15. Взаимодействие карбонатных пород с базальтовым расплавом	77

§ 16. Плавление и взаимодействие с базальтовым расплавом включений кристаллических сланцев	78
§ 17. Плавление и взаимодействие с базальтовым расплавом включений эклогита	78
§ 18. Плавление и взаимодействие с базальтовым расплавом включений ультрабазитов	79
§ 19. Фиксация теплового и химического взаимодействия базальтового расплава и включений в зависимости от условий охлаждения отливок.	82
§ 20. Сопоставление экспериментальных данных с реальными объектами взаимодействия включений и базальтоидного расплава	84
Глава VI. Кинетика и динамика теплового и химического воздействия на включения базальтового расплава; минеральные превращения во включениях	86
§ 21. Реакционные превращения минеральных фаз во включениях и наблюдаемые типы взаимодействия включений и базальтоидов	86
§ 22. Кинетика плавления и растворения включений в базальтовом расплаве	91
§ 23. О вероятной кинетике формирования реакционных зон на границе «базальтовый расплав — включение»	94
§ 24. Характер и возможные масштабы ассимиляции включений базальтовыми расплавами	95
§ 25. Гидромеханическая и физико-химическая сепарация включений в потоке базальтового расплава	96
Часть III	
ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОД ВУЛКАНАМИ	
Глава VII. Кристаллизация и дифференциация магм под вулканами и возможные масштабы ассимиляции ультрабазитов базальтовыми расплавами	100
§ 26. Скорость затвердевания магмы в коровых очагах и камерах	100
§ 27. Направленная кристаллизация — основной механизм дифференциации магматических расплавов в земной коре	101
§ 28. Термодинамические и физико-химические условия становления интрузивов при дифференциации магмы	103
§ 29. Кривые распределения компонентов в магматических телах и возможные предельные типы распределения компонентов в изверженных породах при затвердевании магм в коре Земли	105
§ 30. Вероятный характер дифференциации магмы в камере и типы строения коровых тел изверженных пород базитового состава под вулканами	108
§ 31. О возможных масштабах ассимиляции ультраосновных пород базальтовыми магмами	113
Глава VIII. О возможной петрогенетической роли фильтрующихся потоков высокотемпературных флюидов под вулканами	118
§ 32. Сопоставление состава и текстуры базитовых ксенолитов и пород из дифференцированных базитовых интрузивов	119
§ 33. Перекристаллизация и растворение базитовых пород потоками флюидов в зонах глубинных разломов	120
§ 34. Локальное плавление базитовых пород потоками флюидов в зонах глубинных разломов	130
§ 35. О возможных предельных масштабах плавления пород коры под вулканами при фильтрации летучих в зонах разломов	138
Глава IX. О возможном строении коры и верхней мантии в Курило-Камчатской провинции	157
§ 36. «Информативность» включений в базальтовых лавах	157
§ 37. Схема строения коры и верхней мантии в Курило-Камчатской провинции	16

§ 38. О природе «экзотических» базальтоидных лав Курило-Камчатской провинции	164
§ 39. Оценка времени пребывания включений в расплаве, вероятное минимальное количество «промежуточных» очагов магмы под вулканами	168
§ 40. О существующих разногласиях и дискуссионных моментах в трактовке природы базит-гипербазитовых включений Курило-Камчатской провинции	172
§ 41. Рудообразующие, термальные системы и вулканизм	176
Заключение	184
Список литературы	187

ИБ № 2249

Фарид Шакирович Кутыев,
Виктор Николаевич Шарапов

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОД ВУЛКАНАМИ

(в свете изучения
базит-гипербазитовых включений
в базальтах)

Редактор издательства *В. И. Макеев*
Переплет художника *К. В. Голикова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Т. М. Кушнер*

Сдано в набор 04.07.78. Подписано в печать 05.02.79. Т-05410
Формат 60×90^{1/16} Бумага № 1 Гарнитура литер.
Печать высокая. Печ. л. 12,5. Уч.-изд. л. 14,0.
Тираж 900 экз. Заказ 575/6898—1.
Цена 2 р. 20 к.

Издательство Недр, 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

Уважаемый товарищ!

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

Алтухов Е. Н.
ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

20 л., 3 р. 20 к.

В книге рассмотрены вопросы расчленения докембрийских структур Центральной Азии на зоны разновозрастной консолидации, в составе которых выделены разнообразные типы геосинклинальных и орогенных структур, а также образования платформенного чехла. Освещается соотношение фанерозойских структур, магматизма и металлогенической зональности со структурами докембрийского фундамента. Показано решающее значение докембрийского тектогенеза в становлении континентальной зоны складчатых областей Центральной Азии, формирования их геологической структуры и металлогенической зональности.

Книга представляет интерес для геологов широкого профиля, изучающих тектонику и металлогению Центральной Азии и сопредельных районов.

Гончаров М. А.
ИНВЕРСИЯ ПЛОТНОСТИ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

15 л., 2 р. 50 к.

В книге рассматриваются вопросы связи вертикальных и горизонтальных тектонических движений со складкообразованием и метаморфизмом на инверсионной стадии геосинклинального режима в свете гипотезы о метаморфогенных адвективных движениях. Показано, что в качестве физического аналога при моделировании метаморфогенной адвекции можно использовать тепловую конвекцию в тонкослойной жидкости, подогреваемой снизу. Структура слоистой толщи, возникающая в результате математического моделирования и экспериментов с эквивалентными материалами, сопоставляется с природной геосинклинальной складчатостью. Дается интерпретация геологического развития некоторых регионов на основе гипотезы адвективных движений. После адвективных напряжений и деформаций рассматривается как фактор рудообразования.

Книга рассчитана на геологов, изучающих тектонику и структурные особенности крупных регионов Земли.

Карогодин Ю. Н.
СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

20 л., 3 р. 20 к.

В книге, впервые в отечественной и зарубежной литературе, систематически, с учетом последних достижений теоретической геологии, рассматривается большой круг теоретических и прикладных вопросов цикличности осадконакопления. Важное место уделяется общеметодологическим вопросам, принципам и правилам выделения осадочных комплексов, отвечающих циклам в реальных геологических разрезах. Детально рассматриваются систематика циклов, их морфоструктурная классификация, вопросы взаимоотношения, номенклатуры циклов и терминологии. На основании опыта автора и опубликованных материалов описывается методика изучения цикличности. Показаны широкие возможности использования цикличности строения осадочных толщ для решения кардинальных вопросов региональной стратиграфии, тектоники и закономерностей размещения горючих полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением осадочных образований.

Шеймович В. С.
ИГНИМБРИТЫ КАМЧАТКИ

12 л., 60 к.

В книге освещены геолого-структурные позиции разновозрастных кайнозойских игнимбритов Камчатки. Рассмотрены место игнимбритовых извержений в развитии вулcano-тектонических структур, основные типы центров подобных извержений и объемы связанных с ними игнимбритовых покровов. Приведены петрографическая и петрохимическая характеристики игнимбритов, на основании которых делаются выводы о пирокластической природе образования этих пород, возможном механизме извержения, причинах спекания. Подчеркивается, что изучение игнимбритов имеет большое теоретическое и прикладное значение. Игнимбриты характеризуются как полезные ископаемые; указывается, что присутствие игнимбритов среди пород вулcano-плутонических ассоциаций является положительным фактором при оценке последних на металлические полезные ископаемые.

Книга рассчитана на геологов, петрографов и петрологов, изучающих вулcano-тектонические структуры и вулcano-плутонические ассоциации пород.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

2р.20к.

2924

2

НЕДРА