

А.А. Кадик А.П. Максимов Б.В. Иванов

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
И ГЕНЕЗИС АНДЕЗИТОВ



· Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

А.А. Кадик А.П. Максимов Б.В. Иванов

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
И ГЕНЕЗИС АНДЕЗИТОВ**

**(НА ПРИМЕРЕ
КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ)**

4692

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Л.В. ДМИТРИЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1986



А.А. Кадик, А.П. Максимов, Б.В. Иванов. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов (на примере Ключевской группы вулканов). М.: Наука, 1986.

В монографии на основании геохимических данных и экспериментальных исследований кристаллизации андезитов рассматриваются физико-химические условия эволюции андезитовых магм в вулканических очагах (давление, температура, окислительно-восстановительный режим, содержание H_2O , CO_2). На примере андезитов Ключевской группы вулканов (вулкан Безымянный) анализируются возможные пути образования андезитов, связанные с дифференциацией базальтовых магм, плавлением пород коры, перidotитов и эклогитов верхней мантии, оценивается возможная роль флюидов в образовании андезитов.

Табл. 23. Ил. 34. Библиогр. 267 назв.

Рецензенты:

Г.Е. БОГОЯВЛЕНСКАЯ, О.А. ЛУКАНИН

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса андезитов, несмотря на усилия большого числа исследователей, все еще остается одной из центральных проблем петрологии, принципиальной для понимания генезиса всей известково-щелочной серии [2; 11; 120; 160]. Актуальность андезитовой проблемы резко обозначилась с развитием положений глобальной тектоники в связи с четкой приуроченностью известково-щелочных пород к зонам предполагаемой субдукции океанической коры [266]. Сходство химических составов андезитов со средним составом земной коры, наряду с их широкой распространенностью, указывает на важность решения вопроса о генезисе андезитов также с точки зрения формирования континентальной коры [75; 87; 262].

Практически важные аспекты проблемы андезитов связаны с характерной для них катастрофичностью извержений типа направленных взрывов, а также приуроченностью к андезитам меднопорфировых и других рудных месторождений [170; 210].

Существует целый ряд гипотез образования андезитов: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовых магм с отделением магнетитовой или амфиболовой ассоциации; 2) частичное плавление нижних горизонтов коры; 3) частичное плавление в зонах субдукции океанической коры, метаморфизованной до амфиболитов или эклогитов; 4) частичное плавление мантии; 5) ассимиляция корового вещества базальтовой магмой. Ни один из перечисленных механизмов не может быть окончательно отвергнут, хотя в каждом существуют серьезные трудности.

Для андезитов Ключевской группы особую остроту приобретает выяснение таких путей образования, как плавление нижних частей коры или кристаллизационная дифференциация базальтовых магм. Первое обусловлено наличием питающего очага вулкана Безымянного в коре и обилием габброидных и амфиболитовых ксенолитов в андезитах Ключевской группы, второе — тесной ассоциацией андезитовых и базальтовых проявлений. Вопросами глубины образования магм Ключевских вулканов и степени участия коровых процессов в их генезисе занимались Б.И. Пийп, Г.С. Горшков, К.М. Тимербаева, В.А. Ермаков, Б.В. Иванов, Ю.П. Масуренков и другие вулканологи. Однако единая точка зрения о месте образования и об исходном веществе андезитовых магм Ключевской группы вулканов в настоящее время отсутствует.

Для решения проблемы образования андезитов могут быть исполь-

зованы различные подходы. В основу предлагаемой работы положены физико-химические аспекты андезитового вулканизма. Предпосылкой для такого подхода является то, что предложенные гипотезы образования андезитов, основанные на экспериментальных исследованиях, значительно различаются по физико-химическим параметрам формирования андезитовых расплавов. Так, один из определяющих факторов появления андезитовых расплавов — режим воды в областях магмообразования. Поэтому для решения андезитовой проблемы весьма важно выяснить, в какой физико-химической обстановке существуют природные андезитовые расплавы, как могут изменяться физико-химические условия андезитовых магм при их движении из областей образования к поверхности.

Данная работа направлена на исследование физико-химических условий кристаллизации андезитов: температур, давлений и концентраций воды в расплавах, зафиксированных в минеральном составе пород. Такой подход позволяет получить информацию о физико-химических параметрах, через которые прошли в своей эволюции андезитовые расплавы, и использовать ее в дальнейшем для оценки гипотез образования андезитов.

По-видимому, единый механизм генезиса андезитов имеет и региональные особенности, отвечающие вариациям геологического строения вулканических областей, — таким, как состав, строение и мощность земной коры, глубина сейсмофокальной зоны, состав верхней мантии, положение вулканических очагов и др. В связи с этим представляется целесообразным изучение конкретных районов андезитового вулканизма и отдельных андезитовых вулканов.

В качестве основного объекта исследований был выбран вулкан Безымянный, входящий в состав Ключевской группы вулканов на Камчатке. По своим особенностям вулкан Безымянный оказался очень удобным для решения поставленной задачи.

Это типично андезитовый вулкан, более основные и более кислые породы (андезитобазальты и дациты) проявлены ограниченно;

— породы, извергнутые вулканом в течение его существования, близки по химизму, но различаются минералогически; имеется подробная информация о смене парагенезисов вкрапленников как во время одного извержения, так и за длительный период деятельности вулкана;

— вулкан Безымянный соседствует с чрезвычайно активным типично базальтовым вулканом Ключевским; при такой близости, несмотря на резкую разницу в составах их магм, состав мантии и глубина зоны Бенюффа под этими вулканами должны быть аналогичны;

— в пределах Ключевской группы было проведено глубинное сейсмическое зондирование, которое обнаружило под вулканами Безымянным и Ключевским магматические очаги, расположенные на разных глубинах;

— с 1955 года вулкан постоянно проявляет активность, что позволило собрать детальный петрографический материал, свидетельствующий об изменении условий кристаллизации в ходе эруптивного процесса.

Информация о глубине вулканического очага и смене минеральных

парагенезисов во времени имеет первостепенное значение для построения физико-химической модели эволюции питающего очага.

С целью реконструкции физико-химических параметров кристаллизации андезитов нами было проделано экспериментальное исследование фазовых соотношений в системе андезит— H_2O .

На базе проведенных экспериментов и петрографических данных охарактеризованы температуры, давления, концентрации воды и режим кислорода при кристаллизации главных минералогических типов андезитов Ключевской группы. Полученная информация и геологические наблюдения позволили определить направление эволюции физико-химических параметров андезитовых магм в питающем очаге. Далее по результатам реконструкции условий кристаллизации был проведен теоретический анализ имеющихся гипотез образования андезитов. Анализ возможных путей образования андезитов потребовал также исследования изотопного состава свинца в андезитах вулкана Безымянного. Главным результатом проделанного анализа является вывод о формировании андезитовых магм Ключевской группы в ходе кристаллизации базальтовой магмы с отделением магнетитовой ассоциации.

В таком объеме подобные исследования андезитов Камчатки проведены впервые. Имевшиеся ранее в литературе сведения о физико-химических условиях кристаллизации андезитов Камчатки немногочисленны и относятся главным образом к безамфиболовым андезитам. Условия кристаллизации роговообманковых разностей изучены слабо. Данные о температурах, давлениях, концентрациях воды и других летучих при кристаллизации серий, сложенных генетически родственными, но разными по минералогии андезитами, в литературе отсутствуют. Соответственно не анализировались и причины, приводящие к различиям в минеральном облике андезитов, не ясны были и генетические взаимоотношения минералогических типов андезитов между собой. Последнее обстоятельство весьма важно для оценки путей формирования андезитовых магм. Всесторонний физико-химический анализ гипотез образования андезитов в достаточной степени не проводился.

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность члену-корреспонденту АН СССР Н.И. Хитарову и члену-корреспонденту АН СССР С.А. Федотову за внимание и поддержку в работе. Большую помощь при проведении исследований и обсуждении результатов оказали сотрудники ГЕОХИ АН СССР и других институтов: Е.Б. Лебедев, О.А. Луканин, Е.В. Бибилова, О.Б. Селянгин, С.Н. Шилобреева, Э.Е. Коровушкина, А.М. Дорфман, Г.О. Саргсян, И.А. Солдатов, А.А. Борисов, Т.И. Кирилова, которым авторы выражают глубокую благодарность.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

МИНЕРАЛЫ И ФАЗЫ

Ab	— альбит	Ky	— кианит
Amph	— амфибол	Mt	— магнетит
An	— анортит	Ol	— оливин
Ap	— апатит	OPx	— ортопироксен
Aug	— авгит	Or	— ортоклаз
Bi	— биотит	Pl	— плагиоклаз
CPx	— клинопироксен	Px	— пироксен
En	— энстатит	Q	— кварц
Fo	— форстерит	Rut	— рутил
Fs	— ферросилит	Sp	— шпинель
Ga	— гранат	Trid	— тридимит
Gl	— стекло	V	— газ
Hb	— роговая обманка	L	— расплав
Ilm	— ильменит	Wo	— волластонит

БУФЕРЫ O₂

QFM	— кварц-фаялит-магнетит
NNO	— никель-бунзенит
NM	— гематит-магнетит

ПАРАМЕТРЫ

P — общее давление; H — глубина; T — температура; P_i — парциальное давление компонента i ; x_i^m и x_i^v , a_i^m и a_i^v , f_i^m и f_i^v — мольная доля, активность и летучесть компонента i в расплаве (m) и газовой фазе (v) соответственно; $f_{O_2}^{NNO}$ и $f_{O_2}^{CO_2}$ — летучесть кислорода, соответствующая буферу NNO и чистьму CO₂ соответственно; $f_{H_2O}^0$ — летучесть чистой H₂O при данных P и T ; $f_i^{буф}$ — летучесть компонента i в буферной смеси; FeO* — общее содержание железа (масс. %), выраженного в виде FeO.

Глава I

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В этой главе дается общая характеристика химического и минералогического состава андезитов вулкана Безымянного и других андезитовых образований Ключевской группы вулканов, рассматриваются геофизические и геологические данные о положении магматического очага, питающего вулкан Безымянный, а также информация, которая определяет основные черты геологической обстановки проявления андезитового вулканизма Ключевской группы и используется в дальнейшем для построения физико-химической модели явления¹.

Андезиты — одни из наиболее характерных типов вулканических пород островных дуг и активных окраин континентов, т.е. активных зон перехода океан—континент, называемых также орогенными областями или подвижными поясами. Породам орогенных областей присущи многие важные общие черты, позволяющие говорить о специфичности петрогенезиса в этих областях по сравнению с внутриокеаническими и внутриконтинентальными районами. Своеобразие условий магмообразования орогенных областей отражает их своеобразное тектоническое положение, выраженное в приуроченности к линейным зонам концентрации эпицентров глубокофокусных землетрясений (зонам Беньоффа), которые в свете концепции тектоники плит интерпретируются как зоны погружения (поддвигания) океанических литосферных плит под континентальные. Такого рода границы литосферных плит получили название конвергентных границ.

Классификация андезитов. Под андезитами в этой работе мы понимаем вулканические породы с содержанием SiO_2 от 57 до 63%, в отличие от зарубежных классификаций, объединяющих андезиты и андезитобазальты [67; 160]. Андезиты островных дуг и активных континентальных окраин Д. Джилл объединил в группу орогенных андезитов в отличие от неорогенных средних вулканических пород внутриокеанических и внутриконтинентальных областей (исландитов, трахитов и др.) [160]. Согласно критериям, предложенным Д. Джиллом, для орогенных андезитов должны выполняться условия: $\text{K}_2\text{O} < (0,145 \cdot \text{SiO}_2 - 5,135)$ и $\text{TiO}_2 < 1,75$, где K_2O , SiO_2 и TiO_2 — содержания соответствующих окислов в породе в массовых процентах.

¹Здесь не приводятся подробные данные по составам минералов андезитов, имеющие важное петрологическое значение, но не используемые в настоящей работе при физико-химических реконструкциях. Эти данные, так же как и детальный очерк геологического строения и истории вулканической деятельности вулкана Безымянного, являются предметом последующей работы, предпринятой коллективом сотрудников Института вулканологии ДВНЦ АН СССР.

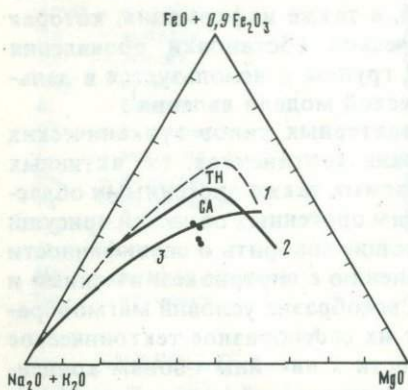


Рис. 1. Классификация серий орогенных вулканических пород по А. Пеккерилло и С. Тэйлору [230]

Серии пород: I — толеитовая; II — известково-щелочная; III — высококальцевая известково-щелочная; IV — шашонитовая. Поля пород: 1, 2 — низкокальцевые базальт и андезитобазальт соответственно; 3 — высококальцевый андезитобазальт. Кружки на этом рисунке и рис. 2 и 3 отвечают положению андезитов вулкана Безымянного (составы взяты из табл. 1)

Рис. 2. Характер эволюции серий на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ (AFM)

1 — линия эволюции пород вулкана Тингмюлли (Исландия), включающих неорогенные андезиты; 2 — линия, отделяющая островодужные толеитовые (ТН) от известково-щелочных (СА) серий по Ирвайну и Барагару [Irvine, Baragar, 1971, см. 160]; 3 — типичный тренд эволюции известково-щелочных серий [254]



Составляя в целом единую группу пород, орогенные андезиты в то же время достаточно разнообразны по химическому составу, минералогическим и петрографическим характеристикам. В связи с многообразием орогенных андезитов встает вопрос их классификации. Поэтому, прежде чем перейти к описанию геолого-петрографических особенностей андезитового вулканизма Ключевской группы вулканов, необходимо коротко остановиться на классификации орогенных андезитов.

Для разделения пород орогенных областей в целом, и андезитов в частности, предлагались различные классификации, в основе которых лежат как химические, так и петрографо-минералогические характеристики. Основные из них были рассмотрены Д. Джилл и [160]. Широкое распространение получили классификации, основанные на петрохимических характеристиках, которые наиболее важны с петрологической точки зрения и наиболее удобны для использования.

Существующие петрохимические классификации серий орогенных вулканических пород обычно основаны либо на уровне содержания щелочей, в первую очередь K_2O при данном содержании SiO_2 (рис. 1, 3, а), либо на характере увеличения отношения FeO^*/MgO по мере увеличения

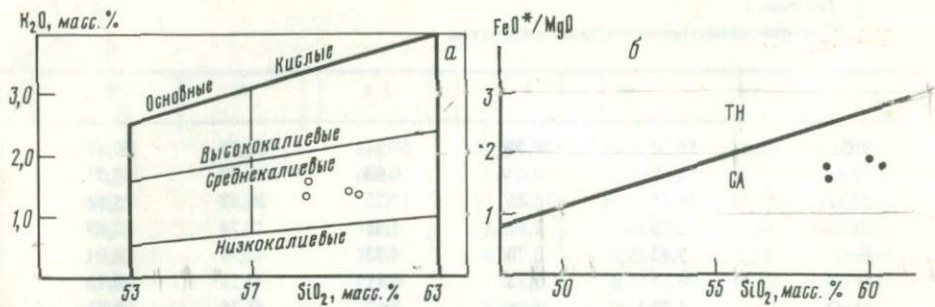


Рис. 3. Номенклатура орогенных андезитов по Д. Джиллу [160]
 а — границы орогенных андезитов в координатах K_2O-SiO_2 ; б — положение известково-щелочных (СА) орогенных пород по отношению к толеитовым (ТН) в координатах $FeO^*/MgO-SiO_2$

кислотности пород (рис. 2, 3, б) [160; 165; 230]. По первому критерию выделяются низкокальциевые, среднекальциевые и высококальциевые породы (серии пород). По характеру изменения железомagneзиевого отношения андезиты могут быть отнесены к островодужной толеитовой или известково-щелочной сериям пород. На диаграмме $(K_2O + Na_2O) - FeO^* - MgO$ (AFM) тренд изменения составов известково-щелочных пород при переходе от основных к кислым разностям показывает существенно менее выраженное обогащение железом относительно магния при общем снижении их концентраций и накоплении щелочей в отличие от тренда пород толеитовой серии (заметное обогащение железом на ранних стадиях фракционирования) (см. рис. 2). При этом многие классификации базируются на подмеченной П. Якешем и Д. Джиллом закономерности увеличения содержания K_2O при переходе от толеитовых к известково-щелочным сериям [185]. Примером такой классификации является K_2O-SiO_2 — диаграмма А. Пеккерилло и С. Тэйлора [230] (см. рис. 1). Однако указанная закономерность соблюдается далеко не всегда, так как существуют орогенные вулканы с различными сочетаниями уровня содержания K_2O и величинами FeO^*/MgO .

На наш взгляд достаточно четкой и обоснованной является классификация Д. Джилла [160], которой мы и придерживаемся в данной работе. Им был использован более гибкий подход, основанный на одновременном применении двух характеристик: содержание K_2O и величина отношения FeO^*/MgO при данном содержании SiO_2 (см. рис. 3). При таком подходе в названии породы отражается ее принадлежность к известково-щелочной или толеитовой серии с определенным содержанием калия (от низко- до высококальциевой). Как заметил Д. Джилл, для разделения толеитовых и известково-щелочных серий вместо AFM-диаграммы удобнее пользоваться более простой диаграммой $FeO^*/MgO-SiO_2$, предложенной Миясиро (1974 г.) (см. рис. 3, б), которая позволяет классифицировать отдельные породы или серии пород с узким интервалом составов (последнее имеет непосредственное отношение к породам вулкана Безымянного, см. ниже). Это тем более правомерно ввиду того, что границы между сериями довольно условны, так как между ними наблюдаются все

Таблица 1
Средние химические составы андезитов

	1	2	3	4	5
SiO ₂	58,60	58,52	58,71	60,16	60,44
TiO ₂	0,69	0,67	0,63	0,79	0,71
Al ₂ O ₃	16,85	16,82	17,25	16,42	15,94
Fe ₂ O ₃	2,75	2,61	1,98	3,24	2,69
FeO	3,43	3,70	4,33	3,50	4,01
MnO	0,13	0,13	0,11	0,13	0,13
MgO	3,22	3,04	3,87	3,34	3,51
CaO	6,59	6,80	7,37	6,78	6,35
Na ₂ O	3,88	3,77	3,49	3,37	3,37
K ₂ O	1,57	1,47	1,31	1,40	1,35
P ₂ O ₅	0,25	0,28	—	0,32	0,29
H ₂ O ⁺	—	—	0,30	0,06	0,31
H ₂ O ⁻	—	—	0,47	0,22	0,42
Сумма	97,96	97,81	99,82	99,73	99,72
FeO*/MgO	1,83	1,99	1,58	1,92	1,83
M	0,49	0,47	0,53	0,48	0,49
N	131	22	6	5	5

Примечание. $M = Mg/(Mg + Fe_{обн})$ — атомное отношение; N — количество анализов; 1 — андезиты Центральной Камчатской депрессии; 2 — андезит вулкана Безымянного (анализы 1 и 2 взяты из работы [39]); 3 — двупироксеновый андезит; 4 — роговообманково-пироксеновый андезит; 5 — роговообманковый андезит; 6 — двупироксеновый андезит, использованный в эксперименте (3—6 — вулкан Безымянный, [38]); 7 — известковый андезит островных дуг; 8 — известково-

переходные разности, и серии нередко перекрываются. На большом статистическом материале Д. Джилл показал, что в рамках его классификации наиболее типичны среди орогенных андезитов среднекалиевые известково-щелочные андезиты. Средние составы андезитов по данным разных исследователей приведены в табл. 1.

Андезиты Ключевской группы вулканов — это типичные среднекалиевые известково-щелочные орогенные андезиты по Джиллу (см. рис. 3). Их средние составы (см. табл. 1) близки средним составам андезитов по данным других исследователей и относятся к тому же петрохимическому типу. Характерной особенностью известково-щелочных андезитов является их высокоглиноземистый характер, что присуще и андезитам Ключевской группы.

Таким образом, изученные в этой работе андезиты имеют химический состав, характерный для известково-щелочных орогенных андезитов подвижных поясов окраины Тихого океана, что позволяет говорить об общности механизма их генезиса. В то же время каждая магматическая провинция островных дуг или континентальных окраин обладает своими только ей присущими геологическими и геохимическими характеристиками [120; 160; 122]. Так, выделены отличия пород островных дуг от подобных пород окраин континентов [56; 185; 186]. Наблюдается закономерное увеличение щелочности пород вкрест островных дуг от океана к континенту [122; 185]. Эти и многие

6	7	8	9	10	11	12
58,77	56,68	58,65	58,17	59,61	59,49	57,60
0,51	0,81	0,79	0,80	0,92	0,86	0,77
19,22	17,29	17,43	17,26	17,12	17,15	17,30
1,36	2,97	3,21	3,07	2,46	2,94	3,10
3,27	3,96	3,48	4,17	3,85	2,86	4,30
0,08	0,12	0,10	—	0,11	0,10	0,15
2,57	3,14	3,28	3,23	3,11	3,12	3,60
7,56	7,13	6,26	6,93	6,15	6,01	7,20
4,10	3,24	3,82	3,21	3,97	4,00	3,20
1,58	1,27	1,99	1,61	1,63	1,89	1,50
0,18	0,17	0,18	0,20	0,27	0,26	0,21
—	1,20	1,06	—	0,72	1,00	1,00
0,55	—	—	1,24	0,12	0,09	—
99,75	99,98	100,25	99,89	100,04	99,77	99,93
1,75	2,11	1,94	2,15	1,95	1,76	1,97
0,51	0,46	0,48	0,45	0,48	0,50	0,53
—	89	29	1775	40	24	2500

щелочной андезит окраин континентов (7,8 — [56]); 9 — кайнозойский андезит [136]; 10 — средний пироксеновый андезит; 11 — средний роговообманковый андезит (10—11 — западноамериканская континентальная окраина [150]); 12 — орогенный андезит (включая андезитобазальты с 53—57% SiO₂) [160].

другие геохимические, а также геологические наблюдения указывают на существование региональных особенностей в общем глобальном механизме петрогенеза андезитов.

Рассматриваемыми в данной работе среднекалиевыми известково-щелочными орогенными андезитами не ограничивается достаточно разнообразное семейство андезитов Камчатки. Так, в пределах Ключевской группы вулканов на вулкане Плоский имеются своеобразные высококалиевые толеитовые андезиты. В разрезе вулканитов Кроноцкого полуострова присутствуют отдельные потоки андезитов, которые отвечают приведенным выше критериям орогенных андезитов и могут быть отнесены к низкокалиевым толеитовым ферроандезитам ввиду повышенного содержания суммы окислов железа ($FeO^* \approx 10$ вес. %) и пониженного содержания Al_2O_3 (около 15 вес. %) [102]. В целом андезиты, близкие по химизму, но относящиеся уже к среднекалиевой толеитовой серии, представлены в постройке вулкана Малый Семячик [82]. Этот перечень может быть продолжен, но и из сказанного ясно, что, несмотря на типичность изученных андезитов Ключевской группы вулканов, выводы, полученные в работе, не могут быть непосредственно приложены ко всем андезитам Камчатки и других регионов активных окраин Тихого океана и с некоторыми ограничениями, вероятно, могут характеризовать условия образования и эволюции среднекалиевых известково-щелочных андезитов.

Особое место среди андезитов зоны перехода океан—континент занимает недавно установленная группа высокомагнезиальных андезитов и бонинитов. По содержанию SiO_2 , K_2O , TiO_2 и отношению FeO^*/MgO эти породы отвечают низко- и среднекальцевым известково-щелочным орогенным андезитам, однако резко отличаются от последних высокими содержаниями MgO ($>8\%$) и низкими Al_2O_3 ($<14\%$) [11; 193; 200; 248]. Эти породы представляют особую, достаточно редкую группу орогенных андезитов. Специфичность химического и минерального составов высокомагнезиальных андезитов и бонинитов указывает на отличие их генезиса от генезиса обычных известково-щелочных андезитов. Подобные породы пока не встречены в пределах Курило-Камчатской дуги и поэтому не рассмотрены в данной работе. Соответственно, полученные в работе выводы не относятся к этой группе пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Камчатка, расположенная на северо-западной окраине Тихого океана, представляет собой часть Курило-Камчатской островной дуги. Ключевская группа вулканов находится в восточной части Центральной Камчатской депрессии — одной из четырех структурных зон проявления четвертичного и современного вулканизма Камчатки.

Ключевская группа объединяет 13 крупных вулканов и большое количество мелких моногенных вулканических аппаратов. Среди крупных вулканов три действующих: Ключевской, Плоский Толбачик и Безымянный. Первые два извергают основные лавы, третий — андезитовые.

Пространственное распределение и положение зон питания андезитового вулканизма. Согласно геофизическим и геологическим данным, земная кора в районе Ключевской группы вулканов относится к континентальному типу и имеет мощность около 26—28 км [4; 89]. Поверхность Мохо в виде единой границы не выражена [5; 89]. Сложный характер распределения сейсмических скоростей в основании коры, по-видимому, указывает на интенсивное взаимодействие вещества нижней коры и верхней мантии и образование многочисленных магматических инъекций в пределах переходной зоны кора—мантия мощностью ~10 км [4]. По геологическим и геофизическим данным в пределах земной коры под нижнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями выделяются гранитный и базальтовый слои, представляющие собой, по-видимому, сложно перемещающиеся линзы и слои габбро, амфиболитов и амфиболитовых сланцев, возникших в результате метаморфизма палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [37; 90]. Таким образом, фундамент этой части Камчатки имеет, вероятно, существенно мафический, базитовый состав [37; 112].

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), проведенное в районе Ключевской группы, выявило под вулканами Безымянным и Ключев-

ским, извергающими резко различные по составу вулканические продукты, аномальные сейсмические зоны, отождествляемые с магматическими очагами [4; 89]. Зона питания базальтового Ключевского вулкана располагается на глубинах 50—70 км, т.е. в мантии [21]. Кроме того, под Ключевской сопкой на глубинах 20—40 км прослеживается аномальная зона с поперечником 2 км, вероятно служащая каналом поступления ("магмоводом") базальтовой магмы из мантийного очага. Под андезитовым вулканом Безымянным, находящимся в непосредственной близости от Ключевского, зона питания с поперечным размером 10×16 км расположена на глубинах 10—20 км, т.е. в пределах коры. По данным ГСЗ можно предполагать наличие связи корового очага вулкана Безымянного с магмоводом Ключевского вулкана [5; 89].

В районе Ключевской группы вулканов поверхность сейсмофокальной зоны располагается в интервале глубин 120—140 км, а расстояние от оси глубоководного желоба составляет 200—250 км [26; 39].

Таким образом, в районе Ключевской группы можно выделить три этажа тектоно-магматической активности: первый, наиболее глубинный (120—140 км), — область предполагаемой субдукции океанической плиты; второй — область магматической активности в мантии (50—70 км); третий — зона магматической активности в коре (10—20 км). Связи между этими основными уровнями и глубинами зарождения андезитовых магм неясны.

Вулканические породы Ключевской группы представлены главным образом базальтами, андезито-базальтами, андезитами и в меньшей степени дацитами. Среди базальтов имеются две резко различные по химизму и минералогии группы: магнезиальные и субщелочные высокоглиноземистые. Андезито-базальты по своим химическим и минералогическим характеристикам занимают промежуточное положение между высокоглиноземистыми базальтами и двупироксеновыми андезитами. Дациты минералогически близки роговообманковым андезитам и тесно ассоциируют с ними в пространстве и во времени. Андезиты достаточно широко распространены в районе Ключевской группы вулканов. Проявляясь в том или ином масштабе, они залегают как в четвертичном фундаменте вулканов, так и почти во всех вулканических постройках или в виде отдельных горизонтов в толще базальтовых и андезито-базальтовых лав, или в виде чисто андезитовых достаточно мощных лавовых, пирокластических и экструзивных комплексов, нередко сопровождающихся дацитами. Андезиты Ключевской группы принадлежат к двум выделенным здесь сериям пород: базальт—андезито-базальтовой и базальт—андезито-дацитовый [31; 37; 39]. Обе серии контролируются определенным структурным положением. Породы первой серии слагают крупные существенно базальтовые вулканы (Ключевской, Ближний и Дальний Плоские, Камень, Острый и Плоский Толбачики, зону ареального вулканизма), положение которых контролируется сквозькоровыми разломами северо-восточного простирания. Проявления андезитов здесь редки и, составляют менее 10% от общего объема пород [39]. Часто они относятся к завершающим стадиям деятельности базальтовых вулканов и пред-

ставлены экструзиями роговообманковых андезитов. В базальт—андезито-дацитовый серии доля андезитов составляет более 50% всего объема пород [39]. Здесь отдельные вулканические постройки почти целиком состоят из андезитов, как, например, вулкан Безымянный. Вулканы, сложенные породами этой серии (Безымянный, группа Зиминых вулканов, Большая Удина), расположены на разломах корового заложения западного и северо-западного простираний [37]. Составы андезитов обеих серий близки, однако при детальном петрохимическом анализе обнаруживаются некоторые различия между ними, отражающие, по мнению некоторых исследователей, особенности генезиса [37]. В целом обе серии объединяются в общую для Камчатки базальт—андезитовую формацию, в которой андезиты тесно ассоциируют с более основными породами.

Объектом изучения данной работы являются андезиты, относящиеся к базальт—андезито-дацитовый серии.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ АНДЕЗИТОВ

В ключевской группе по ассоциациям вкрапленников выделяются три основных минералогических типа андезитов: двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые и роговообманковые [24; 85]. Количественные соотношения вкрапленников в ключевских андезитах и средние для андезитов Тихоокеанского кольца приведены в табл. 2. Во всех типах пород среди фенокристаллов присутствует плагиоклаз, резко преобладающий по количеству над другими минералами. В двупироксеновых андезитах также присутствуют моноклинный (авгит) и ромбический (гиперстен) пироксены и магнетит. В роговообманково-пироксеновых андезитах к ним добавляется в небольших количествах ($\leq 1\%$) амфибол (роговая обманка). Роговообманковые андезиты содержат значительные количества роговой обманки (до 14%, табл. 2), которая обычно преобладает над пироксенами. Вместе с тем в роговообманковых андезитах может отсутствовать один или оба пироксена, хотя более развит ОРх. Кроме указанных минералов, в разных типах андезитов спорадически встречаются мелкие зерна ОI, окруженные каймой гиперстена [24].

Кроме трех основных типов андезитов, имеются разновидности как по набору вкрапленников (в роговообманковых андезитах) и микролитов, так и по количественным и структурным соотношениям между ними. Ассоциации минералов-вкрапленников и микролитов представлены в табл. 3.

Генерации плагиоклаза в ключевских андезитах. В изученных андезитах Ключевской группы повсеместно выделяются две основных генерации вкрапленников P1 (рис. 4, 5). Первая генерация (P1-1) представлена сложнзональными интрателлурическими выделениями, обычно содержащими многочисленные включения стекла (см. рис. 5). Нередко это крупные, таблитчатой формы (до 1—2 мм) кристаллы с неправильными границами, со следами коррозии и включениями стекла по границам между зонами. Наиболее основные зоны (обычно это ядро) достигают состава Al_{70} [24; 38]. Ко второй генерации (P1-2)

Таблица 2

Количественно-минералогический состав андезитов

Район	Количественно-минералогический состав, об. %							ΣPх	P1 Σ(Pх±Amph)
	P1	CPх	OPх	Amph	Mt	Gl	осн. масса		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Двупироксеновые андезиты									
Вулкан Безымянный									
Вулканическая постройка	24,0	2,5	3,0	—	1,0	Ед. зерна	69,5	5,5	4,36
Лавовые потоки южных склонов	30,0	3,2	3,4	—	1,0	"	62,4	6,6	4,55
Купол Плотина 1	18,4	4,0	2,0	—	0,5	"	75,5	6,0	3,00
Вулкан Большая Удина	22,0	2,9	3,2	—	1,4	"	70,5	6,1	3,6
Островные дуги Тихого океана*	16,1	2,94	2,6	—	1,05	0,18	77,1	5,54	2,91
Западная окраина Северной и Южной Америки*	18,1	2,52	3,42	—	0,94	0,43	74,6	5,94	3,05
Роговообманково-пироксеновые андезиты									
Вулкан Безымянный									
Вулканическая постройка	31,0	2,0	5,0	1,0	—	Ед. зерна	61,0	7,0	3,88
Лавовые потоки	30,0	2,0	4,0	0,5	1,0	"	62,5	6,0	4,62
Куполы Двуглавый, Ступенчатый бастион	12,0	2,0	4,0	1,0	2,0	"	79,0	6,0	1,71
Вулкан Большая Удина									
Верхний комплекс	28,6	1,8	5,4	0,4	1,6	—	62,2	7,2	3,8
Нижний комплекс	28,5	2,0	4,6	0,8	1,4	—	62,7	6,6	3,9
Роговообманковые андезиты									
Вулкан Безымянный									
Вулканическая постройка	36,0	1,5	3,0	8,0	1,0	Ед. зерна	50,5	4,5	2,9
Пирокластический поток	36,0	1,0	4,0	1,0	0,7	"	57,5	5,0	6,0
Купол Лохматый	16,0	—	—	7,0	1,0	"	76,5	—	2,3
Купол Побочный	33,0	—	—	3,0	2,0	"	62,0	—	11
Купол Плотина 2; 3; 4	12—18	4,0	—	8,0	2,0	"	68—74	4,0	1—1,5
Купол Экспедиции	24,0	0,5	0,5	14,0	2,0	"	59,0	1,0	1,6

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Вулканы Большая и Малая Удины									
Большая Удина, верхний комплекс	25,3	1,1	2,4	4,0	1,6	—	65,6	3,5	3,4
То же, купола	30,8	—	3,3	5,9	2,2	—	57,8	3,3	3,3
Малая Удина, купола	29,0	—	—	3,1	2,1	—	65,8	—	9,4
То же, дайки	33,2	—	0,8	2,0	1,5	—	62,5	0,8	11,9
Большая Удина пемзы (63,5% SiO ₂)	6,8	0,2	1,6	2,6	—	—	88,8	1,8	—
То же, нижний комплекс	15,7	—	0,9	6,8	1,4	—	75,2	—	—
Островные дуги Тихого океана**	19,5	2,58	1,33	4,13	1,57	0,75	69,2	3,91	2,01
Западная окраина	16,6	4,25	2,50	2,83	1,44	0,38	72,0	6,75	1,67

Примечание. *Породы с содержанием SiO₂ = 56—63%, без Amph и Вi; **Породы с содержанием SiO₂ = 56—63%, имеющие Amph и(или) Вi или псевдоморфозы по этим фазам. Источники данных: вулкан Безымянный [38]; вулканы Большая и Малая Удины [85]; средние для островных дуг Тихого океана и Карибского моря и западной окраины Северной и Южной Америки [150].

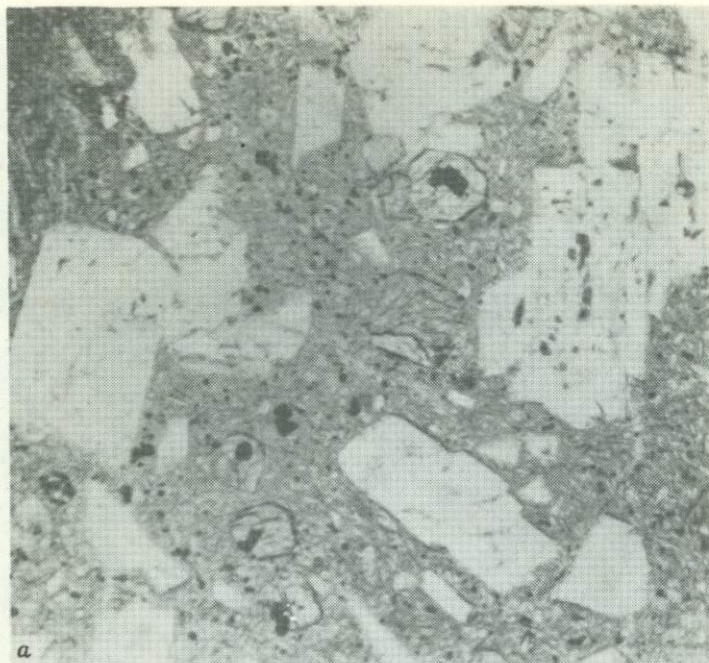
Таблица 3

Минералогические типы андезитов Ключевой группы вулканов

Разновидности андезитов	Минеральный состав вкрапленников	Минеральный состав основной массы	Порядок кристаллизации вкрапленников силикатных минералов	Фации
Двупироксеновые	Pl + CPx + OPx + Mt	Pl + OPx + CPx + Mt + Gl	Pl — CPx — OPx	Лавовые потоки, редко экструзии
Роговообманково-пироксеновые	Pl + CPx + OPx Amph (следы) + Mt	Pl + OPx + CPx + Mt + Gl	Pl — CPx — OPx — Amph	Лавовые потоки, пепловые толщи, экструзии
Роговообманковые	Pl + Amph + OPx + CPx + Mt. Pl + Amph + OPx + Mt Pl + Amph + Mt	Pl + CPx + Amph + Mt + Gl	Pl — CPx — OPx — Amph Pl — CPx — Amph — OPx Pl — OPx — Amph Pl — Amph	Экструзии, меньше пирокластические потоки и отложения направленного взрыва

Примечание. Таблица составлена на основании собственных исследований и литературных данных [24; 38; 85].

4692



a



б

Рис. 4. Типичная структура двупироксенового андезита. Вулкан Большой, лавовый поток

a — николи ||, б — николи x, увел. 80

2. Зак. 639



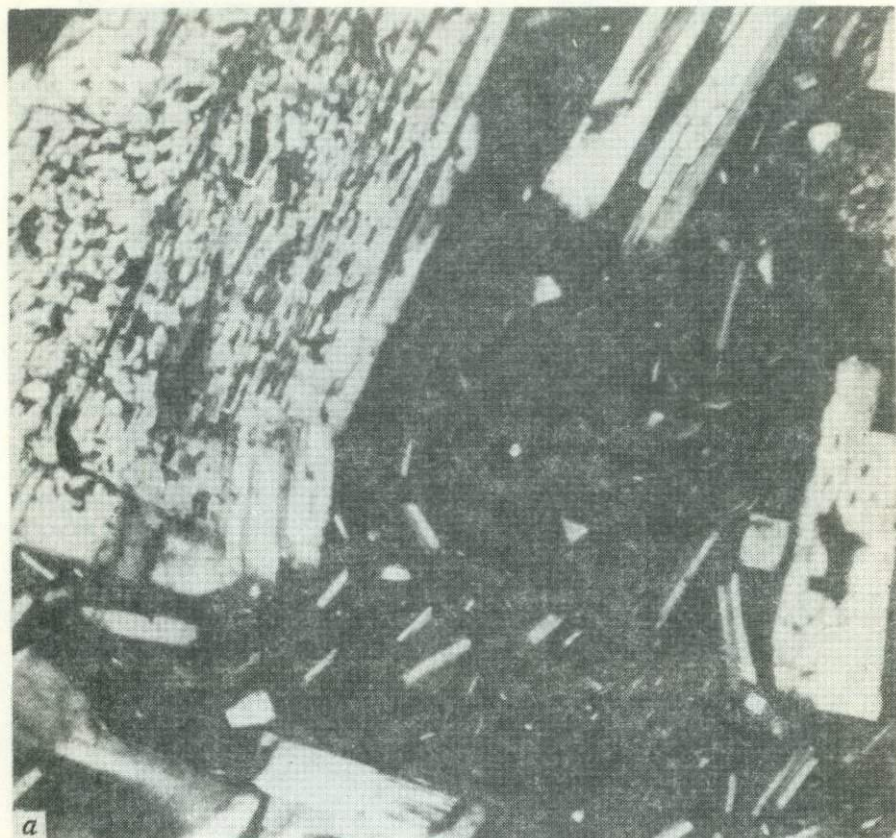
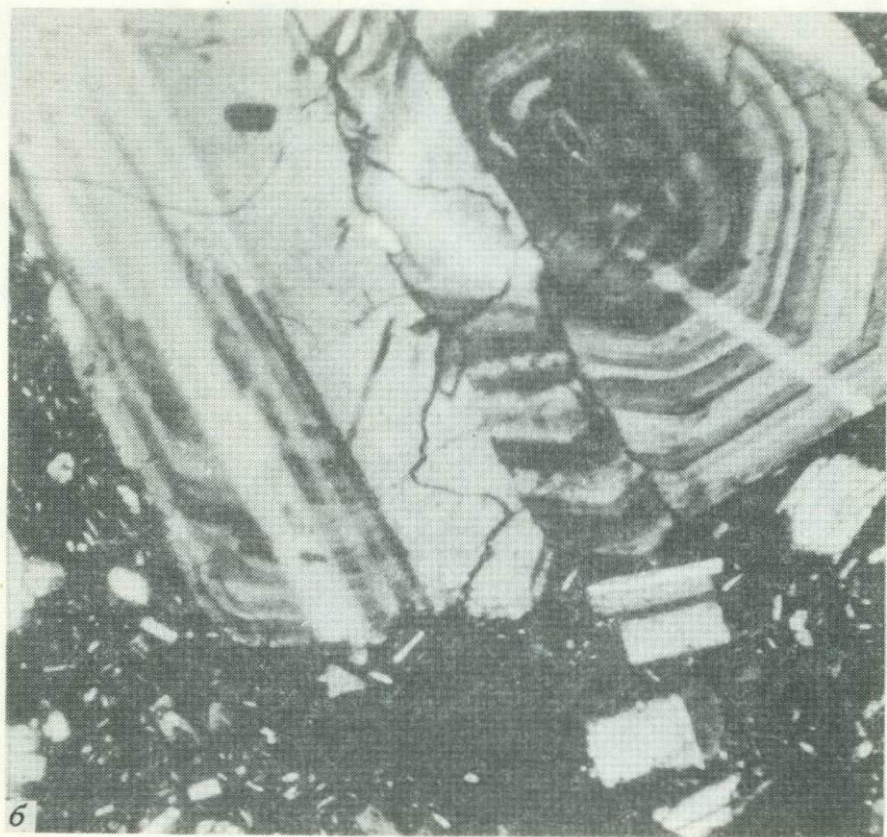


Рис. 5. Генерации плагиоклаза в андезитах вулкана Безымянного: вкрапленники 1 и 2 генераций, субфенокристаллы и микролиты (николи х, увел. 80)

а — двупироксеновый андезит; *б* — роговообманково-пироксеновый андезит

относятся более мелкие слабозональные кристаллы лейстовидной формы, в которых отсутствуют следы коррозии и редки включения стекла. Кроме того, в андезитах выделяется генерация субфенокристаллов P1, по составу, размерам и морфологии представляющих переходную форму от P1-2 к микролитам. Микролиты P1 присутствуют во всех андезитах и преобладают среди минералов основной массы. Среднее содержание P1 в андезитах Ключевской группы составляет 24% (при интервале 14—38%) [18]. Зональные вкрапленники P1 в андезитах Камчатки встречаются в 85% случаев, но коррозионные границы между зонами наблюдаются в 23% от общего количества зональных вкрапленников [18].

Составы плагиоклаза в андезитах Ключевской группы заключены в интервале 45—70% An при средних в интервале 50—60% An [24, табл. 7; 85, табл. 14; 38]. Наиболее основные — внутренние зоны P1-1, наиболее кислые — микролиты и края вкрапленников. Данные [18] указывают, что P1-1 имеет средний состав 66% An, а P1-2 вместе с



субфенокристаллами — 49% Ap . Первая величина близка к среднему составу $P1$ в базальтах и андезитобазальтах Ключевской группы [18].

Наличие двух генераций вкрапленников $P1$ характерно для андезитов и других вулканических зон Камчатки [2; 18; 61] и мира [160].

Порядок кристаллизации вкрапленников для силикатных минералов приведен в табл. 3. Плагноклаз — первая кристаллизующаяся фаза во всех типах андезитов. Он выделяется заметно раньше пироксенов и магнетита. Это следует из отсутствия включений этих минералов в интрателлурических вкрапленниках $P1$ первой генерации, наличия вростков $P1$ в темноцветных минералах, а также из указанных морфологических особенностей $P1-1$, свидетельствующих о длительной истории его кристаллизации.

Начало кристаллизации OPx и CPx в дупироксеновых андезитах близко по времени, но, по данным [85, рис. 27 и 28; 38], авгит выделился несколько ранее гиперстена. В роговообманковых андезитах кристаллизация Hb началась позже начала кристаллизации $P1$ (рис. 6). Соотношения между пироксенами и роговой обманкой варьируют (см. табл. 3). С увеличением роли роговой обманки количество пироксенов в породе, особенно CPx , снижается, нередко до полного исчезновения (см.

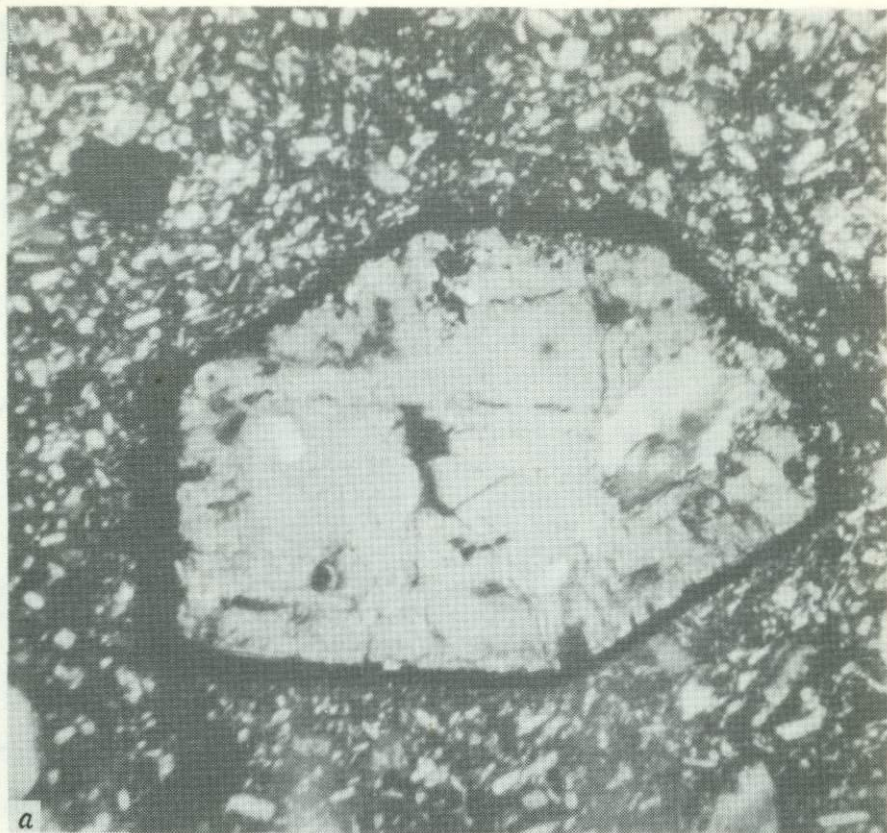
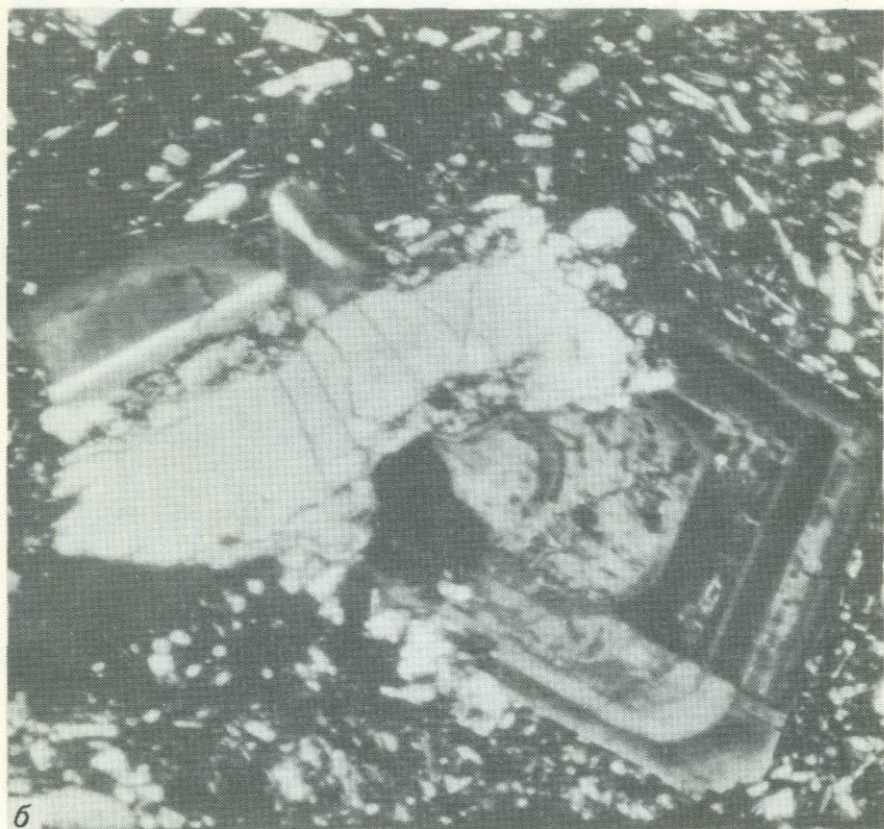


Рис. 6. Взаимоотношения вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки в роговообманковых андезитах вулкана Безымянного (николи х, увел. 80)

a — включения плагиоклаза в зерне роговой обманки; *б* — "срезание" роговой обманкой плагиоклаза первой генерации

табл. 2); это позволяет предполагать наличие реакционных соотношений между этими фазами. В роговообманковых андезитах вулкана Безымянного и Удинских вулканов [85, с. 125] наблюдаются примеры реакционного обрастания роговой обманкой авгита или гиперстена.

Особое значение имеет определение места магнетита в порядке кристаллизации вкрапленников в связи с принципиальной ролью этой фазы в генезисе андезитов. Магнетит в количестве 0,5—2% почти повсеместно присутствует среди вкрапленников во всех типах ключевских андезитов. Исключения редки и приурочены лишь к некоторым андезитам с роговой обманкой (см. табл. 2). Наряду с отдельными зернами, фенокристы Мт часто представлены включениями во вкрапленниках пироксенов и сростками с ними (см. рис. 4 и 7). Магнетит также присутствует среди гомеогенных включений в андезитах, представляющих гломеропорфировые сростки тех же минералов, которые образуют вкрапленники данной породы. В то же время Мт отсутствует в Pl-1. Эти факты свидетельствуют о более поздней кристаллизации Мт от-



б

носителю Pl-1 и о близкотектических соотношениях Mt и пироксенов при возможно более раннем выделении Mt.

Реакционные соотношения минералов в андезитах имеют важное значение для выяснения характера физико-химической эволюции магм. В андезитах Ключевской группы вулканов наблюдаются следующие явления.

1. Коррозионные границы и следы оплавления отдельных крупных зон плагиоклазов первой генерации, обильные включения стекла внутри или по границам зон.

2. Коррозия редких мелких зерен Ol и обрастание их каймой гиперстена или магнетита [24, с. 102, 105; 85, с. 73, 74].

3. Реакционное замещение зерен OPx или CPx роговой обманкой.

4. Два типа реакции разрушения роговой обманки: опацификация с образованием каймы, переполненной мелкими выделениями Mt, и гранулярная диссоциация на агрегаты зерен плагиоклаза, пироксена и магнетита [24, с. 122].

Химический состав минералогических типов андезитов. По сравнению с существенными изменениями в минеральном составе химический состав андезитов Ключевской группы варьирует незначительно

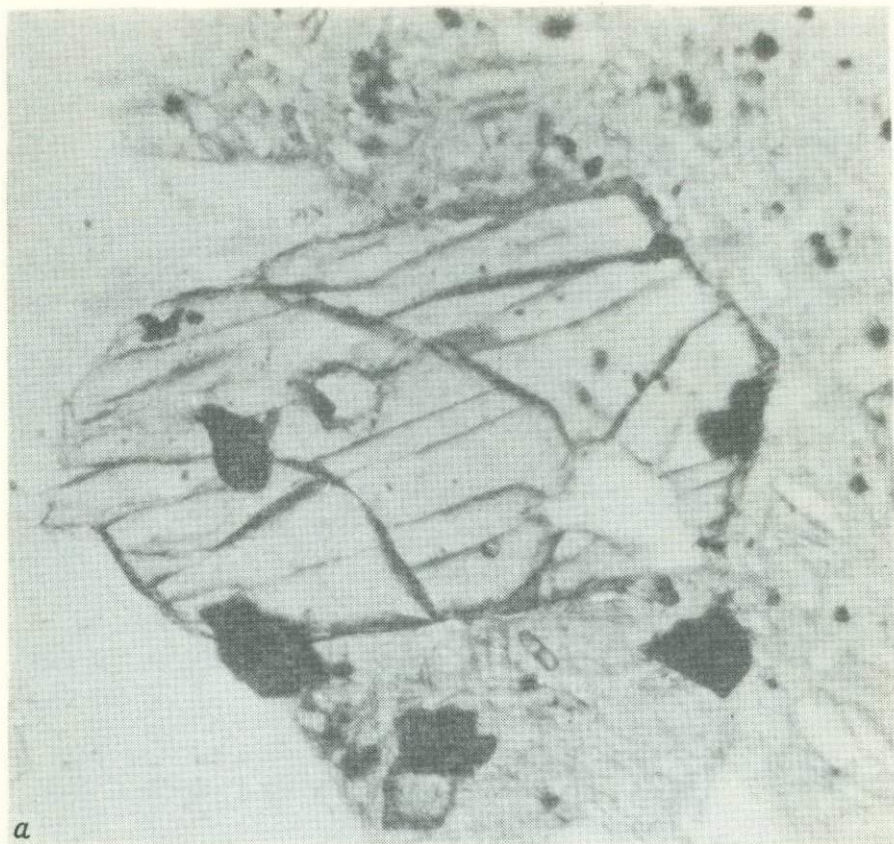


Рис. 7. Структурные соотношения магнетита и пироксенов в андезитах вулкана Безымянного (никколи //, увел. ~ 250)

а — роговообманково-пироксеновый андезит; *б* — двупироксеновый андезит

(см. табл. 1). Судя по средним составам, приведенным в табл. 1, на вулкане Безымянном андезиты с роговой обманкой тяготеют к несколько более кислым разностям. Это подтверждается и тем, что в дацитах Ключевской группы всегда присутствует Nb [24, табл. 11; 85, табл. 32]. В то же время андезиты с роговой обманкой охватывают весь спектр андезитовых составов, что не позволяет связывать ее появление с изменением состава в ходе дифференциации магмы. Это также подтверждается идентичностью составов средних пироксеновых и роговообманковых андезитов Тихоокеанского кольца [150] (см. табл. 1, ан. 10 и 11).

Степень кристалличности разных по минералогии андезитов. Как правило, доля вкрапленников в андезитах с роговой обманкой несколько выше, чем в двупироксеновых андезитах, но в целом эта разница незначительна (см. табл. 2). В то же время некоторые роговообманковые породы имеют наиболее низкий процент вкрапленников среди андезитов (например, пемзы вулкана Большая Удина).



Фацальные особенности выделенных типов андезитов (см. табл. 3). Двупироксеновые андезиты обычно слагают крупные лавовые потоки, пепловые толщи и, редко, экструзивные купола. Роговообманковые андезиты формируют экструзивные купола, отложения направленных взрывов и пирокластические потоки. Роговообманково-пироксеновые андезиты образуют небольшие лавовые потоки, экструзии, пепловые толщи и отложения пирокластических потоков.

Минеральные ассоциации в андезитах Тихоокеанского кольца. Набор минералов-вкрапленников в андезитах Камчатки и Тихоокеанского подвижного пояса достаточно однообразен. В андезитах Камчатки присутствуют плагиоклаз, пироксен, амфибол, рудный минерал и в незначительных количествах оливин, биотит, кварц (два последние весьма редки) [76]. Средняя доля вкрапленников составляет около 25% [76]. Среди андезитов Тихоокеанского подвижного пояса и Антильских островов А. Эварт [150] выделил пироксеновые андезиты, в которых встречаются Pl, Орх, СРх, Мт и редкий ОI, но отсутствуют роговая обманка и биотит и роговообманковые андезиты, в которых есть также Нб и (или) Вi. Таким образом, первые соответствуют двупироксеновым андезитам, а вторые — роговообманковым и роговообманково-пироксеновым андезитам Ключевской группы вулканов.

Пироксеновые андезиты — наиболее распространенные породы среди андезитов Тихоокеанского подвижного пояса. Андезиты с роговой обманкой встречаются реже [28; 70; 76; 150; 206]. Биотит ограниченно проявлен как в андезитах Камчатки [76], так и в других районах окраины Тихого океана [150] и появляется в породах, наиболее удаленных от вулканического фронта вглубь дуги, обладающих повышенными содержаниями калия [190; 243]. В пределах Ключевской группы вулканов породы с биотитом не встречены.

Согласно петрографическим данным, в андезитах разного типа первым кристаллизуется Pl [147; 204; 206]. Среди роговообманковых андезитов выделены породы островных дуг и окраин континентов, различающиеся порядком кристаллизации амфибола и пироксенов [186].

Таким образом, наблюдается общее сходство минералогии андезитов Ключевской группы вулканов и андезитов тихоокеанского подвижного пояса.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННОГО

Геологическое строение вулкана Безымянного и характеристика его деятельности в прошлом описаны в работах [17, 24; 31; 38; 69]. Особенно пристальное внимание исследователей привлекло продолжающееся с 1955 г. современное извержение вулкана [12—15; 24; 27; 29; 30; 51; 63; 64].

Сложный верхнеплейстоцен-голоценовый вулкан Безымянный (возраст 12—15 тыс. лет [71]) расположен на склонах более древнего и потухшего базальтового вулкана Камень. На склонах Безымянного и в непосредственной близости от него развиты многочисленные экструзивные купола. Вулканическая постройка и купола почти нацело сложены известково-щелочными андезитами трех указанных выше минералогических типов. Дациты и андезито-базальты проявлены ограниченно и приурочены к более ранним этапам деятельности вулкана. Первые слагают некоторые экструзивные купола, вторые — лавовые потоки.

Тефрохронологическое изучение позволило определить время и длительность основных периодов активности вулкана за последние 3,5—4 тыс. лет [17]. Выделены 4 периода активизации, охватывающие интервалы времени: 1) 2300—1900 лет назад; 2) 1800—1700 лет назад; 3) 1350—1000 лет назад и 4) с 1955 г. по настоящее время. Таким образом, длительность этих эруптивных циклов составляет первые сотни лет. Периоды покоя между эруптивными циклами длились от первых сотен до тысячи лет.

Современная деятельность вулкана началась осенью 1955 г. мощными пепловыми эксплозиями. В марте 1956 г. активность вулкана достигла кульминации в виде пароксизмального извержения типа катастрофического направленного взрыва, сопровождавшегося пирокластическими потоками. При этом был образован кратер, в котором сразу после пароксизма начался рост экструзивного купола Нового.

В последующие годы вулкан сохранял высокую степень активности, что выражалось в дальнейшем выжимании купола Нового и периодических, умеренных по силе извержениях пирокластических потоков и пеплов. Начиная с 1977 г., на склонах кратерного купола выжимались короткие вязкие лавовые потоки, которым предшествовали эксплозии и пирокластические потоки.

*Петрографические особенности пород
современного извержения вулкана Безымянного*

Породы современного извержения представлены андезитами почти постоянного состава, лишь в 1979 г. извергались андезито-базальты с содержанием $\text{SiO}_2 \sim 56,3\%$ [12; 15]. В то же время в ходе современного извержения были зарегистрированы существенные изменения в минеральных ассоциациях, количественных соотношениях фаз и структурах пород.

В 1955 г. были выброшены пеплы роговообманково-пироксеновых андезитов в основном резургентного происхождения [27]. Породы пирокластического потока 1956 г. представлены роговообманковыми андезитами, так же как и андезиты первых порций купола Нового (1956—1958 гг.). В дальнейшем количество роговой обманки упало, а с 1961 г. и в течение всего последующего времени стали извергаться роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты, включая и более основные породы 1979—1981 гг.

В роговообманковых андезитах пирокластического потока 1956 г. основная масса составляла 65% объема лавы. В течение I этапа развития купола Нового (1956—1965 гг.) происходило закономерное увеличение степени кристалличности лав. К 1965 г. количество основной массы снижается до $\sim 30\%$. Возрастание кристалличности лав шло главным образом вследствие появления субфенокристаллов плагиоклаза и пироксена — второй генерации вкрапленников. В то же время количество фенокристаллов P1 и OPx 1 генерации изменяется мало. Наряду с этим увеличиваются микролиты основной массы: стекло пород 1956—1957 гг., переполненное плохо развитыми кристаллитами, сменяется в 1961 г. чистым стеклом с хорошо оформленными микролитами.

В ходе извержений 1965—1969 гг. отмечалось выжимание более пластичных лав, отличавшихся от предшествовавших пород экструзии 1965 г. меньшей кристалличностью. Количество основной массы возросло до 50%, микролиты были представлены хорошо сформированными выделениями P1 и Px. Содержание плагиоклаза и ромбического пироксена 2 генерации понизилось, роговая обманка составила 1—2%. В последующие годы степень кристалличности вновь быстро возросла, повторяя закономерности предыдущего этапа извержения. Одновременно вкрапленники 2 генерации достигли размеров вкрапленников первой генерации. Роговая обманка почти исчезла, встречаясь в виде кристаллов, сильно корродированных или полностью замещенных агрегатом продуктов разрушения. Доля основной массы упала до 25—30%.

Таким образом, породы купола Нового представлены роговообманково-пироксеновыми андезитами, специфическими особенностями которых, отличающими их от описанных выше роговообманково-пироксеновых андезитов, являются высокая кристалличность, высокая доля вкрапленников второй генерации (субфенокристаллов) и хорошая раскристаллизация основной массы, микролиты которой сближаются по размеру с субфенокристаллами.

*Закономерности смены минерального состава
в ходе эволюции андезитового вулканизма*

В процессе вулканической деятельности различные минералогические типы андезитов могут проявляться неоднократно, однако их чередование подчинено определенным закономерностям. Геологические [24] и тифрохронологические [17] исследования строения вулкана Безымянного и истории его деятельности, а также результаты, полученные в ходе изучения его современного этапа активности, позволили выделить ряд таких закономерностей.

И роговообманковые и двупироксеновые разности андезитов проявлялись на всех этапах деятельности вулкана. Лавы и пирокластика двупироксеновых и роговообманково-пироксеновых андезитов присутствуют в разных горизонтах геологического разреза вулканической постройки, слагая основную ее часть. Роговообманковые андезиты и дациты формируют как наиболее древние, так и самые молодые вулканические купола, включая и первые порции пород современного купола Нового. Кроме того, в течение по крайней мере последних 3,5—4 тыс. лет неоднократно происходили крупные пароксизмальные, эксплозивные извержения пирокластики роговообманковых андезитов, которым предшествовали длительные (от сотен до тысячи лет) периоды покоя вулкана. Вслед за пароксизмальными эксплозиями роговообманковых андезитов следовали сравнительно длительные (100—400 лет) эруптивные циклы, в течение которых извергались в основном лавовые потоки и пирокластика двупироксеновых и в меньшей степени роговообманково-пироксеновых андезитов. Особенно отчетливо изменения минералогии андезитов во времени были зафиксированы в ходе современного этапа активности вулкана, наступившего после тысячелетнего перерыва в вулканической деятельности. Его началу соответствуют роговообманковые андезиты пирокластического потока и начальных этапов роста купола Нового, а продолжению — роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты более поздних этапов роста купола и связанных с ним лавовых и пирокластических потоков.

Таким образом, намечаются следующие основные закономерности во временных соотношениях извержений андезитов разных типов: 1) извержения андезитов каждого типа проявлялись на всех этапах деятельности вулкана; 2) в течение одного эруптивного цикла или одного длительного извержения может происходить смена роговообманковых андезитов на роговообманково-пироксеновые и далее на двупироксеновые, обратное не наблюдалось; 3) существовали

периоды длительного поступления на поверхность только двупироксеновых андезитов.

Подобные закономерности в смене минералогического состава андезитов во времени также обнаруживаются на вулкане Большая Удина, где развиты андезиты всех минералогических типов [85]. Деятельность вулкана началась с формирования роговообманковых и роговообманково-пироксеновых андезитов и дацитов. В дальнейшем, после периода излияния базальтов и андезитобазальтов, происходили извержения андезитов всех типов, но наиболее широко представлены двупироксеновые андезиты, которые формируют и отдельную мощную толщу в постройке вулкана. На завершающем этапе активности Большой Удины произошло внедрение экструзии роговообманковых андезитов, за которой последовало извержение коротких мощных лавовых потоков роговообманково-пироксеновых андезитов, перекрытых затем лавовыми потоками двупироксеновых андезитов [85, с. 54]. Последним этапам деятельности Удинских вулканов, так же как и вулкану Безымянному, свойственно образование значительного числа экструзивных куполов роговообманковых андезитов. Это указывает на тенденцию к увеличению доли роговообманковых андезитов на поздних стадиях истории развития андезитовых вулканов.

Такой же характер временных закономерностей извержений андезитов прослеживается для других районов Тихоокеанского подвижного пояса. Если говорить об отдельных извержениях, то роговая обманка нередко обнаруживается в начальных порциях извержений андезитов, но отсутствует в более поздних, как отмечено для вулканов Аренал, Коста-Рика и Сент-Хеленс, (США) [160, с. 78]. Что касается истории развития вулканов в целом, то, как указал Д. Джилл, вариации продуктов извержений андезитовых вулканов часто носят циклический характер, причем андезиты с роговой обманкой более присущи поздним этапам истории развития отдельных стратовулканов и часто проявляются в связи с кальдерообразованием после длительных периодов покоя [160, с. 78].

ВЫВОДЫ

Суммируя имеющиеся данные, выделим главные их положения, наиболее существенные для целей нашего исследования.

Вулкан Безымянный является типичным известково-щелочным андезитовым вулканом. Магматический очаг, питающий вулкан, по геофизическим данным, расположен в пределах коры на глубинах 10—20 км. Химический состав андезитов вулкана Безымянного и Ключевской группы в целом изменяется достаточно слабо. В то же время по минеральному составу выделяются три главных типа андезитов: двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые и роговообманковые. По химическому и минеральному составу андезиты Ключевской группы сходны с андезитами других районов Тихоокеанского кольца. В течение истории развития вулкана происходили периодические извержения всех главных типов андезитов. В ходе

одного цикла деятельности вулкана наблюдается смена извержений роговообманковых андезитов на роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые. Вариации минералогического состава андезитов вулкана Безымянного на фоне слабого изменения их химического состава представляют выгодную основу для реконструкций физико-химических условий кристаллизации андезитовых расплавов в питающем вулканическом очаге и подводящем канале и для построения физико-химической модели эволюции андезитовых магм. В ходе таких реконструкций требуется выяснить: 1) физико-химические условия (T , P , режим H_2O и O_2) кристаллизации разных типов андезитов; 2) характер эволюции андезитовых магм в питающем очаге и при подъеме к поверхности во время извержения; 3) генетические соотношения между магмами андезитов разного типа; 4) причины изменения минерального состава и физико-химической эволюции магм в ходе извержения и в течение длительных периодов развития вулкана.

Глава 2

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АНДЕЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

В настоящее время на основании экспериментальных данных предложен ряд моделей, объясняющих генезис андезитов с позиций равновесий кристаллы—расплав [72; 107; 128; 234]:

- 1) фракционная кристаллизация базальтовой магмы с отделением магнетитовой, амфиболовой ассоциаций;
- 2) частичное плавление амфиболитов в зоне субдукции и в нижних частях коры;
- 3) частичное плавление эклогитов в зоне субдукции;
- 4) частичное плавление мантийных перидотитов, возможно, под влиянием потока флюидов из зоны субдукции;
- 5) частичное плавление мантийных перидотитов, возможно, контаминированных SiO_2 -нормативными расплавами, образовавшимися в области погружения океанической литосферы.

Кроме того, рядом авторов сделаны предположения о важности газового переноса [33; 34; 244; 250] или ликвации [58; 97]. Однако в настоящее время экспериментальные данные, которые могли бы послужить основой для оценки масштабов проявления в природе эманационного и ликвационного механизмов, крайне ограничены.

Изучение расплавных включений в минералах андезитов Камчатки указывает на возможность ликвации, когда состав магмы в результате кристаллизационной дифференциации становится более кислым, чем андезитовый [3].

Исходя из вышеизложенного, перейдем к рассмотрению физико-

химических аспектов образования андезитов в рамках моделей кристаллизационной дифференциации и частичного плавления. В основе любой модели лежит один из четырех принципиальных механизмов дифференциации SiO_2 -недосыщенных основных и ультраосновных составов в сторону кварцнормативных известково-щелочных андезитовых расплавов: 1) фракционирование магнетита; 2) фракционирование амфибола; 3) фракционирование граната; 4) инконгруэнтное плавление энстатита.

Следовательно, для каждого механизма можно выделить фазу, контролирующую развитие процесса дифференциации в требуемую сторону.

Магнетит, амфибол и гранат — ключевые фазы в моделях дифференциации базальтового вещества по известково-щелочному пути. По сравнению с оливином и пироксенами они обладают более высокими отношениями Fe/Mg , что позволяет подавить тенденцию сильного обогащения расплавов железом при возрастании SiO_2 . Важность инконгруэнтного плавления энстатита объясняется возможностью образования кварц-нормативных жидкостей из сильно SiO_2 -недосыщенных ультраосновных пород.

Каждый из механизмов ограничен определенным интервалом давлений, температур и режимом летучих; это дает возможность произвести оценку существующих представлений о генезисе андезитов на основании физико-химических параметров кристаллизации андезитовых магм. Ниже приводится обзор имеющихся в литературе экспериментальных данных, относящихся к проблеме генезиса андезитов, направленный на выделение пределов по давлению, температуре, режиму летучих, в которых "работает" каждый из механизмов дифференциации.

Анализ физико-химического режима образования андезитов основан на следующем ключевом положении: каждая кристаллическая фаза, принимающая участие в формировании андезитового расплава, должна быть стабильна на ликвидусе этого расплава при физико-химических параметрах его генезиса, если нет реакционных соотношений между расплавом и этой фазой, независимо от того, идет процесс равновесно или с фракционированием минералов.

Таким образом, условия образования андезитовых расплавов, согласно первым трем физико-химическим механизмам, ограничены условиями кристаллизации на ликвидусе андезита соответственно: 1) магнетита, 2) амфибола и 3) граната. В то же время в случае фракционирования оливина, что возможно при инконгруэнтном характере плавления энстатита, не требуется стабильности оливина на андезитовом ликвидусе, поскольку между оливином и водным андезитовым расплавом наблюдаются реакционные соотношения [55; 218].

Однако петрохимические расчеты по данным природных и искусственных составов показывают, что для получения андезита из более основных пород необходимо удалить ассоциацию из 3—5 минералов [2; 154; 169; 239] (табл. 4). Следовательно, на андезитовом ликвидусе или вблизи от него должны быть устойчивы

Таблица 4

Гипотезы образования андезитовых расплавов
по экспериментальным данным

Геологическая обстановка	Кристаллическая ассоциация и соотношение фаз	Физико-химические условия					
		$P_{\text{общ}}$, кбар	T , °C	Режим воды	$\lg f_{\text{O}_2}$		
Дифференциация базальтового вещества с отделением:							
магнетита							
1 ✓	Фракционная кристаллизация базальтовой магмы при подъеме из мантии и в коре, возможно, с контаминацией ее водой	$\text{Ol} + \text{Px} + \text{Mt} \pm \text{Pl}$	≤ 10	1100—1200	≤ 3 масс. %	$\geq \lg f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}} + 1$	
2 ✓	Частичное плавление нижней коры	Кумулят Расплав	$\approx 1-2$				
амфибола							
3	Фракционная кристаллизация базальтовой магмы, поступающей из мантии, при контаминации ее водой внизу коры	$\text{Amph} + \text{Px} + \text{Mt} \pm \text{Pl}$	8—20	950—970	$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{V}} \geq 0,6$	$\lg f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}}$	
4	Фракционная кристаллизация водной базальтовой магмы, образованной в зоне субдукции	Кумулят Расплав	$\approx 1-2$		$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{m}} > 7$ масс. %		
5	Частичное плавление амфиболитов океанической коры в зоне субдукции						
6	Частичное плавление амфиболитов в низах континентальной коры						
граната							
7	Частичное плавление эглогитизированной океанической коры в зоне субдукции	$\text{Ga} + \text{CPx} \pm \text{Rut} \pm \text{Ky}$ Кумулят Расплав	≈ 1	> 20	$P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_{\text{общ}}$	$\sim \lg f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}}$	
Плавление перидотита							
8	Частичное плавление мантийного клина над зоной субдукции, вероятно, под действием потока летучих из этой зоны	$\text{OPx} + \text{CPx} + \text{Amph} + \text{Sp}(\text{Mt}) \pm \text{Ol}$	$\sim 15-20\%$ расплава	8—20	950—970	$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{V}} \geq 0,6$ $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{m}} > 7$ масс. %	$\geq \lg f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}} + 2$

несколько фаз. Но, как видно по многочисленным экспериментальным данным, совместная кристаллизация на андезитовом ликвидусе всех необходимых фаз может происходить в очень узком интервале физико-химических параметров; для некоторых ассоциаций она вообще не наблюдается. С другой стороны, широкая распространенность андезитов предполагает, что условия их образования могут довольно значительно варьировать.

Это проблема, требующая решения. Можно предположить несколько механизмов для объяснения возникающих трудностей.

1) Неполная гравитационная отсадка кристаллизующейся фазы при небольшой разнице удельных весов минерала и расплава. Для андезитовых магм такой фазой является плагиоклаз, который, по-видимому, может находиться долгое время во взвешенном состоянии, медленно оседать или даже всплывать из нижележащих горизонтов магматических камер [160, с. 68]. Таким образом, при кристаллизации нескольких фаз из базальтовой магмы после отделения тяжелых темноцветных минералов образуется смесь расплава и кристаллов Pl. В таком случае не будет жидкости андезитового состава, а условия образования андезитовой смеси (Pl+L) ограничены областью начала кристаллизации темноцветного минерала (минералов), заключенной в области равновесия Pl+L.

2) Исчезновение какой-либо фазы (фаз) в результате реакции с расплавом при охлаждении. Как указано выше, для андезитовых расплавов экспериментально установлено наличие реакционных соотношений с оливином.

3) Изменение в ходе кристаллизации не только температуры, но и других физико-химических параметров ($P_{общ}$ режима летучих) может также привести к нестабильности ранее выделившихся фаз и появлению новых, ранее неустойчивых.

В настоящее время эти возможности изучены далеко не достаточно. Исследования возможных путей генезиса андезитов сконцентрированы главным образом на выяснении условий стабильности одной из указанных выше фаз, контролирующей появление известково-щелочного тренда дифференциации, так как уже на этой стадии изучения возникают серьезные физико-химические проблемы.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ МАГНЕТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Гипотеза образования андезитовых расплавов путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы с участием магнетита была обоснована на модельных системах, включающих окислы железа. Как показали опыты А. Муана и Е. Осборна [212; 223], важнейшее значение для дифференциации систем с элементами переменной валентности имеет режим кислорода.

На основании исследования фазовых соотношений в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. Е. Осборн [223] продемонстрировал, что при постоянном составе системы P_{O_2} падает в ходе фракционной кристаллизации магмы, а жидкости фракционируют по толеитовому пути, т.е. в сторону обогащения Fe по отношению к Mg при отсутствии существенного повышения концентрации SiO_2 . Напротив, известково-щелочная тенденция дифференциации базальтов, ведущая к обогащению SiO_2 при незначительном повышении Fe/Mg-отношения, может быть результатом фракционной кристаллизации при постоянной высокой активности кислорода ($P_{O_2} = 10^{-7}$ атм при $P_{общ} = 1$ атм). В условиях постоянного состава системы даже непрерывная кристаллизация магнетита с силикатами не приводит к возрастанию содержания SiO_2 в расплавах и снижению FeO из-за одновременного

выделения тридимита, фазовый объем которого в этих условиях достаточно велик. При постоянных высоких f_{O_2} происходит сильное увеличение фазового объема Mt за счет силикатов и смещение эвтектики для данного f_{O_2} к составам, более богатым SiO_2 . Чем сильнее сдерживается падение f_{O_2} при кристаллизации за счет поступления кислорода в систему, тем сильнее выражена известково-щелочная тенденция фракционирования.

Эти выводы были подтверждены в дальнейшем при исследовании более сложных систем: $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaO-SiO_2$ [224], $CaAl_2Si_2O_8-MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ [238], лучше отражающих природные составы.

Влияние добавления к описанным составам натрия изучено Д. Эгглером и Е. Осборном при 1 атм для системы $Ab-An-SiO_2-MgO-FeO-Fe_2O_3$ [149] и также при высоких давлениях Д. Эгглером в части системы $Ab-An-SiO_2-MgO-Fe-O_2-H_2O-CO_2$ [146]. Было показано, что фракционирование с участием Mt может быть весьма эффективным механизмом образования известково-щелочных жидкостей как андезитовых, так и более кислых, дацитовых и риолито-дацитовых. Для этого не обязательно поддерживать постоянное f_{O_2} , достаточно, чтобы кривая эволюция f_{O_2} с падением температуры была субпараллельна кривой f_{O_2} для буферов NNO или QFM. Главный эффект добавления натрия (Ab) к ранее изученной системе $Fe-FeO-Fe_2O_3-An$ заключается в заметном увеличении содержания SiO_2 в жидкостях, равновесных с Pх, Pl, Mt и Trid при слабом снижении температуры.

Повышение P_{H_2O} приводя к уменьшению фазового объема SiO_2 , способствует образованию еще более кислых расплавов. Таким образом фракционирование $Ol-Px-Pl-Mt$ -ассоциации из базальтового расплава, а затем $Px-Pl-Mt$ из более кислых расплавов может дать широкий спектр известково-щелочных составов.

По мнению Е. Осборна [225], условия для образования известково-щелочной серии создаются в результате обогащения оливин-базальтовой магмы водой за счет пород коры и диффузии из магм водорода. В магматическом очаге одновременно с образованием андезитовой жидкости накапливается $Px-Ol-Mt$ -кумулят. Кристаллизация плагиоклаза при обводнении магмы заметно подавляется, причем образующийся при снижении температуры плагиоклаз остается во взвешенном состоянии в расплаве и не участвует в существенных количествах в образовании кумулята. Таким образом вода служит источником O_2 , сдерживая падение f_{O_2} при кристаллизации, и одновременно обеспечивает высокоглиноземистую природу магм за счет накопления в расплаве плагиоклазового компонента. Согласно расчетам Е. Осборна на примере Каскадных гор, андезиты образуются из оливинового базальта при добавлении кислорода и удаления кристаллической фракции состава оливинового габбро. Соотношение кристаллического остатка и андезитовой жидкости при этом составит 2:1. Для получения андезита достаточно удалить 2—2,5 мас. % Mt.

Эксперименты, проведенные Д. Эгглером [146], показали, что из-

менение $P_{общ}$ в пределах 1—5,5 кбар слабо влияет на стабильность Mt. В противоположность последнему выводу Е. Осборн, Р. Аркулус [227] и Е. Осборн [226], проведя эксперименты в системе FeO—Fe₂O₃—An—SiO₂ при 10 кбар и $P_{O_2} = 10^{-0.7}$ атм, пришли к заключению о существенном расширении объема шпинели (и пироксена) с давлением и одновременном сужении объемов An и Ol. Соответственно могут измениться и пути фракционирования расплавов при подъеме магм с больших глубин к поверхности [66]. При давлении 10 кбар магма состава оливинового гаплобазальта будет фракционировать с образованием жидкостей, моделирующих высокоглиноземистые базальт и андезит, равновесные с Rх и Mt. При низких давлениях эти высокоглиноземистые составы лежат в объеме первичной кристаллизации An, а Mt (и Rх) в них уже не будет ликвидусной фазой. Следовательно, при быстром подъеме к поверхности высокоглиноземистой магмы, образовавшейся на глубине примерно 30—40 км, на их ликвидусе будет кристаллизоваться Pl, а кристаллизация Mt начнется при значительном падении температуры.

Гипотеза образования андезитов путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы с участием магнетита обладает многими привлекательными чертами, суммированными еще в классической работе Н. Боузана; эта гипотеза получила широкое распространение. Однако изучение окислительно-восстановительного режима природных базальтов и андезитов и эксперименты с ними выявили принципиальные трудности для реализации этой модели в природе. Исследования были сконцентрированы вокруг вопроса устойчивости магнетита в андезитовых магмах и оценок летучести кислорода в них.

УСТОЙЧИВОСТЬ МАГНЕТИТА В ПРИРОДНЫХ АНДЕЗИТОВЫХ МАГМАХ

Если андезитовые расплавы образуются за счет выделения из базальтовой магмы магнетитовой ассоциации (или при частичном плавлении пород коры с образованием кристаллического остатка с Mt), то в определенных физико-химических условиях (условиях генерации расплава андезита) магнетит должен быть стабилен на ликвидусе андезита. Определяющим условием стабильности Mt в расплаве по отношению к другим кристаллическим фазам является активность кислорода. Фазовые соотношения в природных андезитах в зависимости от летучести кислорода при 1 атм были определены в работах [2; 147; 236; 247]. Эти опыты показали, что при всех f_{O_2} ликвидусной фазой андезита является плагиоклаз, а Fe-, Ti-окислы могут кристаллизоваться при температурах более высоких, чем пироксены или одновременно с ними, если летучесть кислорода на один-два порядка превышает $f_{O_2}^{NNO}$.

В опытах при высоких давлениях (до 12 кбар) в присутствии воды окислительно-восстановительный режим контролировался на уровне буферов QFM и NNO [144; 147]. Во всем изученном интервале давлений и концентраций воды ни Mt, ни Ilm не были стабильны вблизи андезитового ликвидуса и кристаллизовались на 70—100°С ниже него. В указанных работах не наблюдался эффект расши-

рения области кристаллизации магнетита с ростом давления, описанный в работе [226].

Увеличение активности воды в расплаве приводит к значительному снижению температуры стабильности Mt [144; 147] (см. гл. 3). Степень понижения температуры ликвидуса магнетита примерно такая же, как для Pl, и выше, чем у пироксенов. Следовательно, добавление воды не приведет к существенному сужению температурного интервала между ликвидусом андезита и началом выделения магнетита. При этом несколько возрастает стабильность пироксенов по отношению к магнетиту. Однако плагиоклаз, находящийся во взвешенном состоянии, может быть "сквозным" минералом, унаследованным из исходной базальтовой магмы (см. выше). Тогда полностью жидкий андезитовый расплав не образуется и условиям образования андезитового состава (смеси плагиоклаза с остаточной жидкостью) будут отвечать условия совместной кристаллизации пироксенов и Fe-, Ti- окисла в поле Pl, т.е. f_{O_2} на 1—2 порядка выше $f_{O_2}^{NNO}$ при умеренном содержании воды в расплаве (не более ~ 3 мас. %). При более высоких содержаниях воды заметно понижается стабильность Mt по отношению к пироксенам, и амфибол может стать фазой, контролирующей дифференциацию. Этот случай рассматривается в следующем разделе. Температуры образования андезитовых расплавов при фракционировании магнетитсодержащей ассоциации из базальтовых магм, судя по данным для искусственных систем, заключены в интервале 1100—1200°С [149, 225; 2, табл. 3], а давления находятся вне пределов стабильности амфибола и граната и, вероятно, не превышают давлений в низах коры островных дуг, т.е. составляют не более ~ 10 кбар.

ОТДЕЛЕНИЕ АМФИБОЛОВОЙ АССОЦИАЦИИ ИЗ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА

Экспериментальные подтверждения возможности дифференциации базальтовых составов по известково-щелочному пути при участии амфибола были получены в работах [113—115; 134; 135; 147; 164; 166; 176; 181].

Т. Грин и А. Рингвуд [166] провели опыты с искусственными составами, отвечающими высокоглиноземистому кварцевому толеиту, андезито-базальту и андезиту в присутствии воды. Составы остаточных жидкостей из базальта показывают заметное увеличение концентрации SiO_2 и щелочей и слабое обогащение железом по отношению к магнезию, так как амфиболы имеют низкие содержания SiO_2 (40 масс. %) и сравнительно высокую железистость. Полученные результаты указывают на возможность генезиса известково-щелочной серии вследствие отделения амфиболовой ассоциации как при а) кристаллизации водной базальтовой магмы, так и б) в результате частичного плавления амфиболита в присутствии богатого водой флюида на глубинах порядка 30—35 км. В кристаллическом остатке, равновесном с андезитовой жидкостью, должен быть амфибол, под-

чиненное количество пироксенов, а также Fe—Ti-окисел (псевдобрукит?); количество кристаллов при образовании андезита, согласно расчетам авторов, составит ~ 45 масс. % от исходного базальта. Температуры расплавов в этом случае будут 900—1000°С.

Модели формирования андезитовых жидкостей, изложенной Т. Грином и А. Рингвудом, противоречат некоторые из представленных ими фазовых соотношений, например отсутствие амфибола на ликвидусе андезита в условиях опытов. Требованием данной схемы также является необходимость кристаллизации Fe—Ti-оксида на ликвидусе андезита, как и для магнетитовой гипотезы.

В работе [181] были определены фазовые соотношения в расплаве оливинового толита в присутствии водноуглекислого флюида при $P_{H_2O} = 0,6 P_{общ}$ и f_{O_2} , близкой QFM-буферу. В опытах, проведенных при температурах выше и ниже предела стабильности амфибола наблюдалось резкое изменение состава и доли расплава. Так расплавы, имеющие в равновесии с Amph дацитовый и андезито-дацитовый состав по содержанию SiO_2 , становятся риолитовыми ближе к солидусу. Выше устойчивости амфибола по температуре жидкости отвечают базальтам, сходным с высокоглиноземистыми базальтами известково-щелочных серий. Такое резкое различие составов жидкостей выше и ниже температуры устойчивости амфибола вызывается низким содержанием SiO_2 в Amph и высоким модальным количеством амфибола в опытах даже вблизи его ликвидуса.

На основании полученных результатов авторы предлагают две петрогенетические модели получения всего спектра известково-щелочных расплавов, аналогичные моделям Т. Грина и А. Рингвуда: 1) частичное плавление плиты океанической литосферы, поддвигаемой под континент, по-видимому, метаморфизованной до амфиболита и 2) полное плавление океанической коры в зоне субдукции и фракционная кристаллизация образовавшейся оливин-толеитовой магмы в коре. Андезитовые и андезито-дацитовые жидкости должны образовываться при отделении ~ 30 масс. % Amph+Срх+Mt±Ol-остатка в интервале температур 1000—1050°С.

Результаты, представленные в [181], показывают некоторые несоответствия синтетических жидкостей природным андезитам по содержанию SiO_2 , MgO. Кроме того, из предложенной схемы вытекает возможность зарождения андезитового расплава в равновесии с Amph+Срх+Mt±Ol при температурах 1000—1050°С, что плохо согласуется с максимальной температурой стабильности Amph в андезитах (~950°С, см. ниже) и устойчивостью Fe-, Ti-окислов на их ликвидусе при f_{O_2} , отвечающих буферам QFM или NNO (см. выше).

Р. Хелзом в работах [176; 177] были проделаны эксперименты с тремя различными природными базальтами при $P_{H_2O} = 5$ кбар и детально изучены составы фаз. Результаты этого исследования подтвердили кварцнормативный характер расплавов в области устойчивости амфибола.

Роль фракционирования амфибола в генезисе известково-щелочных магм была изучена также на примере искусственной системы CaO—MgO—Al₂O₃—Na₂O—SiO₂—H₂O при $P_{H_2O} = P_{общ} = 5$ кбар [134;

135]. Путем петрохимических пересчетов авторы смогли сопоставить природные составы с расплавами в изученной системе. На основании соответствия фракционных трендов модельной системы и составов известково-щелочных пород, а также анализа геологических данных Р. Кауторн и М. О'Хара [135] пришли к заключению о формировании известково-щелочных вулканических серий в результате фракционной кристаллизации оливин-толеитовой магмы с отделением амфиболовой ассоциации.

Важность роли амфибола в известково-щелочном петрогенезисе аргументировалась также А. Беттчером [129] на базе экспериментов по определению стабильности амфиболов в базальтах и андезитах в широком интервале $P-T-f_{H_2O}-f_{O_2}$ -условий [113—115]. По мнению этого петролога, результаты экспериментальных и геологических исследований свидетельствуют в пользу генезиса известково-щелочных пород путем частичного плавления амфиболитов в зоне субдукции океанической коры.

Ю.С. Геншафт и сотрудники [19; 32] проделали эксперименты по плавлению амфиболитовых ксенолитов из андезитов вулкана Безымянного при давлениях до 35 кбар. Эти авторы сделали вывод, что экспериментальные, геологические и геофизические данные лучше согласуются с выплавлением андезитов Ключевской группы из амфиболитов, залегающих в низах фундамента Ключевской группы.

Из вышеизложенного видно, что амфибол играет ключевую роль для целого ряда гипотез происхождения андезитов. Следует поэтому более детально рассмотреть условия его существования в андезитовом расплаве.

УСТОЙЧИВОСТЬ АМФИБОЛА В АНДЕЗИТОВЫХ РАСПЛАВАХ

Минимальное давление, при котором амфибол может кристаллизоваться в андезитовом расплаве, определяется условиями пересечения кривой стабильности амфибола и кривой солидуса в системе андезит—вода, т.е. при $P_{H_2O} = P_{общ}$. Давление точки пересечения, по данным разных авторов [144; 145; 147], колеблется от 500 до 1500 бар. Неопределенность вызвана главным образом сложностью точного определения солидуса породы в экспериментах. В системе андезит— H_2O — CO_2 минимальное общее давление, при котором $Amph$ стабилен в расплаве, выше, чем в системе андезит— H_2O из-за более высокой температуры солидуса при $P_{H_2O} < P_{общ}$ по сравнению с водонасыщенным солидусом.

Верхний предел стабильности амфибола по давлению в андезитовом расплаве составляет $P_{H_2O} = P_{общ} \sim 18,5$ (буфер NNO) — 21,5 (буфер-НМ) и почти не зависит от температуры [113—115]. В области более высоких давлений амфибол разрушается с образованием гранатовой ассоциации.

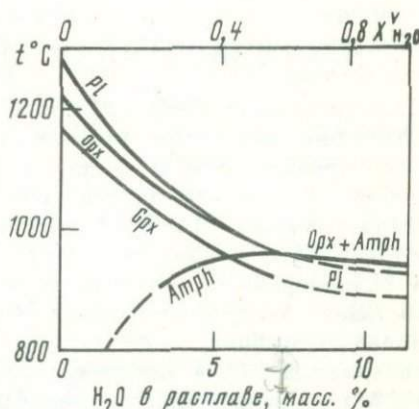
Максимальный температурный предел устойчивости $Amph$ в водонасыщенных условиях составляет $950^\circ C$ и не зависит от давления в интервале 5—18 кбар. При давлениях менее 5 кбар температура

стабильности амфибола постепенно падает и приближается к ликвидусу [145; 147].

Д. Эгглер [145] экспериментально показал, что температура стабильности амфибола в расплаве с увеличением концентрации воды может как возрастать, так и незначительно (на 15—20°C) понижаться. Такое же поведение амфибола было обнаружено в опытах с андезитом в интервале 10—20 кбар [113]. Подобная зависимость кривой устойчивости Amph от активности воды, вероятно, объясняется тем, что он может разрушаться двумя разными реакциями: дегидратации и инконгруэнтного плавления, имеющими противоположные зависимости от активности воды [145]. В целом температура стабильности амфибола слабо зависит от концентрации воды при $X_{H_2O}^V \gtrsim 0,6$.

Рис. 8. Фазовые отношения в андезите Маунт Худ в зависимости от содержания воды в расплаве и паре

$P_{общ} = 8$ кбар (построено по данным работы [147])



Максимум устойчивости Amph по давлению с уменьшением активности воды в пределах $X_{H_2O}^V \approx 0,75—1,0$ снижается незначительно, на 1 кбар [113]. Изменение летучести кислорода в широких пределах также незначительно влияет на положение ликвидуса амфибола в андезитах [115].

В работе [182] было показано, что замещение позиций гидроксил-ионов в структуре амфибола фтором существенно увеличивает стабильность амфибола по температуре и давлению.

Согласно различным вариантам модели образования андезитовых расплавов с участием амфибола (из базальтовых магм, амфиболитов), при физико-химических параметрах генерации расплава амфибол должен быть устойчив на ликвидусе андезита.

Амфибол появляется на ликвидусе андезита или вблизи него только при достаточно высокой летучести воды, т.е. при высоких $P_{общ}$ и $X_{H_2O}^V$ или $X_{H_2O}^m$. При более низких f_{H_2O} температуры ликвидуса других силикатных фаз резко возрастают, тогда как температура устойчивости Amph существенно не меняется до значительного падения содержания в расплаве воды (см. выше).

Минимальное давление, при котором амфибол кристаллизуется на ликвидусе андезита, составляет 8—10 кбар [144; 147; 255]. При этом в расплаве должно быть растворено не ниже 7—12 мас. %

H_2O , а мольная доля воды в равновесном паре превышать 0,6, как следует из сечения для 8 кбар (рис. 8), построенного на основании данных работы [147]. Такая же высокая мольная доля воды в паре необходима для устойчивости амфибола на ликвидусе и при более высоких давлениях, вплоть до 21,5 кбар, — максимального давления, при котором амфибол стабилен в андезите [113]. Концентрация воды в первичном расплаве с ростом давления будет соответственно возрастать.

Таким образом, генерация андезитовых магм, контролируемая отделением амфибола, возможна в области давлений от 8 до 22 кбар, т.е. на глубинах 30—70 км, при температурах 950—970°C, при мольной доле H_2O в флюиде 0,6—1,0, когда концентрация воды в первичном расплаве составляет примерно 7—20 мас. %¹.

ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ ЭКЛОГИТОВ

Впервые на возможность образования андезитовых магм при частичном плавлении эклогитов указали Т. Грин и А. Рингвуд [25; 166]. Они провели опыты в сухих условиях с серией вулканических пород от базальта до риолито-дацита при давлениях 9—36 кбар. Было показано, что при давлениях более 20 кбар фракционирование в ряду базальт—андезит контролируется кристаллизацией граната и клинопироксена, которые являются минералами ликвидуса в этих составах. Авторы установили, что в изученной серии пород андезит обладает минимальной температурой ликвидуса. Вследствие низких содержаний SiO_2 в клинопироксене и гранате и высоких отношениях Fe/Mg в гранате фракционирование этих фаз из базальта вызывает обогащение жидкостей кремнеземом и щелочами без резкого возрастания отношения железа к магнию и изменяет их составы в сторону андезита. Однако дальнейшей дифференциации к более кислым расплавам, по мнению авторов, не происходит из-за наличия термического минимума в области андезита.

Таким образом, разные степени частичного плавления "сухого" кварцевого эклогита (или кристаллизация безводной базальтовой магмы) могут дать известково-щелочные магмы, такие, как андезитовые или андезитобазальтовые, причем андезит выплавляется первым как наиболее легкоплавкий состав. По оценке авторов, для получения андезита из высокоглиноземистого кварцевого толеита степень плавления должна составлять ~ 50%. В присутствии воды вследствие значительного снижения температуры стабильности кварца минимальной температурой плавления обладают более кислые, чем андезит, составы, и при малых степенях плавления ($\leq 40\%$) водного

¹ В работе [267] указывается, что амфибол кристаллизуется при температурах, близких к ликвидусу андезита, только из расплавов, содержащих 12—20 мас. % H_2O . Расхождение с нашей оценкой нижнего предела концентрации воды в расплаве вызвано тем, что П. Вайли с соавторами исходили из условий водонасыщенности ($X_{H_2O}^y \sim 1,0$), тогда как более детальное изучение экспериментальных данных, приведенных в [147], свидетельствует о возможности существования $Amph$ на ликвидусе или вблизи него в условиях недосыщения ($X_{H_2O}^y < 1,0$), см. рис. 8.

кварцевого эклогита будут возникать дацитовые и риолитовые жидкости [25].

Т. Грин [164] изучил фазовые соотношения в расплаве андезита с заданными концентрациями воды при давлениях 9—36 кбар и подтвердил, что "эклогитовая" модель в целом хорошо объясняет образование андезитов и дацитов по отношению к содержанию основных петрогенных компонентов.

На основании результатов указанных работ утвердилось мнение, что частичным плавлением кварцевого эклогита в присутствии воды может быть получен весь спектр известково-щелочных пород.

В.А. Жариков, Р.А. Ишбулатов и др. [33—36; 40], проделав эксперименты с серией известково-щелочных составов при давлениях 25, 35, 45 кбар, нашли, что из-за наличия температурного минимума на ликвидусе известково-щелочного ряда пород, при плавлении пород с $\text{SiO}_2 < 61\text{—}63$ мас. % или при фракционировании аналогичных магм в сухих условиях в интервале 25—45 кбар нельзя получить жидкости более кислые, чем андезито-дацит.

В насыщенных и недосыщенных водой условиях при давлениях до 35 кбар было проделано плавление серии пород, соответствующих по составу известково-щелочным базальту, андезиту и риолиту [253—255]. На основании анализа фазовых отношений в интервале плавления изученных пород и тщательного исследования химизма остаточных жидкостей в опытах при 30 кбар Р. Стерн и П. Уайли [253, 254] показали, что составы жидкостей отклоняются от тренда природных известково-щелочных пород как при "сухом", так и в водном плавлении кварцевого эклогита, причем добавление воды усиливает это расхождение. В работе [253] отмечено, что в ряду известково-щелочных пород андезито-дацит обладает минимальной температурой плавления в "сухих" условиях при 20—45 кбар; однако это не является препятствием для образования более кислых жидкостей при кристаллизационной дифференциации базальтов, как утверждалось в работах [25; 33; 40], так как составы на линии базальт—андезит—риолит не могут быть аппроксимированы бинарной системой базальт— SiO_2 .

Описанные экспериментальные данные показывают, что при плавлении кварцевых эклогитов могут быть получены кварцнормативные расплавы, отвечающие по содержанию кремнезема известково-щелочным андезитам и риолитам, но отличающиеся от них по другим петрогенным окислам. Следовательно, если генерация первичных андезитовых магм происходит в зонах субдукции в области устойчивости эклогитового парагенезиса, то при подъеме магм к поверхности они должны претерпеть изменения в составах, приводящие их на линию известково-щелочного тренда.

Глубины, на которых возможно выплавление таких андезито-подобных расплавов, превышают 50—65 км, так как гранат стабилен на ликвидусе андезита при давлениях более 15—20 кбар как в "сухих" условиях, где он сменяет ликвидусный плагиоклаз [25; 255], так и в условиях насыщения H_2O и близких к ним, когда разрушается амфибол [113—115].

Концентрацию воды в первичных андезитоподобных расплавах в случае их возникновения при частичном плавлении эклогитов в зоне субдукции можно примерно оценить, сравнивая температуры ликвидуса андезита при разных содержаниях воды с расчетными моделями температурного режима в верхней части погружающейся плиты (рис. 9). По расчетам различных авторов [167; 229; 263], геотермы верха погружающейся плиты могут различаться на 300—400°С поэтому эта оценка подвержена значительным колебаниям. В зависимости от выбранной температурной кривой, концентрации воды колеблются от 1 мас. % до условий $P_{H_2O} = P_{общ}$ (> 20 мас. %). Соответственно температуры андезитовых расплавов сильно варьируют

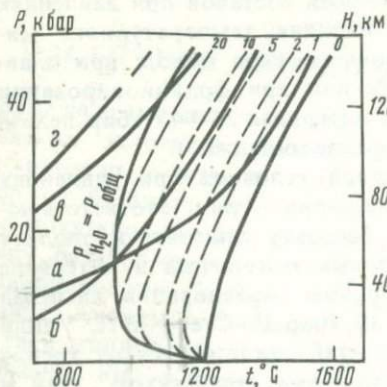


Рис. 9. Ликвидусные кривые андезита при разных концентрациях воды в расплаве (тонкие пунктирные линии) и геотермы верхней части погружающейся плиты, согласно различным моделям (жирные линии):

a — [167], *б* — [229], *в* — [263], *г* — [118]

Цифры у ликвидусных кривых — концентрация воды в мас. %.

от 1200—1400°С при низких (~ 1%) содержаниях воды до 950—1050°С в насыщенных водой условиях в интервале давлений 20—40 кбар.

Однако до недавнего времени модели распределения температур в зонах погружения океанической коры не учитывали влияния дегидратации водных минералов, которая должна происходить на глубинах порядка 80—150 км и сопровождаться значительными эндотермическими эффектами [118; 140]. Геотермические кривые, вычисленные с учетом реакций дегидратации, оказались значительно "холоднее", чем оценивалось ранее [118] (см. рис. 9, кривая *г*); они хорошо согласуются с определениями поверхностного теплового потока на границе океан—континент [119; 175]. Более того, согласно этим геотермам, плавление в зонах субдукции не происходит, оно может быть свойственно лишь "молодым" зонам [118]. Если и будут достигнуты температуры плавления, то вряд ли они значительно превысят температуры солидуса эклогита ввиду существенного эндотермического эффекта реакций плавления [140].

Таким образом, если расплавы, близкие андезитовым, и выплавляются из океанической коры в областях устойчивости эклогитового парагенезиса, то концентрации воды в них скорее всего будут не ниже ~ 20 мас. %, а температуры при 20—40 кбар составят 950—1000°С.

АНАТЕКСИС ПЕРИДОТИТОВ МАНТИИ

Принципиальная возможность выплавления кварцнормативных жидкостей из ультраосновных составов была продемонстрирована опытами Куширо и др. [201], которые показали, что в присутствии воды энстатит плавится инконгруэнтно с образованием форстерита и кварцнормативной жидкости до давлений 30 кбар, тогда как в "сухих" условиях плавление становится конгруэнтным при $P > 5$ кбар. В дальнейшем кварцнормативные расплавы были получены при частичном плавлении более сложных искусственных и природных систем [194—199].

Б. Майсен и А. Беттчер [55] провели эксперименты с четырьмя природными перидотитами в широком интервале концентраций воды при контролируемой летучести водорода в области давлений 7,5—30 кбар и показали, что составы жидкостей сильно варьируют в зависимости от мольной доли воды в паре ($x_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{v}}$). Основываясь на результатах микрозондовых анализов закалочных стекол, авторы установили возможность выплавления кварцнормативных составов, близких андезитам, до давлений порядка 25 кбар, если мольная доля воды в паре составляет 0,6—1,0 ($x_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{v}} \geq 0,6$). При мантийных давлениях ($P \gtrsim 8$ кбар или $H \gtrsim 30$ км) это дает нижний предел концентраций воды в первичных андезитовых расплавах 7—12 мас. %. Температуры, при которых образовывались расплавы с содержанием $\text{SiO}_2 > 57\%$, находились в пределах 950—1150°C. Авторы показали наличие реакционных отношений между оливином и расплавами, богатыми SiO_2 , что объясняет отсутствие оливина на андезитовом ликвидусе. Кварцнормативные расплавы при плавлении перидотита были получены как в области устойчивости амфибола в перидотите, так и при более высоких температурах (1100—1150°C), вероятно, вследствие инконгруэнтного плавления энстатита.

Температуры образования андезитовых жидкостей в опытах Б. Майсена и А. Беттчера часто значительно превышают температуру ликвидуса андезита, которая в подобных условиях составляет 950—970°C [113—115]. Это означает, что составы жидкостей, образующихся в результате частичного плавления перидотита при 1000—1150°C, не соответствуют типичному андезиту, и если андезитовые магмы являются продуктом прямого выплавления из мантийных перидотитов, то температуры таких расплавов не должны превышать 950—970°C.

Закалочные стекла с содержанием $\text{SiO}_2 > 57\%$, полученные в опытах Б. Майсена и А. Беттчера, отличаются от типичных андезитов более низкими содержаниями железа и щелочей, особенно калия, более высокими концентрациями кальция и высокими отношениями $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$. Содержания K_2O в стеклах всегда меньше 1 мас. %, даже при добавлении к исходному материалу 1 мас. % K_2O .

Возможность прямого выплавления андезитовых магм из мантии вызывает возражения ряда петрологов [218; 222; 267]. Д. Никольс и А. Рингвуд [222] изучили стабильность оливина в оливиновом и кварцевом толентах и двух андезито-базальтах. Ими показано,

что область ликвидусной кристаллизации оливина сильно сокращается по мере возрастания их кислотности и магмы более кислые, чем андезито-базальтовые, не могут выплавляться в перидотитовой верхней мантии. Такой же вывод получен в [188] на основании опытов с упрощенным андезитовым составом при $P = 10-30$ кбар. Однако отсутствие оливина на андезитовом ликвидусе, даже при добавлении в систему оливина, вероятно, объясняется наличием реакционных отношений оливина с водной андезитовой жидкостью [55, 218]. В [222] указано также, что жидкости, выплавляемые из мантии, должны обладать более высокими отношениями $Mg/(Mg+Fe)$, чем это характерно для природных андезитов. Это заключение основано на составах мантийных оливинов (Fe_{86-95}) и коэффициенте распределения магния и железа между оливином и расплавом ($K_D^{Fe-Mg} = 0,3$) [237]. В то же время Б. Майсен и И. Куширо [218] отметили, что при достаточно высокой летучести кислорода сравнительно железистые жидкости могут быть равновесны с мантийными оливинами из-за возрастания отношения $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в жидкости при увеличении в ней доли Fe^{3+} . Атомные отношения $Mg/(Mg+Fe)$ в андезитах составляют 0,45—0,55 (см. табл. 1). Нами были рассчитаны летучести кислорода, при которых такие расплавы могут быть равновесны с оливинами состава Fe_{86-90} . В расчете использовались $K_D^{Fe-Mg} = 0,3$ и уравнение, связывающее летучесть кислорода и окислительное состояние железа в расплаве при $1200^\circ C$ [237].

Результаты свидетельствуют, что только при высоких f_{O_2} , на два и более порядков выше $f_{O_2}^{NNO}$, расплавы типичных андезитов могли быть равновесны с мантийными оливинами.

В то же время подобные расчеты показали равновесность биннитовых составов ($Mg/(Mg+Fe) = 0,7$) с мантийным ОI в условиях f_{O_2} , близких равновесию кварц—фаялит—железо, что хорошо согласуется с имеющимися данными о режиме O_2 в верхней мантии [79; 121].

Сложность надежного определения состава жидкостей, равновесных с кристаллами в присутствии воды при высоких давлениях, вызывается возможностью кристаллизации этих жидкостей при закалке. На этом основании Д. Никольс и А. Рингвуд [218; 221], Д. Грин [161] и др. утверждают, что составы стекол, определенные на микрозонде, не соответствуют составам жидкостей, действительно равновесных в условиях опыта.

В общем возможность прямого выплавления богатых кремнеземом расплавов (андезитовых и более кислых) из ультраосновного вещества служит предметом дискуссии [161; 218], их составы по ряду характеристик отличаются от природных известково-щелочных андезитов. Однако мантийная модель генезиса андезитов, несмотря на возможные возражения, привлекает внимание многих петрологов, например [78; 203]. Изложенные выше соображения позволяют ограничить физико-химические параметры первичных андезитовых расплавов в случае их непосредственного выплавления из ультраосновной мантии. Характерной чертой таких расплавов будут являться высокие концентрации в них H_2O : от 7—12 мас. % при

$P = 8$ кбар, от 20 и более мас. % при $P = 20$ кбар, в соответствии с высокой мольной долей воды в равновесном флюиде: 0,6—1,0. Если магмообразование происходит в верхах мантийного диапира, в переходной зоне кора—мантия (см. с. 8—9), т.е. при несколько более низких $P_{\text{общ}}$, то в первичном расплаве концентрация воды могла бы быть несколько ниже 5—10 мас. %. Экспериментальные данные о возможности выплавления из перидотитов жидкостей, богатых SiO_2 , при $P > 22$ кбар (в области устойчивости граната) отсутствуют. С ростом давления область равновесия оливина с такими жидкостями сильно сокращается и исчезает даже при избытке H_2O [188; 222].

Вероятно, расплавы, близкие андезитам, не могут быть получены прямым плавлением мантии при $P > 20$ —22 кбар. Температуры таких расплавов не должны превышать ликвидуса андезита в данном интервале условий, т.е. 950—970°С, а летучесть кислорода должна быть, по-видимому, на два или более порядка выше равновесия Ni — NiO . В то же время возможно, что андезитоподобные магмы после отделения от мантийного субстрата испытывают некоторую кристаллизационную дифференциацию, приводящую их составы в близкое соответствие с типичными известково-щелочными андезитами. Концентрации воды в таких андезитоподобных магмах также будут высокие, в указанных выше пределах, тогда как температуры, вероятно, могут быть выше, а летучесть кислорода ниже, чем при прямом, одностадийном образовании андезитов из мантии. Наиболее реальными претендентами на роль первичных андезитовых выплавов из мантии являются породы группы высокомагнезиальных андезитобонинитов. На это указывают высокие отношения в них Mg/Fe , высокие концентрации Mg и Ni и низкие — щелочей (в бонинитах), против ожидаемых в мантийных выплавках [200]. Возможность выплавления таких составов из мантии при высоких $P_{\text{H}_2\text{O}}$ подтверждается экспериментальными данными [200; 258].

ВЫВОДЫ

Рассмотрение экспериментальных данных позволило охарактеризовать физико-химические условия возможных путей образования андезитовых расплавов с позиций гипотез кристаллизационной дифференциации и частичного плавления (см. табл. 4). Существующие гипотезы образования андезитов значительно различаются по физико-химическим параметрам первичных андезитовых расплавов, что дает возможность произвести их оценку на основании определения физико-химических условий кристаллизации андезитов.

• Для каждой модели дифференциации базальтового вещества можно указать кристаллическую фазу, участие которой направляет развитие процесса в сторону, нужную для образования андезитовых (андезитоподобных) расплавов. В области низких, умеренных давлений (10 кбар) — это магнетит, в интервале 8—20 кбар — амфибол, а при давлениях более 20 кбар — гранат. При плавлении ультраосновного материала образование жидкостей, богатых SiO_2 , в первую

очередь, вероятно, определяется инконгруэнтным плавлением энстатита.

Один из важнейших параметров образования андезитовых магм — активность воды в исходном расплаве. По режиму воды в зонах генерации магм все гипотезы образования андезитов можно разбить на две группы. К первой группе относятся модели, требующие высокой летучести воды в областях образования расплавов: амфиболовая", "эклогитовая" и "ультраосновная". Согласно "водным" моделям, концентрации воды в первичных андезитовых расплавах будут не ниже 7—10 масс. %.

Вторая группа моделей не требует таких высоких концентраций воды. К этой группе относятся различные варианты фракционирования безводной кристаллической ассоциации с магнетитом из базальтового состава: кристаллизация базальтовой магмы или частичное плавление основных пород в коре островных дуг или континентальных окраин. Для реализации в природе этой модели летучесть кислорода в андезитовых магмах должна на 1—2 порядка превышать $f_{O_2}^{NNO}$.

Амфиболовая, эклогитовая и мантийная модели обладают теми или иными несоответствиями с химическим составом природных андезитов, что предполагает возможность модификации составов соответствующих магм при подъеме к поверхности. Магнетитовая модель изучалась на упрощенных системах, но составы природных известково-щелочных пород и их фенокристаллов хорошо согласуются с составами андезитов [2; 160; 235].

Глава 3

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СИСТЕМЫ АНДЕЗИТ—ВОДА ПРИ РЕГУЛИРУЕМОМ РЕЖИМЕ КИСЛОРОДА

Кристаллизация андезитовых расплавов изучалась многими авторами [2; 40; 113; 144; 147; 164; 166; 255]. Было обнаружено существенное влияние активности воды и общего давления на смещение полей кристаллизации плагиоклаза, пироксенов и магнетита, определены поля устойчивости амфибола и граната. Исследованиями при 1 атм установлено сильное влияние активности кислорода на стабильность железотитановых окислов и отсутствие такого влияния на плагиоклаз и пироксены. Однако между результатами разных исследований наблюдаются различия в определении относительной стабильности фаз, в частности в положении условий пересечения ликвидусов фаз, имеющих важное значение в физико-химическом анализе. В этих работах так же слабо охарактеризованы количественные соотношения фаз. Задачи настоящего исследования потребовали более детального изучения влияния воды и других параметров на кристаллизацию андезитового расплава, чем это имелось в литературе.

УСЛОВИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В ходе экспериментов было изучено влияние температуры, общего давления, активности воды и кислорода на фазовые соотношения в интервале плавления одного образца андезита, а также растворимость воды в расплаве андезита при давлениях до 5000 атм.

В экспериментах был использован образец двупироксенового андезита лавового потока вулкана Безымянного. Его химический состав (см. табл. 1) типичен для андезитов известково-щелочной серии и близок среднему составу андезитов Центральной Камчатской депрессии [68], отличаясь несколько более высоким содержанием окислов, входящих в состав плагиоклаза (Al_2O_3 , CaO и Na_2O).

Опыты проводились при давлениях 1 атм и 1000—5000 бар, что охватывает глубины, на которых расположены подводящие каналы и питающий очаг вулкана Безымянного. Кроме того, были проведены опыты при 12 кбар, и таким образом получена возможность оценки фазовых соотношений в андезитовом расплаве при давлениях, отвечающих основанию коры под Ключевской группой вулканов.

Оценки содержания воды в магмах вулканических областей, проведенные различными способами, показывают, что оно не превышает 4—5 масс. % и чаще всего составляет 1—3 мас. % (см. гл. 4; [46, 59]). В связи с этим наибольшее внимание было уделено в опытах плавлению андезитов при низких концентрациях воды (1—3 масс. %). Вместе с тем проведены исследования и при высокой концентрации воды в системе андезит—вода (≤ 10 масс. %), чтобы иметь возможность полностью охарактеризовать влияние воды на фазовые соотношения.

Термодинамические расчеты активности кислорода в магматических системах показали (см. 4), что для андезитовых расплавов характерна летучесть O_2 , близкая к буферу Ni—NiO или несколько более высокая. По этой причине активность O_2 в опытах при высоких давлениях задавалась буфером $\text{Ni—NiO—H}_2\text{O}$, а при 1 атм соответствовала буферам NNO и CO_2 .

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Одними из главных методических проблем, возникающих при экспериментальном изучении природных и искусственных железосодержащих систем, являются: 1) поддержание определенного окислительно-восстановительного режима (т.е. режима кислорода), 2) предотвращение взаимодействия образца с материалом контейнера, в особенности при переходе железа из расплава в металлические ампулы, и 3) достижение равновесия во время опыта. Решение двух первых проблем особенно важно при выяснении условий кристаллизации магнетита. В опытах при высоких давлениях, кроме того, возникает задача создания определенной активности воды.

Существующие методы решения указанных экспериментальных задач рассмотрены в большом количестве работ [2; 53; 125—127;

142; 144; 155; 156; 168; 181; 183; 184; 187; 211; 219; 231; 232]. В зависимости от общего давления в наших экспериментах применялись различные установки и разные методики проведения опытов, поэтому особенности каждой методики рассматриваются отдельно.

Во всех опытах используется метод закалки путем резкого охлаждения. Изучение образцов после опытов в подавляющем большинстве случаев показало отсутствие закалочных фаз. Лишь при 5000 атм в насыщенных условиях наблюдалось выпадение игольчатых агрегатов амфибола. Возможно, что во время закалки также происходило нарастание тонких каемок вокруг кристаллов, не обнаруженных под микроскопом. Метод закалки оказался вполне приемлемым для целей данной работы.

Время, необходимое для достижения равновесия, зависит от условий опыта и исходного состояния образца. Как показали предыдущие исследования [2; 55; 144; 147; 255], оно сокращается при повышении температуры, давления и концентрации воды в системе. Длительность наших опытов выбиралась в соответствии с данными других экспериментаторов [2; 144; 147; 166] в зависимости от конкретных условий.

В качестве исходного вещества в наших опытах использовался порошок андезита, растертого в агатовой ступке в присутствии ацетона. Порошок обезвоживался при 200°C в течение 10 ч и затем хранился в эксикаторе. В дальнейшем отсутствие воды в порошке контролировалось прокаливанием навески при 1200°C. Размер зерен порошка составлял примерно 10 мкм, что, судя по данным ряда авторов [2; 55; 142; 144], создает оптимальные условия для достижения равновесия.

Методика экспериментов при 1 атм

Целью опытов, проведенных при давлении 1 атм, было определение температур стабильности фаз и их зависимости от режима кислорода. В первую очередь нас интересовала стабильность магнетита.

Опыты проводились на высокотемпературной установке с регулируемой активностью кислорода (рис. 10). Конструкция установки и методика проведения подобных экспериментов детально описаны в [16].

Температура опытов поддерживалась на заданном уровне через управляющую термопару прибором ВРТ-3 с точностью $\pm 1^\circ\text{C}$. Вертикальный градиент температур в рабочей зоне составляет $\sim 2^\circ\text{C}$ на расстоянии ± 1 см от точки с максимальной температурой. Измерение температуры в рабочей зоне осуществлялось рабочей термопарой типа ТПП, отградуированной по точке плавления золота. Было замечено, что по мере использования термопары ее показания изменяются, вероятно, в результате загрязнения в ходе опытов, несмотря на то что слайд термопары был закрыт платиновым чехлом. В соответствии с этим примерно раз в неделю производилась градуировка рабочей термопары по золоту или по

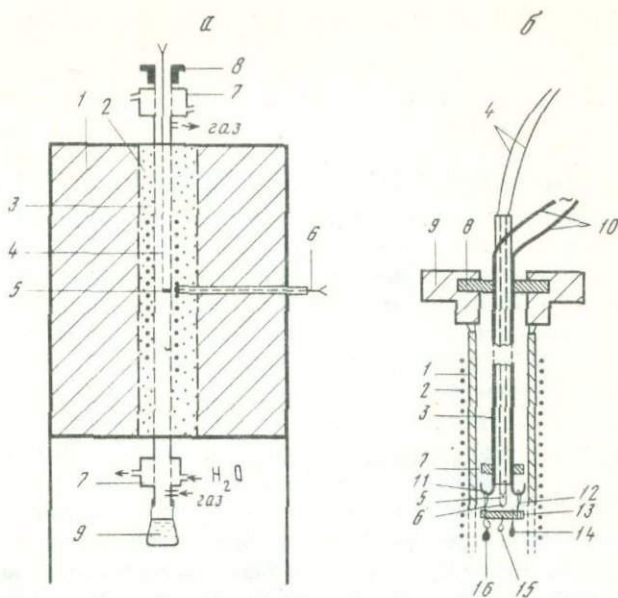


Рис. 10. Схема установки с регулируемой активностью кислорода

a — вертикальный разрез печи: 1 — термостойкий кирпич; 2 — засыпка окиси алюминия; 3 — мулитокремнеземистая трубка с обмоткой; 4 — рабочая термопара; 5 — изучаемый образец; 6 — управляющая термопара; 7 — холодильник; 8 — фиксирующая гайка; 9 — колба с водой для закалки образцов; *b* — внутреннее устройство рабочей камеры: 1 — мулитокремнеземистая трубка; 2 — платиновая обмотка; 3 — внутренняя мулитокремнеземистая трубка; 4 — рабочая термопара; 5 — спай термопары; 6 — защитный чехол термопары; 7 — центрировочный диск; 8 — резиновая прокладка; 9 — фиксирующая гайка; 10 — платиновые провода для пережигания; 11 — крючки для подвешивания образцов; 12 — платиновые проволочки для подвешивания диска; 13 — платиновый диск; 14 — платиновый крючок с образцом; 15 — платиновый крючок со смесью Ni—NiO; 16 — капля образца на платиновых "усах". По [16] с дополнениями

контрольной термопаре, также калиброванной по золоту. Соответствующая поправка затем вносилась в показания рабочей термопары. В целом температурная погрешность опытов не превышает $\pm 5^\circ\text{C}$.

Контроль. f_{O_2} . Активность кислорода в ходе опытов поддерживалась на заданном уровне пропуская через рабочую камеру кислородсодержащих газовых смесей постоянного состава. В данной работе для создания f_{O_2} , соответствующей буферу NNO, использовалась смесь газов $\text{H}_2\text{—CO}_2$, а более высокие летучести кислорода были получены при пропускании чистой углекислоты. Методика термодинамических расчетов состава смеси, требуемого для создания при заданной температуре выбранной величины f_{O_2} , описана в [139; 233]. В работе [139] также табулированы составы смесей (в объемных процентах) в зависимости от f_{O_2} и T . Летучесть O_2 для CO_2 при 1 атм вычислялась на основании константы равновесия реакции:



$$K_{(1)} = f_{\text{CO}} f_{\text{O}_2}^{1/2} / f_{\text{CO}_2}, \quad (2)$$

зависимость которой от температуры взята из [139]. При $P_{\text{общ}} = 1$ атм

$$K_{(1)} = f_{\text{CO}} f_{\text{O}_2}^{1/2} / f_{\text{CO}_2} = x_{\text{CO}} x_{\text{O}_2}^{1/2} / (x_{\text{CO}_2}) \cdot P^{1/2} = x_{\text{CO}} x_{\text{O}_2}^{1/2} / x_{\text{CO}_2} \quad (3)$$

Для чистого CO_2 , согласно реакции (1), справедливы уравнения:

$$x_{\text{CO}_2} + x_{\text{CO}} + x_{\text{O}_2} = 1, \quad (4)$$

$$x_{\text{CO}} = 2x_{\text{O}_2}. \quad (5)$$

Из уравнений (3)—(5) получаем

$$K_{(1)} 2x_{\text{O}_2}^{3/2} / 1 - 3x_{\text{O}_2} \quad (6)$$

Так как $x_{\text{O}_2} \ll 1$, то

$$x_{\text{O}_2} = (K_{(1)}/2)^{2/3}. \quad (7)$$

Летучесть O_2 при 1 атм вычислялась по уравнению

$$\lg f_{\text{O}_2} = \lg x_{\text{O}_2} = 2/3 \lg K_{(1)}/2. \quad (8)$$

Смешение газов в требуемой пропорции осуществлялось газовым смесителем, описанным в [16]. Линейная скорость потока газовой смеси через рабочую камеру составляла 1 см/с. Калибровка печи по f_{O_2} производилась путем пропускания H_2 — CO_2 -смесей через порошки Ni и NiO. Отклонение реальных f_{O_2} в газовых смесях от табулированных в [139] не превышало 0,3 $\lg f_{\text{O}_2}$.

Подготовка образцов и проведение экспериментов. Важная особенность экспериментов при 1 атм — незначительность потерь железа из расплава. Это достигается использованием для подвешивания образцов петель и крючков из тонкой платиновой проволоки, что позволяет резко сократить поверхность контакта образца с платиной. Существует несколько методов для достижения этого [127; 142; 232].

При работе методом петли применялась методика, изложенная в [16]. Из растертого в пудру порошка породы прессовали таблетку диаметром 4,5 мм, массой 50—70 мг. Таблетку приваривали электрическим током или приклеивали поливиниловым спиртом к платиновой проволоке диаметром 0,15 мм, обвязанной или обжатой вокруг таблетки. Снизу к платиновой петле предварительно были привязаны короткие платиновые "усики" из проволоки диаметром 0,05 мм (см. рис. 10,б). Подготовленный таким образом образец вводили на короткое время в горячую зону печи, где происходило плавление образца и соскальзывание капли на "усики". После этого каплю можно было вынуть, чтобы затем использовать в опыте, или оставить в печи и выдерживать при заданных T и f_{O_2} . При работе методом крючка готовили шарик из смеси порошка породы с однопроцентным водным раствором поливинилового спирта. Шарик прикрепляли на крючок из платиновой проволоки диаметром 0,1 мм (рис. 10,б). При высокой температуре клей выгорал, а образец в виде капли висел на конце крючка. Вес образца в этом случае составлял 20—40 мг. Отношение массы образца к массе платины,

находящейся в контакте с ним, было более 100 и более 25 при использовании петель с "усиками" и крючков. Это, по данным [138], заведомо обеспечивало менее 1% потери железа из расплава. Подготовленные таким образом платиновые крючки или петли с образцами крепились на платиновый диск с отверстиями диаметром 1 см и толщиной около 1 мм. К диску также крепился и крючок со смесью порошков Ni и NiO, смоченной поливиниловым спиртом. Диск с образцами и буфером подвешивался на платиновых проволочках диаметром 0,1—0,2 мм к крючкам на концах платиновых проводов для пережигания соединительных проволочек (рис. 10, б). Диск находился в центре рабочей камеры в печи в нескольких миллиметрах ниже спая рабочей термопары; это обеспечивало расстояние около 1 см между спаем термопары и образцами. С целью закалки образцов в конце опыта через платиновые провода пропускался электрический ток; тонкие соединительные проволочки перегорали и образец падал в находящуюся внизу колбу с холодной водой (см. рис. 10, а), т.е. обеспечивалась почти мгновенная закалка его. Как показано в [126], испарение воды из колбы в ходе опыта почти не влияет на f_{O_2} газовой смеси. Один из недостатков экспериментов по методу петли или крючка — потеря щелочей из расплава в результате их испарения в токе газовой смеси [125; 138; 141]. Ни температура, ни летучесть кислорода, ни продолжительность наших опытов, судя по данным [138; 141], не вызывают потери более 5—10%, что не должно существенно повлиять на результаты.

Методика экспериментов при 1000—5000 атм и 12 кбар

Задачей опытов при высоких давлениях было исследование влияния общего давления и активности H_2O на фазовые соотношения в условиях контролируемого режима кислорода, а также определение растворимости воды при 1000—5000 атм.

При давлениях до 5000 атм опыты вели на газовой установке с внутренним нагревом конструкции Е.Б. Лебедева [52], а при давлениях 12 кбар — на установке типа цилиндр-поршень конструкции А.Б. Слуцкого. В первом случае точность измерения давления составляла ± 50 атм, а во втором — $\pm 5\%$ от общего давления. Погрешность измерения температур составляла $\pm 10^\circ$ для газовой установки и для установки цилиндр-поршень. Закалку продуктов экспериментов на газовой установке проводили при постоянном давлении, равном давлению во время опытов, время понижения температуры до комнатной величины составляло 1,5—3 мин, закалка образцов на установке цилиндр-поршень после выключения нагревателя происходила в течение нескольких секунд.

Опыты проводили в платиновых ампулах с внешним диаметром 3 и 5 мм. Требуемое количество воды вводили в ампулу микрошприцем, после чего добавляли порошок исследуемого вещества в заданном количестве. Соотношение между водой и силикатом контролировали взвешиванием на весах с точностью $\pm 0,05$ мг. Общий вес навески со-

ставлял от 25 до 100 мг. После загрузки ампулу заваривали с помощью дуговой сварки под микроскопом. Сохранность вещества в ампулах после сварки контролировали путем взвешивания.

Взаимодействие расплавов со стенками платиновых ампул приводит к потере железа в исследуемом веществе. Поэтому было проведено (совместно с Г.О. Саргсяном) исследование кинетики взаимодействия водосодержащего андезитового расплава с платиновыми ампулами при температуре 100°С, давлениях до 5000 атм при активности кислорода в системе, равной буферу NNO. Исследование показало, что при длительности опытов 8—10 ч потеря железа составляет мас. %, т.е. ~ 20% от общего количества; при температуре 800—850°С аналогичная потеря железа требует около 29—48 ч. Соответственно с этими данными выбиралось время опытов (не более 10 ч при температуре 1000—1100°С и не более 48 ч при 800—850°С).

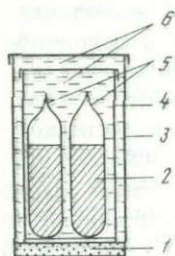


Рис. 11. Схема загрузки контейнера для проведения опытов на газовой установке

1 — буферная смесь Ni + NiO; 2 — исследуемый образец (порода + H₂O); 3 — никелевый стакан; 4 — платиновый стакан; 5 — платиновые ампулы; б — вода

Окислительно-восстановительный режим во время опытов на газовой установке контролировался внешней буферной смесью Ni—NiO—H₂O. Смесь никеля и закиси никеля находилась на дне стаканчика из никелевой фольги, внутри которого помещался стакан из платиновой фольги с ампулами, и таким образом исключался непосредственный контакт ампул с никелем буферной смеси (рис. 11). Никелевый стакан располагался в центре рабочей камеры, в которую затем наливалась дистиллированная вода, служащая одновременно компонентом буфера и средой, передающей давление на ампулы.

При заданных T и $P_{\text{общ}}$ для сосуществующих чистых Ni и NiO f_{O_2} также задана и равна $1/K_{(9)}^2$, где $K_{(9)}$ — константа реакции



Если количество смеси Ni и NiO достаточно велико и она полностью израсходуется в ходе опыта, то для летучести кислорода в буферной среде, окружающей ампулы с образцами, имеем

$$f_{\text{O}_2}^{\text{буф}} = f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}} = 1/K_{(9)}^2 \quad (10)$$

Таким образом, $f_{\text{O}_2}^{\text{буф}}$ является константой каждого опыта, и в присутствии в буферной смеси воды для равновесия



справедливо

$$K_{(11)} = f_{\text{H}_2} f_{\text{O}_2}^{1/2} / f_{\text{H}_2\text{O}} = f_{\text{H}_2}^{\text{буф}} (f_{\text{H}_2}^{\text{буф}})^{1/2} / f_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{буф}} \quad (12)$$

Летучесть кислорода в расплаве, равновесном с водной фазой, соот-

ветственно будет

$$f_{O_2}^m = f_{O_2}^v = (K_{(11)} f_{H_2O}^v / f_{H_2}^v)^2 \quad (13)$$

Так как водород свободно диффундирует через платину при высоких температурах [184], то $f_{H_2}^{б\text{у}\phi} = f_{H_2}^v$ и из (12) и (13)

$$\begin{aligned} f_{O_2}^m &= f_{O_2}^{б\text{у}\phi} (f_{H_2O}^v / f_{H_2O}^{б\text{у}\phi})^2 = \\ &= f_{O_2}^{б\text{у}\phi} (f_{H_2O}^v / f_{H_2O}^o)^2. \end{aligned} \quad (14)$$

В условиях насыщения расплава водой, т.е. при $f_{H_2O}^v = f_{H_2O}^o$

$$f_{O_2}^m = f_{O_2}^{NNO} = 1/K_{(9)}^2 \quad (15)$$

Однако в опытах с ограниченным количеством воды вся она растворена в расплаве и $f_{H_2O}^m < f_{H_2O}^o$. Следовательно, из уравнения (14) $f_{O_2}^m < f_{O_2}^{б\text{у}\phi}$, т.е. в недосыщенной водой области летучесть кислорода была ниже f_{O_2} , равновесной с буфером. Это накладывает некоторую неопределенность на интерпретацию фазовых соотношений в данной области, в первую очередь, понижая температуру стабильности Fe-Ti-окисных фаз на неизвестную величину.

Нами была сделана оценка отклонения f_{O_2} в расплаве от $f_{O_2}^{NNO}$. Активность воды в расплаве равна

$$a_{H_2O}^m = f_{H_2O}^m / f_{H_2O}^o \quad (16)$$

Аналогично (14) можно написать:

$$f_{O_2}^m = f_{O_2}^{NNO} (f_{H_2O}^m / f_{H_2O}^o)^2 \quad (17)$$

и далее

$$\lg f_{O_2}^m = \lg f_{O_2}^{NNO} + 2 \lg a_{H_2O}^m \quad (18)$$

Для оценки $a_{H_2O}^m$ нами использована модель К. Бернзема [8]. При мольной доле воды в расплаве $x_{H_2O}^m \leq 0,5$

$$a_{H_2O}^m = k(x_{H_2O}^m)^2, \quad (19)$$

где k — константа при данных T и P , представленная графически в [8].

Таблица 5

Расчеты для андезита

Мас. % H ₂ O в расплаве	x _{H₂O} ^m	P _{общ} атм	
		3000	5000
		2lga _{H₂O} ^m	2lga _{H₂O} ^m
1	0,128	-2,5	-2,8
2	0,229	-1,5	-1,8
3	0,311	-1,0	-1,2
5	0,434	-0,4	-0,7

Молекулярный вес андезита, рассчитанный по методу К. Бернэма, составляет 262,7 (см. ниже с. 101).

Результаты расчетов для экспериментального изученного андезита представлены в табл. 5.

Таким образом, при концентрациях воды в расплаве ниже 3 масс. % наблюдается существенное отклонение (на 1—3 порядка) $f_{O_2}^m$ от f_{O_2} буфера в восстановительную область. Кристаллизация приводит к увеличению концентрации воды в расплаве и уменьшает это отклонение. При концентрациях воды более 3 мас. % f_{O_2} в расплаве отклоняется от f_{O_2} буфера не более чем на порядок.

На установке цилиндр-поршень не производился специальный контроль режима кислорода, однако, по данным других исследователей [130; 147], установкам такого типа свойственны окислительно-восстановительные условия, близкие буферу NNO.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Фазовый состав образцов после опытов определялся оптически и с помощью микрозонда. Для диагностики фаз на микрозонде также были сделаны растровые снимки некоторых образцов (рис. 12). Опреде-

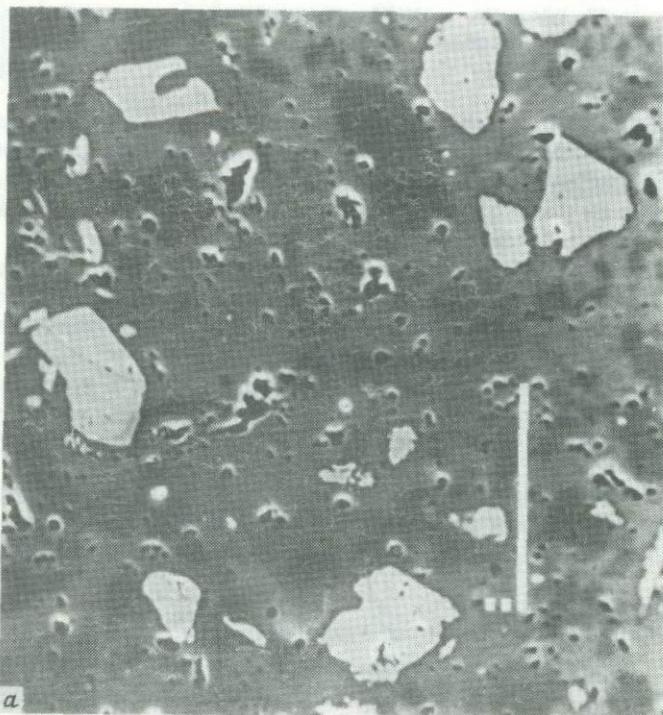


Рис. 12. Растровые снимки продукта закалки одного из опытов ($P = 3000$ атм, $T = 1050^\circ\text{C}$, 1,0 мас. % H_2O)

a — общий вид образца в отраженных лучах; *б, в, г, д* — снимки в лучах K_αCa , K_αFe , K_αAl и K_αK соответственно. Длина вертикальной черты соответствует 100 мкм (выполнено на аналитическом комплексе САМЕВАХ в ДВНЦ АН СССР, оператор В.В. Ананьев)

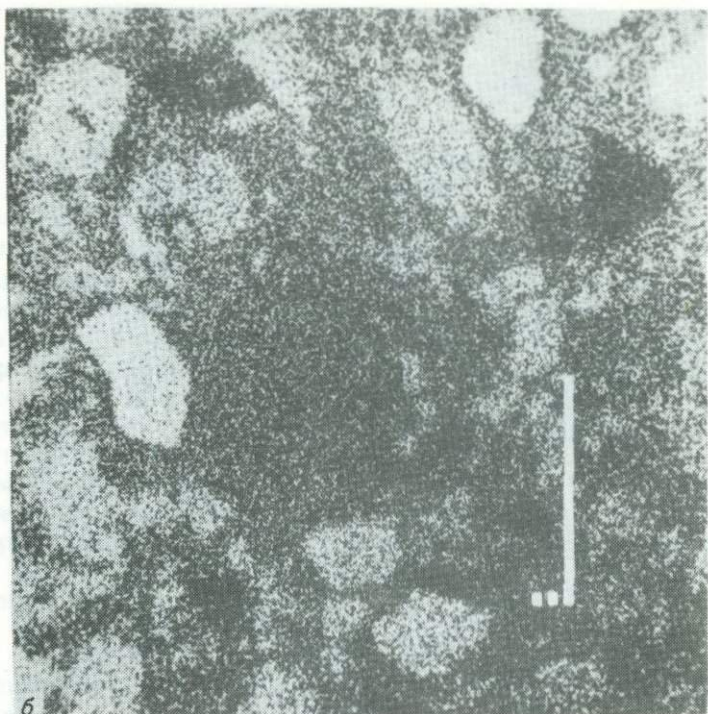


Рис. 12 (продолжение)

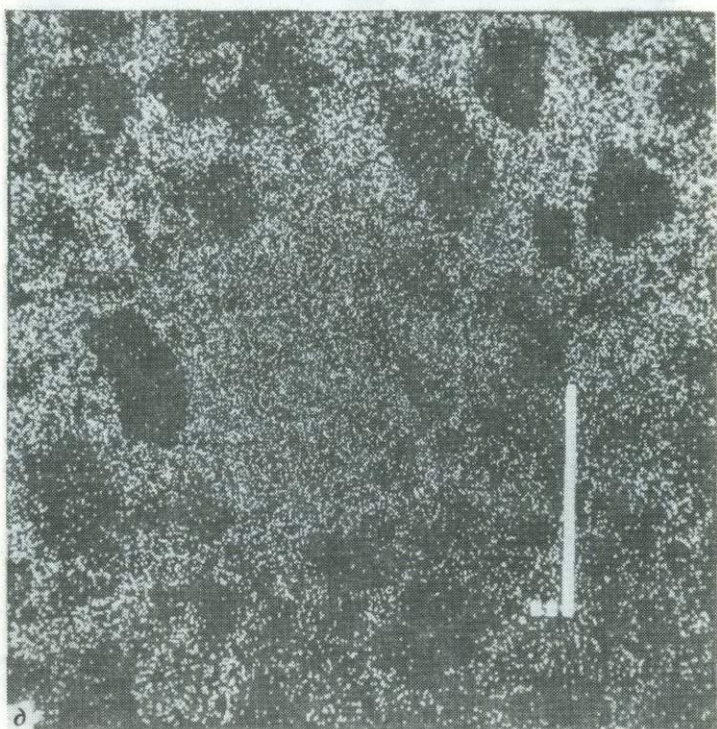
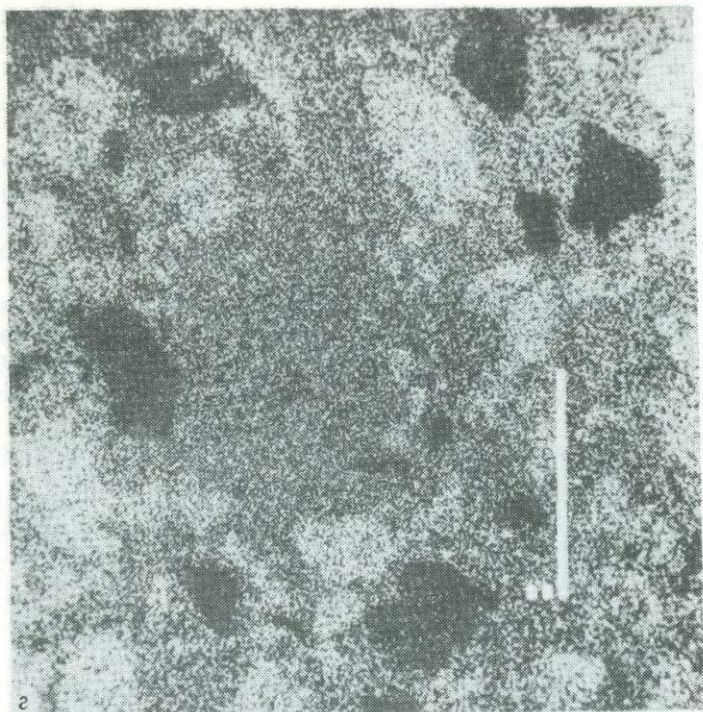


Рис. 12 (окончание)

ление содержания воды в стеклах осуществлено методом, описанным в [46], и по количеству воды, оставшейся в паровой фазе.

В зависимости от температуры, давления, концентрации воды в системе в продуктах закалки присутствуют следующие фазы (см. ниже табл. 12 и 14): стекло, плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, амфибол и железо-титановый окисел (окислы), обычно представленный титаномагнетитом (Mt); лишь в одном опыте при 12 кбар обнаружен также ильменит. Редко наряду с ОРх или СРх встречаются зерна пижонита. В продуктах одного из опытов при 5000 атм найден апатит.

Кристаллы после опытов имеют свежий облик, в них отсутствует видимая зональность, нередко наблюдаемая под микроскопом в минералах исходной породы, морфология и размеры фаз их ассоциации в продуктах опытов отличаются от таковых в порошке исходной породы. Это подтверждает достижение фазового равновесия в ходе опытов, но не исключает некоторую неравномерность составов фаз, часто наблюдаемую в петрологических экспериментах. О наличии такой неравновесности в продуктах проделанных нами опытов в ряде случаев свидетельствуют неоднородности составов фаз (данные) микронзондовых определений). Неравновесность составов в опытах при высоких давлениях может вызываться, в частности, потерями железа из расплава в ампулы.

Составы фаз

Составы фаз, определенные на микронзонде¹ в продуктах закалки для части опытов, представлены в таблицах 6—11.

Наиболее заметные изменения наблюдаются в составах стекол

Таблица 6

Химические составы стекол из опытов при 1 атм

Компоненты	CO ₂ f _{O₂}			NNO f _{O₂}				
	1238	1151	1076	1230	1210	1202	1155	1130
SiO ₂	60,62	63,03	75,87	59,87	60,62	60,56	64,55	69,43
TiO ₂	0,59	0,79	0,46	0,63	0,61	0,64	0,87	0,52
Al ₂ O ₃	17,78	14,87	12,08	17,89	16,07	16,36	14,33	14,22
FeO*	5,62	5,74	1,54	5,65	6,00	6,12	6,29	3,37
MnO	0,11	0,14	0,03	0,13	0,12	0,14	0,08	0,11
MgO	2,51	3,41	0,40	2,57	3,34	3,06	2,26	1,36
CaO	6,92	5,42	1,96	6,84	6,37	6,36	4,88	3,64
Na ₂ O	3,06	3,28	2,58	3,60	2,79	3,72	3,18	3,50
K ₂ O	1,67	2,09	3,56	1,79	1,88	1,92	2,40	2,95
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
Сумма	98,90	98,78	98,49	98,98	98,81	98,91	98,88	99,09
FeO*/MgO	2,24	1,68	3,85	2,20	1,80	2,00	2,78	2,48
Число анализов	4	2	1	3	6	3	4	2

¹ Анализы проведены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР на аналитическом комплексе САМЕВАХ, операторы В.В. Ананьев, Т.М. Философова, В.М. Чубаров.

Таблица 7

Химические составы закалочных стекол из опытов при высоких давлениях

Компоненты	1000 атм					
	1200°С		1170°С	1050°С		1000°С
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	0,9	0	1,1	1,3	2,8	1,2
SiO ₂	59,57	60,41	59,85	60,32	59,32	61,43
TiO ₂	0,58	0,49	0,49	0,64	0,52	0,92
Al ₂ O ₃	18,45	18,53	18,41	15,57	17,73	15,16
FeO*	2,72	3,43	4,19	5,65	3,42	5,98
MnO	0,11	0,09	0,09	0,12	0,11	0,12
MgO	2,64	2,58	2,78	3,01	2,71	2,21
CaO	7,38	7,19	6,97	5,96	6,72	5,17
Na ₂ O	3,61	3,70	3,75	3,51	3,58	2,99
K ₂ O	1,40	1,48	1,53	1,81	1,63	2,10
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Сумма	96,48	97,88	98,05	96,60	95,76	96,09
Химические составы стекол, приведенные к 100%						
SiO ₂	61,74	61,72	61,04	62,44	61,95	63,93
TiO ₂	0,60	0,50	0,50	0,66	0,54	0,96
Al ₂ O ₃	19,12	18,93	18,78	16,12	18,52	15,78
FeO*	2,82	3,50	4,27	5,84	3,57	6,22
MnO	0,11	0,09	0,09	0,12	0,11	0,12
MgO	2,74	2,64	2,84	3,12	2,88	2,30
CaO	7,65	7,35	7,11	6,17	7,02	5,38
Na ₂ O	3,74	3,78	3,82	3,67	3,74	3,11
K ₂ O	1,45	1,51	1,56	1,87	1,70	2,19
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
FeO*/MgO	1,03	1,33	1,50	1,87	1,24	2,70
Число анализов	4	2	4	4	4	3

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	100 атм	3000 атм				
	850°С	1100°С	1050°С		1000°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	5,5	1,1	1,0	2,6	2,6	5,0
SiO ₂	71,20	60,53	61,10	57,86	58,52	57,51
TiO ₂	0,22	0,55	0,96	0,51	0,54	0,46
Al ₂ O ₃	12,43	18,12	15,00	16,88	16,32	17,36
FeO*	1,12	3,82	5,91	5,02	4,73	3,56
MnO	0,02	0,12	0,12	0,13	0,10	0,10

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	100 атм	3000 атм				
	850°С	1100°С	1050°С		1000°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	5,5	1,1	1,0	2,6	2,6	5,0
MgO	0,21	2,92	2,27	3,19	2,60	2,60
CaO	1,15	6,96	5,63	7,14	5,82	7,06
Na ₂ O	3,45	3,99	2,16	2,67	3,70	3,40
K ₂ O	1,58	1,57	2,39	1,77	1,79	1,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02
Сумма	91,41	98,59	95,54	95,20	94,15	93,48
Химические составы стекол, приведенные к 100%						
SiO ₂	77,89	61,40	63,95	60,78	62,16	61,52
TiO ₂	0,24	0,57	1,00	0,54	0,57	0,49
Al ₂ O ₃	13,60	18,38	15,70	17,73	17,33	18,57
FeO*	1,23	3,87	6,19	5,27	5,02	3,81
MnO	0,02	0,12	0,13	0,14	0,11	0,11
MgO	0,23	2,96	2,38	3,35	2,76	2,78
CaO	1,26	7,06	5,89	7,50	6,18	7,55
Na ₂ O	3,77	4,05	2,26	2,80	3,93	3,64
K ₂ O	1,73	1,59	2,50	1,86	1,90	1,51
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02
FeO*/MgO	5,35	1,31	2,60	1,57	1,82	1,37
Число анализов	2	3	3	4	4	4

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	3000 атм			5000 атм		
	975°С	950°С	900°С	1050°С	1100°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	5,5	3,7	9,0	3,0	1,1	4,9
SiO ₂	61,50	61,52	57,73	57,09	64,64	57,11
TiO ₂	0,51	0,60	0,45	0,47	0,76	0,44
Al ₂ O ₃	15,73	14,84	15,86	17,24	14,88	17,66
FeO*	3,52	3,68	2,66	3,07	1,40	3,16
MnO	0,13	0,09	0,07	0,08	0,11	0,10
MgO	2,46	1,60	1,12	2,34	1,45	2,42
CaO	5,50	4,36	4,60	6,27	3,20	6,97
Na ₂ O	2,80	1,65	1,60	2,29	3,07	3,09
K ₂ O	2,35	2,19	1,88	1,72	3,22	1,35
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	94,51	90,65	85,98	90,58	92,73	92,32

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	3000 атм			5000 атм		
	975°С	950°С	900°С	1050°С	1100°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	5,5	3,7	9,0	3,0	1,1	4,9
Химические составы стекол, приведенные к 100%						
SiO ₂	65,07	67,87	67,14	63,03	69,71	61,86
TiO ₂	0,54	0,66	0,52	0,51	0,72	0,48
Al ₂ O ₃	16,64	16,37	18,45	19,03	16,05	19,13
FeO*	3,72	4,06	3,09	3,39	1,51	3,42
MnO	0,13	0,10	0,08	0,09	0,12	0,11
MgO	2,60	1,77	1,30	2,58	1,56	2,62
CaO	5,82	4,81	5,35	6,92	3,45	7,55
Na ₂ O	2,96	1,82	1,86	2,53	3,31	3,35
K ₂ O	2,49	2,42	2,19	1,90	3,47	1,46
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO*/MgO	1,43	2,29	2,38	1,31	0,97	1,31
Число анализов	3	3	4	5	4	3

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	12000 атм			
	1100°С	1050°С	950°С	900°С
	Концентрация воды в системе, мас. %			
	0	3	3	3
SiO ₂	63,84	60,00	61,15	63,36
TiO ₂	1,28	0,60	0,53	0,33
Al ₂ O ₃	14,56	16,68	16,48	15,42
FeO*	6,72	4,58	3,63	2,71
MnO	0,10	0,11	0,09	0,08
MgO	1,56	2,00	1,25	0,64
CaO	4,36	5,19	3,97	3,20
Na ₂ O	2,95	2,69	2,25	1,58
K ₂ O	2,59	2,02	2,08	2,32
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,01
Сумма	97,98	93,88	91,43	89,63
Химические составы стекол, приведенные к 100%				
SiO ₂	65,16	63,91	66,88	70,69
TiO ₂	1,31	0,64	0,58	0,37
Al ₂ O ₃	14,86	17,77	18,02	17,20
FeO*	6,86	4,88	3,97	3,02
MnO	0,10	0,12	0,10	0,09
MgO	1,59	2,13	1,37	0,71

Таблица 7 (окончание)

Компоненты	12000 атм			
	1100°С	1050°С	950°С	900°С
	Концентрация воды в системе, мас. %			
	0	3	3	3
Химические составы стекол, приведенные к 100%				
CaO	4,45	5,53	4,34	3,57
Na ₂ O	3,01	2,87	2,46	1,76
K ₂ O	2,64	2,15	2,27	2,59
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,01
FeO*/MgO	4,31	2,29	2,90	4,25
Число анализов	2	3	2	2

(см. табл. 6, 7), которые можно считать закалочными эквивалентами расплавов, полученных при P - T - f_{H_2O} - f_{O_2} -условиях опытов, так как образования заметных количеств закалочных кристаллов не наблюдалось. С понижением температуры повышается кислотность закалочных стекол, и при наиболее близких к солидусу температурах содержание SiO_2 в пересчете на безводный состав достигает 76—78%. Снижение температуры приводит также к существенному увеличению концентраций K_2O , TiO_2 , а в водных опытах при высоких давлениях — H_2O . Однако в поле стабильности Fe-Ti-окислов или амфибола рост содержания титана прекращается и наблюдается снижение его концентраций. Содержания FeO^* в стеклах, полученных при высоких давлениях и температурах, близких к ликвидусным, заметно варьируют (обычно в пределах 1%, редко больше). В этих условиях в фазовом поле $P1 + L$ в стеклах наблюдается снижение содержаний FeO^* относительно исходной породы, что указывает на частичную потерю железа из расплава в ходе опытов. Концентрации MgO на высокотемпературной стадии кристаллизации, когда из расплава выделяется только плагиоклаз ($\pm Mt$), растут, а с появлением пироксенов начинают снижаться. Содержание Al_2O_3 по мере кристаллизации падает (до 12—14% в наиболее кислых стеклах).

Повышение активности воды, приводя к увеличению степени плавления, в целом оказывает противоположное понижению температуры влияние на состав расплава. Эффект общего давления на состав расплава менее заметен. Повышение летучести кислорода, расширяя поле стабильности Mt , приводит к снижению железистости расплавов и сдерживает рост отношения FeO^*/MgO по мере кристаллизации. В близки ликвидусных опытах при 1 атм наблюдаются более высокие FeO^*/MgO -отношения, чем в исходной породе. Это может означать либо потерю MgO из расплава в буферную газовую смесь, либо, что более вероятно, занижение концентраций MgO в ходе микронзондовых анализов закалочных стекол.

Таблица 8

Химические составы ортопироксенов

Компоненты	1 атм		3000 атм			12000 атм
	1130°С		1050°С	1000°С	950°С	1050°С
	Концентрация воды в системе, мас. %					
	0		1,0	2,6	3,7	3,0
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край
SiO ₂	55,63	54,66	53,40	54,13	53,47	54,53
NiO ₂	0,23	0,22	0,21	0,17	0,21	0,25
Al ₂ O ₃	0,77	2,58	1,61	1,66	1,51	3,44
FeO	15,37	11,83	17,51	15,38	17,32	16,31
MnO	0,62	0,55	0,54	0,39	0,51	0,41
MgO	25,75	26,31	24,27	25,51	25,04	23,34
CaO	1,47	1,71	1,54	1,85	1,32	1,71
Na ₂ O	0,12	0,38	0,05	0,07	0,08	0,14
K ₂ O	0,03	0,41	0,02	0,00	0,00	0,08
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,11	0,01	0,07
Сумма	100,02	98,67	99,18	99,27	99,46	100,29
	Количества катионов (0 = 6)					
Si	2,0050	1,9722	1,9656	1,9703	1,9611	1,9652
Ti	0,0062	0,0061	0,0059	0,0047	0,0057	0,0068
Al	0,0328	0,1098	0,0699	0,0711	0,0650	0,1461
Cr	0,0007	0,0006	0,0005	0,0031	0,0002	0,0020
Fe	0,4633	0,3562	0,5392	0,4697	0,5291	0,4921
Mn	0,0189	0,0166	0,0169	0,0121	0,0159	0,0126
Mg	1,3835	1,4151	1,3316	1,3819	1,3688	1,2561
Ca	0,0568	0,0662	0,0609	0,0721	0,0518	0,0661
Na	0,0086	0,0262	0,0033	0,0048	0,0057	0,0095
K	0,0011	0,0190	0,0011	0,0000	0,0000	0,0036
Сумма	3,9769	3,9880	3,9951	3,9899	4,0032	3,9601
W ₀	0,0295	0,0357	0,0313	0,0371	0,0264	0,0365
En	0,7196	0,7628	0,6832	0,7133	0,6964	0,6870
Fs	0,2509	0,2815	0,2855	0,2496	0,2774	0,2765
FeO*/MgO	0,597	0,450	0,721	0,603	0,692	0,699
Число анали- зов	2	3	6	2	4	2

Примечание. Центр — центральные части кристаллов; край — края их и мелкие зерна.

Минеральные фазы в продуктах закалки обладают менее выдержанными составами в пределах одного образца по сравнению с составами стекол; это отражает недостаточность времени проведения экспериментов для достижения гомогенности кристаллов. Среди минеральных фаз плагиоклаз характеризуется наиболее широким спектром составов в пределах одного образца. Однако в опытах, проведенных при более

Таблица 9

Химические составы клинопироксенов

Компоненты	3000 атм						
	1050°С		1000°С		950°С		
	Концентрация воды в системе, мас. %						
	1,0	2,6	2,6	2,6	3,7		
		Центр	Край	Центр	Край		
SiO ₂	50,73	50,97	51,33	51,79	51,83	51,39	
TiO ₂	0,46	0,57	0,46	0,43	0,46	0,42	
Al ₂ O ₃	2,83	3,01	2,43	2,66	3,04	2,72	
FeO	8,98	9,05	8,77	9,31	7,92	9,60	
MnO	0,28	0,28	0,28	0,29	0,27	0,28	
MgO	14,43	13,51	14,06	14,83	15,85	14,18	
CaO	22,13	22,18	22,10	20,61	20,27	19,94	
Na ₂ O	0,21	0,20	0,11	0,22	0,12	0,12	
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,02	0,00	0,08	0,17	
Сумма	100,14	99,82	99,58	100,13	99,85	98,84	
		Количество катионов (0 = 6)					
Si	1,8973	1,9103	1,9250	1,9258	1,9180	1,9356	
Ti	0,0129	0,0160	0,0130	0,0119	0,0129	0,0119	
Al	0,1249	0,1330	0,1074	0,1164	0,1325	0,1206	
Cr	0,0021	0,0012	0,0004	0,0000	0,0023	0,0050	
Fe	0,2810	0,2836	0,2751	0,2896	0,2456	0,3024	
Mn	0,0088	0,0090	0,0089	0,0092	0,0085	0,0090	
Mg	0,8043	0,7546	0,7856	0,8221	0,8733	0,7957	
Ca	0,8866	0,8906	0,8879	0,8210	0,8038	0,8045	
Na	0,0151	0,0149	0,0078	0,0156	0,0084	0,0090	
K	0,0010	0,0006	0,0011	0,0000	0,0003	0,0008	
Сумма	4,0339	4,0139	4,0122	4,0115	4,0056	3,9945	
Wo	0,4476	0,4596	0,4536	0,4228	0,4163	0,4208	
En	0,4061	0,3894	0,4013	0,4234	0,4520	0,4163	
Fs	0,1463	0,1510	0,1451	0,1538	0,1317	0,1629	
FeO*/MgO	0,622	0,670	0,624	0,627	0,500	0,677	
Число анализов	6	3	3	3	6	4	

высоких температурах, активностях H₂O и давлениях этот спектр сужается. Это позволяет подметить определенные закономерности в изменении состава плагиоклаза, связанном с изменением физико-химических параметров. С понижением температуры в плагиоклазах растет доля альбитового компонента, тогда как увеличение активности воды приводит к обратному эффекту. С ростом общего давления содержание Ab в плагиоклазе также повышается. Так, плагиоклаз

Таблица 9 (окончание)

Компоненты	3000 атм	5000 атм	1200 атм		
	900°С	1000°С	1100°С	1050°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %				
	9,0	1,1	0	3,0	
SiO ₂	51,66	51,15	51,28	ц	к
TiO ₂	0,53	0,49	0,47	0,49	0,53
Al ₂ O ₃	3,20	3,04	2,46	3,03	5,97
FeO	8,75	9,27	9,07	10,07	9,65
MnO	0,26	0,30	0,30	0,32	0,24
MgO	14,84	14,33	14,94	13,46	12,27
CaO	20,93	19,76	20,00	20,31	16,96
Na ₂ O	0,17	0,14	0,26	0,31	0,46
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,18
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,00	0,02	0,11
Сумма	100,41	98,58	98,78	99,31	98,44
	Количество катионов (0 = 6)				
Si	1,9121	1,9278	1,9300	1,9296	1,9411
Ti	0,0147	0,0138	0,0133	0,0138	0,0147
Al	0,1396	0,1350	0,1091	0,1343	0,2624
Cr	0,0018	0,0023	0,0000	0,0005	0,0032
Fe	0,2709	0,2921	0,2855	0,3168	0,3012
Mn	0,0080	0,0097	0,0095	0,0101	0,0075
Mg	0,8188	0,8049	0,8383	0,7541	0,6826
Ca	0,8300	0,7980	0,8064	0,8183	0,6776
Na	0,0121	0,0105	0,0192	0,0224	0,0330
K	0,0007	0,0011	0,0000	0,0004	0,0086
Сумма	4,0086	3,9952	4,0113	4,0002	3,9318
Wo	0,4306	0,4189	0,4157	0,4308	0,4060
En	0,4247	0,4226	0,4321	0,3970	0,4100
Fs	0,1447	0,1585	0,1522	0,1722	0,1840
FeO*/MgO	0,590	0,647	0,607	0,748	0,787
Число анализов	4	4	3	2	3

из опытов при 5000 и 12000 атм, проведенных при 1050° С в присутствии в системе 3% H₂O, имеет средние составы An_{76,5} и An_{58,6} соответственно.

Составы пироксенов, полученных при различных физико-химических параметрах, не показывают четко выраженных зависимостей от условий опытов. Отношение FeO*/MgO в орто- и клинопироксенах колеблется в интервале 0,45—0,80. В амфиболах это отношение выше и со-

Таблица 10

Химические составы экспериментальных амфиболов

Компоненты	3000 атм			12000 атм			Компоненты	3000 атм			12000 атм			
	900°С			950°С				900°С			900°С			
	Концентрация воды в системе, мас. %							Концентрация воды в системе, мас. %						
	9,0			3,0				9,0			3,0			
												Количество катионов (O = 23)		
SiO ₂	44,29	53,36	47,80	Si	6,4376	7,5583	6,8137							
TiO ₂	1,75	1,04	1,89	Al	2,0072	1,7319	2,3180							
Al ₂ O ₃	11,72	10,37	13,82	Ti	0,1911	0,1110	0,2017							
FeO	10,47	7,55	15,03	Cr	0,0076	0,0057	0,0000							
MnO	0,14	0,25	0,23	Fe	1,2730	0,8932	1,7915							
MgO	15,12	10,31	9,15	Mn	0,0177	0,0299	0,0276							
CaO	11,47	11,96	8,96	Mg	3,2763	2,1765	1,9381							
Na ₂ O	2,29	0,59	2,16	Ca	1,7863	1,8145	1,3655							
K ₂ O	0,47	0,65	0,76	Na	0,6441	0,1627	0,5952							
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,00	K	0,0873	0,1168	0,1381							
H ₂ O*	2,06	2,12	2,11	Сумма	15,7282	14,6003	15,1894							
Сумма	99,86	98,23	101,95	FeO*/MgO	0,693	0,732	1,643							
				Число анализов	3	2	2							

*Содержание H₂O, рассчитанное на основании присутствия двух OH-групп в формуле амфибола.

Таблица 11

Химические составы железотитановых окислов

Компоненты	CO ₂ f _{O₂}			NNO f _{O₂}			
	1 атм						1000 атм
	1151°С	1076°С	1210°С	1202°С	1130°С	850°С**	
	Концентрация воды в системе, мас. %						
O						5,5	
	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	
SiO ₂	Н.а.	Н.а.	0,11	Н.а.	Н.а.	0,20	
TiO ₂	1,27	16,01	9,89	1,20	11,85	5,54	
Al ₂ O ₃	5,53	0,87	2,54	9,07	1,20	1,73	
Cr ₂ O ₃	0,41	0,07	0,38	1,24	0,21	0,23	
Fe ₂ O ₃ *	65,09	34,49	44,80	51,91	43,94	55,65	
FeO	17,05	39,43	34,09	20,00	36,88	31,87	
MnO	0,38	0,35	0,12	0,32	0,14	0,58	
MgO	10,22	2,90	3,19	7,01	2,81	2,18	

Таблица 11 (продолжение)

Компоненты	$f_{O_2}^{CO_2}$		$f_{O_2}^{NNO}$				
	1 атм						1000 атм
	1151°С	1076°С	1210°С	1202°С	1130°С	850°С**	
	Концентрация воды в системе, мас. %						
	0					5,5	
	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	
CaO	Н.а.	Н.а.	0,15	Н.а.	Н.а.	0,16	
Na ₂ O	"	"	0,02	"	"	0,09	
Сумма	99,95	94,12	95,27	90,75	97,03	98,22	
	Количество катионов***						
Si	Н.а.	Н.а.	0,0318	Н.а.	Н.а.	0,0599	
Ti	0,2647	3,7692	2,2837	0,2925	2,7174	1,2637	
Al	1,8064	0,3216	0,9203	3,4687	0,4313	0,6191	
Cr	0,0898	0,0173	0,0880	0,3178	0,0506	0,0545	
Fe ³⁺	13,5751	8,1252	10,3611	12,6767	10,0832	12,6982	
Fe ²⁺	3,9519	10,3220	8,7611	5,4277	9,4038	8,0820	
Mn	0,0892	0,0922	0,0310	0,0877	0,0362	0,1480	
Mg	4,2226	1,3542	1,4619	3,3907	1,2775	0,9834	
Ca	Н.а.	Н.а.	0,0481	Н.а.	Н.а.	0,0529	
Na	"	"	0,0114	"	"	0,0547	
Сумма	23,9105	24,0017	24,0021	25,6618	24,0000	24,0164	
FeO*/MgO	7,40	24,3	23,3	9,52	27,2	37,6	
Число анализов	3	4	2	1	5	1	

Таблица 11 (окончание)

Компоненты	NNO		
	f_{O_2}	f_{O_2}	
	1000 атм	12000 атм	
	850°С**	900°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %		
	5,5	3,0	
	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Ilm</i>
SiO ₂	0,25	4,53	0,31
TiO ₂	9,53	15,83	42,91
Al ₂ O ₃	1,55	2,98	1,21
Cr ₂ O ₃	0,25	1,05	0,02
Fe ₂ O ₃ *	35,79	32,01	15,04
FeO	47,81	40,92	35,12
MnO	0,45	0,46	0,36

Таблица 11 (окончание)

Компоненты	$f_{O_2}^{NNO}$	$f_{O_2}^{NNO}$	
	1000 атм	12000 атм	
	850°С**	900°С	
	Концентрация воды в системе, мас. %		
	5,5	3,0	
	<i>Mt</i>	<i>Mt</i>	<i>Ilm</i>
MgO	2,03	2,28	2,22
CaO	0,17	1,14	0,29
Na ₂ O	0,00	0,24	0,00
Сумма	97,84	101,44	97,48
	Количество катионов***		
Si	0,0770	1,2618	0,0633
Ti	2,1768	3,3120	6,5865
Al	0,5557	0,9759	0,2896
Cr	0,0593	0,2307	0,0030
Fe ³⁺	10,9259	6,7040	2,3102
Fe ²⁺	9,0887	9,5235	5,9953
Mn	0,1161	0,1089	0,0616
Mg	0,9192	0,9468	0,6757
Ca	0,0557	0,3403	0,0636
Na	0,0000	0,1305	0,0000
Сумма	23,9744	23,5345	16,0488
FeO*/MgO	39,4	30,6	21,9
Число анализов	1	1	2

Примечание. *Количество двух- и трехвалентного железа рассчитывалось согласно стехиометрии окислов (AB₂O₄ для Ti = Mt и ABO₃ для Ilm); **Составы сильно варьируют, приведены крайние значения; ***O = 32 для Ti-Mt и O = 24 для Ilm. Н.а. - не анализировалось.

ставляет 0,7—1,6. Во всех случаях FeO*/Mg-отношение в железомagneзиальных силикатах всегда ниже, чем в сосуществующих расплавах.

В составе железотитановых окислов, проанализированных в продуктах закалки из разных опытов, наблюдаются существенные вариации. Ильменит обнаружен только в одном опыте при давлении 12 кбар, где он ассоциирует с титаномагнетитом, имеющим повышенные содержания SiO₂ и хрома. Среди титаномагнетитов (шпинелевых Fe-Ti-окисных фаз), полученных в опытах при 1 атм, встречаются разности с высокими содержаниями MgO и Al₂O₃ при одновременно низких содержаниях TiO₂. Концентрация Cr₂O₃ в магнетитах, составляя обычно менее 0,5%, в отдельных случаях достигает 1—1,2%. Железомagneзиальное отношение в окисных минералах колеблется в интервале 7,4—39,4, что на 1—2 порядка выше, чем в Fe-Mg-силикатных стеклах.

*Фазовые соотношения в системе андезит—вода
при регулируемом режиме кислорода*

Фазовые соотношения при 1 атм. По результатам экспериментов при 1 атм в условиях регулируемого режима кислорода (табл. 12) построен график, характеризующий влияние f_{O_2} на устойчивость минеральных фаз в андезитовом расплаве (рис. 13). В изученном интервале условий из расплава андезита кристаллизуются плагиоклаз, орто- и клинопироксены и магнетит. Температуры устойчивости силикатов слабо зависят от изменения летучести кислорода, тогда как стабильность магнетита резко возрастает с ростом f_{O_2} . Ликвидусной фазой в андезите при всех летучестях кислорода в интервале $f_{O_2}^{NNO} - f_{O_2}^{CO_2}$ является плагиоклаз, температура ликвидуса составляет $\sim 1240^\circ\text{C}$.

В условиях $f_{O_2}^{CO_2}$ магнетит—вторая фаза, кристаллизующаяся после плагиоклаза при понижении температуры до $\sim 1220^\circ\text{C}$. При летучести кислорода, отвечающей буферной кривой NNO, предел устойчивости магнетита составляет $1150 \pm 5^\circ\text{C}$, однако при данном режиме кислорода также отмечено наличие Mt при температурах 1200—1210 $^\circ\text{C}$. Это указывает на существование температурного разрыва в поле кристаллизации магнетита при f_{O_2} , близких кривой NNO. Наличие подобного разрыва в выделении железотитановой шпинелевой фазы ранее отмечалось в экспериментах по кристаллизации базальтовых составов, при этом в высокотемпературном интервале выделялись более магнезиальные, а в низкотемпературном — более железистые разности [66; 179]. Окисная шпинелевая фаза из опыта при 1202 $^\circ\text{C}$ представлена единичными мелкими зернами, что затрудняло анализ ее состава на микрозонде (сумма окислов после пересчета части железа на Fe_2O_3 составила 90,75%). Тем не менее можно уверенно заключить, что эта фаза отличается от других магнетитов резко повышенными концентрациями Al_2O_3 , MgO и Cr_2O_3 . Это может служить до-

Таблица 12

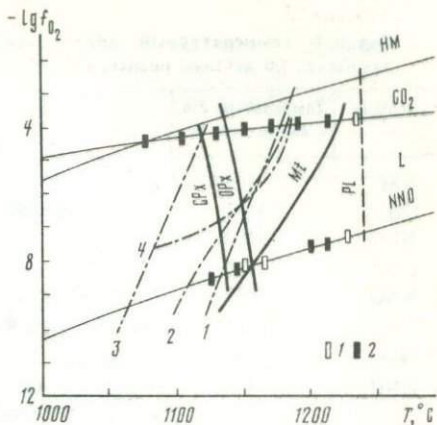
Результаты экспериментов с андезитом при 1 атм на установке с регулируемой активностью кислорода

№ опыта	T, °C	Длительность опытов, ч	Фаза	№ опыта	T, °C	Длительность опытов, ч	Фаза
Активность O_2 соответствует буферу NNO				Активность O_2 задается CO_2			
60	1230	3,25	Pl, Gl	68	1238	4,5	Pl, Gl
69	1215	15	Pl, Gl	77	1215	4	Pl, Mt, Gl
70	1202	6	Pl, Gl	63	1191	18	Pl, Mt, Gl
71	1166	20	Pl, Gl	65	1173	16	Pl, Mt, Gl
79	1155	44	Pl, Gl, Px	66	1151	20	Pl, Mt, Gl
73	1150	14,5	Pl, Mt, Gl	67	1130	23	Pl, Mt, Gl
75	1130	22,5	Pl, Mt, Px, Gl	74	1102	24	Pl, Mt, Px, Gl
				76	1076	66	Pl, Mt, Px, Gl

Примечание. В опыте N 79 пироксен редкий, возможно, реликтовый. Активность O_2 в этом опыте была несколько ниже $f_{O_2}^{NNO}$.

Рис. 13. Фазовые отношения в андезитовом расплаве при 1 атм в зависимости от летучести кислорода и кривые для кислородных буферов: гематит—магнетит, чистый CO_2 и никель-бунзенит

1 — магнетит отсутствует; 2 — магнетит кристаллизуется. Штрих-пунктиром показаны пределы стабильности Fe—Ti-окислов по данным других авторов; 1 — [2]; 2 — [147]; 3 — [236]; 4 — [247]



полнительным свидетельством в пользу существования разрыва в температурах стабильности магнетита в андезитовом расплаве. Магнетит, образованный в опыте при 1210°C по составу существенно отличается от вышеописанного. Его образование может быть связано как с несколько более высокой, чем $f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}}$, летучестью, кислорода (контрольная смесь Ni и NiO после опыта полностью окислилась), так и с недостаточной длительностью данного опыта (3,5 ч) ввиду возможного окисления за счет кислорода воздуха, запрессованного вместе с порошком исходной породы в таблетку.

В условиях $f_{\text{O}_2}^{\text{CO}_2}$ пироксены кристаллизуются при значительно более низкой температуре, чем Mt, однако при $f_{\text{O}_2}^{\text{NNO}}$ ликвидусные кривые магнетита, ортопироксена и клинопироксена сближаются так, что кристаллизация этих фаз начинается в узком температурном интервале $\sim 1160\text{--}1140^\circ\text{C}$, причем первым кристаллизуется ортопироксен ($\sim 1160^\circ\text{C}$), затем магнетит ($1150 \pm 5^\circ\text{C}$) и последним — клинопироксен. С увеличением f_{O_2} стабильность пироксенов по температуре несколько падает (на $10\text{--}20^\circ\text{C}$), что, вероятно, связано со снижением в расплаве активности двухвалентного железа.

В экспериментах большинства других исследователей, изучавших стабильность магнетита в андезитовых расплавах [147; 236; 247], Mt кристаллизовался при более низких температурах, чем в наших опытах (табл. 13), и при f_{O_2} , соответствующих буферам NNO и QFM, он выделялся значительно ниже по температуре, чем пироксен. Результаты, наиболее близкие к нашим, были получены А.Д. Бабанским и др. [2].

Близость исходных составов, изученных в разных работах, указывает на влияние применяемой методики на результаты опытов. Наиболее вероятно, что различная стабильность Fe—Ti-окислов (см. табл. 13), по данным [2; 147; 236; 247] и в наших опытах, является результатом различной степени потери железа из расплава в контейнеры. В экспериментах с применением ампул из AgPd-сплавов потери железа достаточно велики и температура стабильности Mt (или Ilm) составляет 1100°C [147]. Использование платиновых ампул, предварительно насыщенных железом из андезитового расплава, позволяет значительно

Таблица 13

Верхний температурный предел устойчивости Fe-Ti-окислов в андезитовых расплавах по данным разных исследователей

f_{O_2} буфера	Температура ста- бильности, °C	Материал контейнера	Литературный ис- точник
HM	1195		
CO ₂	1185	Ампулы из сплава Ag ₅₀ Pd ₅₀	[147]
HNO	1105		
CO ₂	1120		
NNO	1065	Pt ₉₅ Au ₅ -ампулы	[236]
CO ₂	1185	Ag ₄₀ Pd ₆₀ - и Pt ₆₀ Rh ₄₀ -ампулы	[247*]
HM	1190	Pt-ампулы	
NNO	1140	Pt-ампулы, предварительно насыщенные железом исходной породы	[2]
CO ₂	1225	Крючки из Pt-проволоки диаметром 0,1 мм	Настоящая ра- бота
NNO	1150		
HM	1220	Расчет	

*Андезит вулкана Асама.

снизить потери железа, и температура устойчивости магнетита повышается до 1120—1140°С [2]. Более высокий температурный предел стабильности магнетита получен в данной работе (1150°С) в результате того, что метод "петли" или "крючка" обеспечивает пренебрежимо малые потери железа расплавом.

В целом окончательное решение вопроса о пределе стабильности Mt и о наличии разрыва в температурах его кристаллизации при $f_{O_2}^{NNO}$ в андезитах и других известково-щелочных составах ввиду петрологической важности магнетита требует более детальных экспериментов. Влияние летучести кислорода на стабильность магнетита можно объяснить зависимостью последней от концентраций двух-, трехвалентного железа в расплаве, которые, в свою очередь, при данном общем содержании железа зависят от летучести кислорода. Согласно сделанной нами оценке, кривая стабильности магнетита в расплаве андезита имеет небольшой температурный максимум в области летучести кислорода, соответствующей чистому CO₂ (см. рис. 13). Эта оценка основана на экспериментально изученном в работе [242] соотношении между степенью окисленности железа и летучестью кислорода, а также на наших данных по устойчивости магнетита при f_{O_2} буфера NNO и чистого CO₂. Существование максимума обусловлено наличием оптимального для устойчивости магнетита отношения FeO_{1,5}FeO.

Фазовые соотношения при высоких давлениях. На основании экспериментальных данных (табл. 14) построено три типа сечений, характеризующих фазовые соотношения в системе андезит—вода при постоянстве одного из трех параметров: общего давления, температуры, концентрации воды в системе (рис. 14—16)¹. Условия насыщения

¹ При построении фазовых полей при высоких давлениях для "сухих" условий были использованы данные работ [144; 147].

Таблица 14

Результаты опытов по кристаллизации в системе андезит—вода (буфер Ni—NiO)

№ опыта	T, °C	Длительность опытов, ч	H ₂ O в системе, мас. %	Фазовый состав продукта закалки
1	2	3	4	5
<i>P</i> = 1000 бар				
38	1200	3	0	Pl, Gl
			0,9	Gl
26	1170	2	1,1	Pl, Gl
			1,9	Gl
			5,2	Gl
30	1100	4	1,4	Pl, Gl
			5,3	Pl, Gl
20	1050	5	1,3	Pl, OPx, CPx [S], Gl
			2,8	Pl, Gl
22	1000	5,5	1,2	Pl, OPx, CPx, Gl
			2,9	Pl, OPx, CPx, Gl
24	950	18	1,2	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			2,6	Pl, OPx, CPx, Gl
			8,8	Pl, OPx, CPx, Gl
28	850	48	0,7	Pl, OPx, CPx, Mt
			5,5	Pl, OPx, CPx, Mt, Amph
<i>P</i> = 3000 бар				
43	1170	2,5	0	Pl, Gl
23	1150	4	0,9	Gl
23	1150	4	3,2	Gl
21	1100	4	1,1	Pl, Gl
			3,5	Gl
13	1050	4	1,1	Pl, OPx, CPx, Gl
			2,6	Pl, CPx, Gl
42	1030	3	3,0	Pl, CPx, OPx, Gl
			8,9	Gl
32	1025	3	4,0	Pl, CPx, Gl
12	1000	6	1,0	Gl, OPx, CPx, Gl
			2,6	Pl, OPx, CPx, Gl
44	1000	3,5	5,0	Pl, CPx, Gl
			8,0	Gl
35	975	5	5,5	Pl, CPx, Gl
47	975	3	5,5	Pl, CPx, Gl
			9,7	CPx, Gl
14	950	6	2,1	Pl, OPx, CPx, Gl
			3,7	Pl, OPx, CPx, Gl
58	930	7	0,9	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			5,0	Pl, OPx, CPx, Amph, Gl
45	900	8	1,0	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			9,0	Pl, OPx, CPx, Amph, Gl
16	875	24	1,4	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			2,7	Pl, OPx, CPx, Amph, Mt, Gl
15	850	68	1,2	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			3,1	Pl, OPx, CPx, Mt, Amph, Gl

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5
41	850	22	5,0	Pl, OPx, CPx, Amph, Mt, Gl
			8,9	Pl, OPx, CPx, Amph, Mt, Gl
19	800	65	0,9	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl(S)
			2,6	Pl, OPx, CPx, Amph, Mt, Gl(S)
<i>P</i> = 5000 бар				
54	1150	2	0	Pl, OPx, Gl
			1,0	Pl, Gl
			2,9	Gl
			5,0	Gl
			9,0	Gl, Pl (q), Amph (q)
55	1100	2	0	Pl, OPx, CPx, Gl
			1,1	Pl, OPx, CPx, Gl
			3,1	Gl
			4,4	Gl
			10,3	Gl + V
33	1050	4	1,1	Pl, OPx, CPx, Gl
			3,0	Pl, CPx, Gl
			5,5	Gl
56	1000	4	1,1	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			2,9	Pl, OPx, CPx, Gl
			4,9	CPx (S), Gl
			10,6	Gl + V
57	950	6	1,0	Pl, OPx, CPx, Mt, Gl
			3,0	Pl, OPx, CPx, Gl, Mt
			5,4	Pl, CPx, OPx (S), Gl
			11,9	CPx (S), Gl, Amph (q)
<i>P</i> = 12000 бар				
48	1155	1,5	3	Gl
49	1100	2	0	Pl, CPx, Gl
50	1050	3	3	Pl, CPx, Gl
52	950	4	3	Pl, OPx, CPx, Amph (S), Gl
53	900	4	3	Pl, OPx, CPx, Amph, Mt, Gl

Примечание. s — следы фазы; q — закалочная фаза

расплава водой делят каждое сечение на две области: кристаллизация расплава, ненасыщенного водой (равновесие кристаллы + расплав), и кристаллизация расплава, насыщенного водой (равновесие кристаллы + + расплав + пар). Изобарические сечения (см. рис. 14) описывают влияние концентрации воды в системе андезит—вода на порядок кристаллизации фаз при изменении температуры и постоянстве общего давления: модель кристаллизации андезитовой магмы при охлаждении на определенных глубинах. В *T*-H₂O-области, соответствующей расплаву, насыщенному водой, температуры ликвидуса фаз остаются постоянными при любых содержаниях воды в системе, меняется лишь соотношение расплава и пара. В области равновесий с расплавом, недосыщенным H₂O, наблюдается значительное смещение фазовых полей

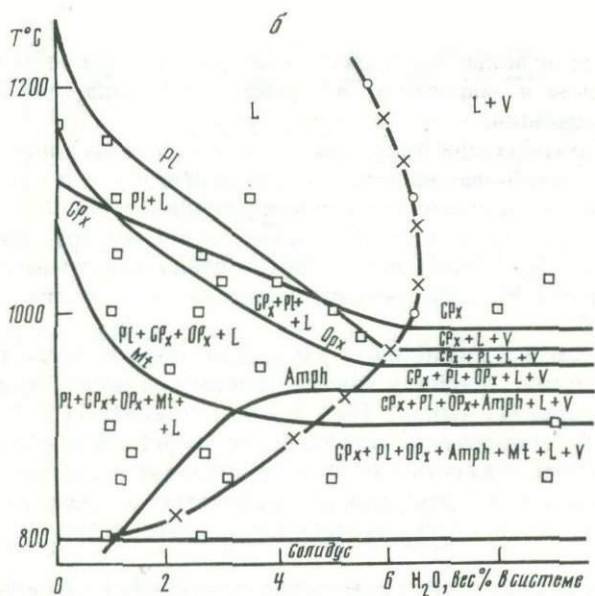
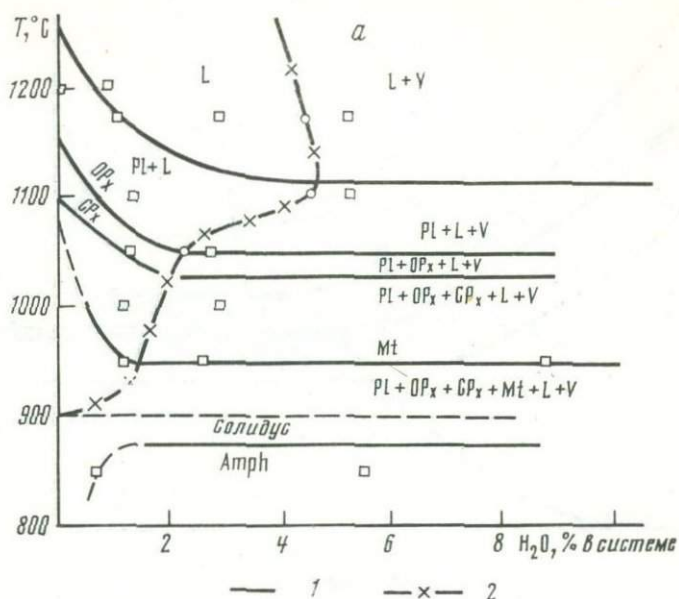


Рис. 14. Изобарическое сечение системы андезит— H_2O при $P = 1000$ (а), 3000 (б), 5000 атм (в) и f_{H_2} , задаваемой буфером $Ni-NiO-H_2O$

1 — границы полей кристаллизации; 2 — кривая насыщения системы водой. Квадратики (то же на рис. 15 и 16) — условия опытов с учетом погрешности. Кружки на кривой насыщения — экспериментально определенные концентрации воды в продуктах закалки смеси расплав + кристаллы

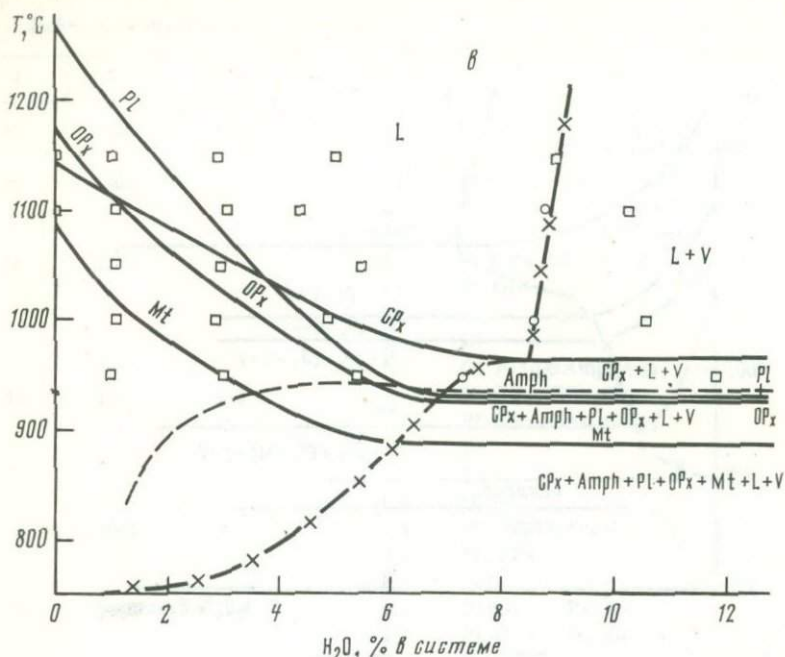


Рис. 14 (окончание)

с увеличением доли воды: понижение температуры плавления плагиоклаза, пироксенов и магнетита, а также повышение температуры устойчивости амфибола.

Уменьшение температуры ликвидуса фаз с увеличением концентрации воды в расплаве наиболее значительно для плагиоклаза и ортопироксена (см. рис. 14, б, в). Наименьшее влияние активность воды оказывает на температуру ликвидуса клинопироксена, особенно при давлениях, превышающих 1 кбар. Аналогичные соотношения для изменения температур ликвидусов Pl, CP_x , OP_x наблюдаются и у других исследователей [144; 147].

Область равновесия амфибола с расплавом определяется давлениями, превышающими 1,5 кбар, и концентрациями воды в системе более 1 мас.%. При давлениях выше 3 кбар и концентрациях H_2O в системе более 2—3 мас.% температура устойчивости амфибола слабо зависит от общего давления и активности воды в расплаве и составляет $925 \pm 25^\circ \text{C}$ (см. рис. 15, б). Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами других экспериментальных исследований [144; 145; 147].

Влияние воды обуславливает следующие изменения в последовательности начала кристаллизации фаз андезитового расплава по мере понижения температуры в изобарических условиях:

при 1 кбар (при любых концентрациях H_2O в системе)

Pl — OP_x — CP_x — Mt,

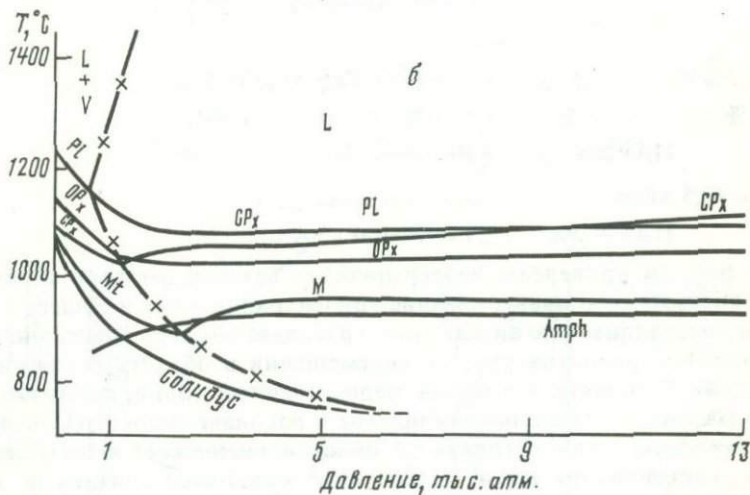
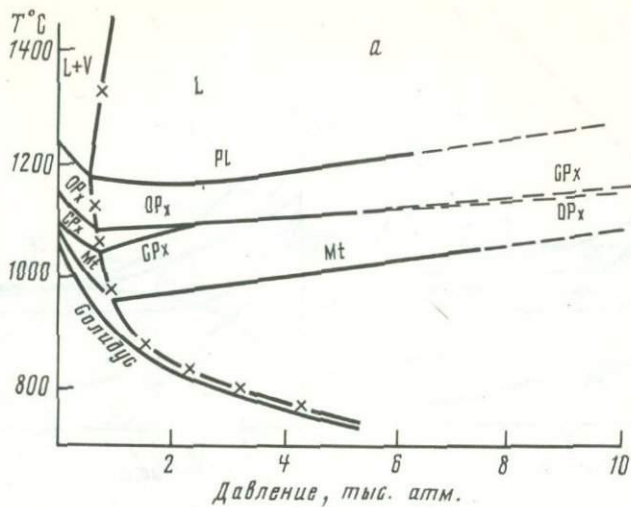


Рис. 15. P-T-сечения системы андезит—H₂O при различных концентрациях воды в системе и буфере Ni—NiO—H₂O

а, б, в — 1, 2, 3 и 5 мас. % H₂O в системе; e — условия насыщения расплава водой. Остальные условные обозначения см. на рис. 14,а

при 3 кбар

H₂O < 1% Pl—Op—Cpx—Mt;

1% ≤ H₂O < ~3,5% Pl—Cpx—Op—Mt—Amph;

~3,5% < H₂O < 4,5% Pl—Cpx—Op—Amph—Mt;

H₂O ≥ 4,5% Cpx—Pl—Op—Amph—Mt,

при 5 кбар

H₂O < 1% Pl—Op—Cpx—Mt—Amph;

1% ≤ H₂O < 3,5% Pl—Op—Cpx—Mt—Amph;

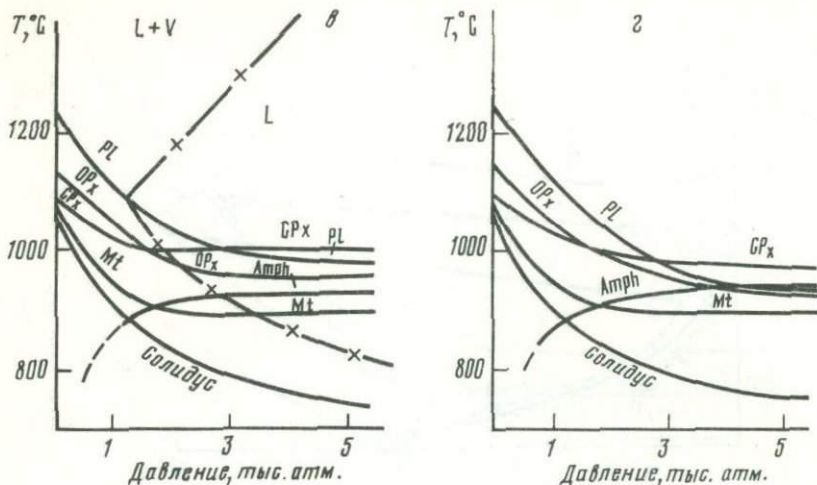


Рис. 15 (окончание)

$\sim 3,5\% < \text{H}_2\text{O} < 5,5\%$ CPx—Pl—OPx—Amph—Mt;

$5,5\% < \text{H}_2\text{O} < 6,5\%$ CPx—Pl—Amph—OPx—Mt;

$\text{H}_2\text{O} > 6,5\%$ CPx—Amph—Pl—OPx—Mt,

при 12,5 кбар

$\text{H}_2\text{O} = 3\%$ CPx—Pl—OPx—Amph—Mt.

На рис. 16 приведены изотермические сечения системы андезит—вода, которые описывают влияние концентрации воды и общего давления на кристаллизацию андезитового расплава (модель кристаллизации андезитового расплава при его перемещении в область более низких давлений). В области расплавов, недосыщенных водой, понижение общего давления и особенно увеличение в расплаве доли H_2O приводит к расширению поля расплава. В области расплавов, пересыщенных водой, концентрация воды в системе не оказывает влияния на кристаллизацию, в то время как понижение общего давления сокращает поле существования расплава.

До 12 кбар ликвидусной фазой андезитового расплава является либо плагиоклаз, либо клинопироксен в зависимости от общего давления и концентрации воды в системе. При концентрации в системе H_2O 1 мас. % плагиоклаз устойчив на ликвидусе для всего изученного интервала давления; при концентрации H_2O 3 мас. % — при давлениях до 10 кбар, а при концентрации H_2O 5 мас. % — при давлениях до 2—2,5 кбар. Клинопироксен может быть ликвидусной фазой андезитового расплава лишь при давлениях, превышающих 2—2,5 кбар, и концентрациях воды в системе более высоких, чем было указано ранее для плагиоклаза.

Таким образом, повышение общего давления и особенно увеличение концентрации воды в системе приводят к смене плагиоклаза на клинопироксен в качестве ликвидусной фазы андезитового расплава. Темпера-

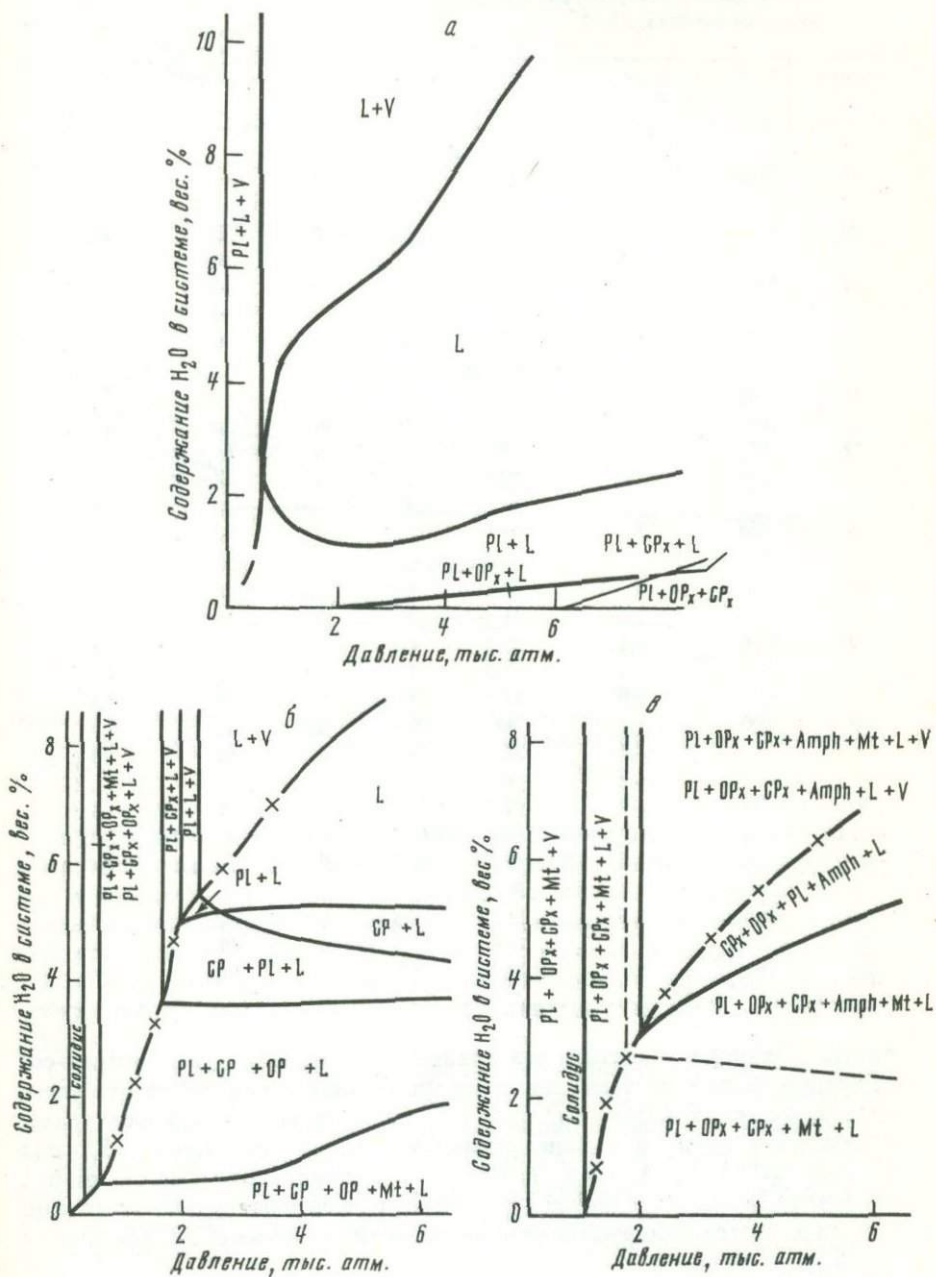


Рис. 16. Изотермические сечения системы андезит—H₂O (буфер Ni—NiO—H₂O)
 а — 1150°С; б — 1000 С, в — 900°С. Остальные условные обозначения см. на рис. 14, а

Таблица 15

Количественно-минералогические характеристики
продуктов закалки, об. %

N опыта	T, °C	H ₂ O в системе, вс. %	Pl	Px ± Amph	Mt	Gl	Pl/(Px ± Amph)
<i>P</i> = 1000 атм							
30	1100	1,4	29	0	0	71	—
		5,3	19,5	0	0	80,5	—
20	1050	1,3	48,5	5,5	0	46	8,8
		2,9	41	0	0	59	—
22	1000	1,2	44	26	0	30	1,7
		2,9	53	15	0	32	3,5
24	950	8,8	50	20	0	30	2,5
<i>P</i> = 3000 атм							
21	1100	1,1	27,5	0	0	72,5	—
13	1050	1,1	29	14	0	57	2,1
32	1025	4,0	12	4,5	0	83,5	2,7
12	1000	1,0	39,0	14,5	0	46,5	1,7
		2,6	24	6	0	70	4,0
14	950	3,7	21	15	0	64	1,4
<i>P</i> = 5000 атм							
54	1150	0	43,5	5,5	0	51	7,9
		1,0	21	0	0	79	—
55	1100	1,1	23,5	6,5	0	70	3,61
33	1050	1,1	36,5	31	0,5	32	1,2
		3,0	23,5	5,5	0	71	4,3
56	1000	1,1	49	29,5	0,5	21	1,7
		2,9	24,5	10,5	0	65	2,3
		4,9	0	0,8	0	99,2	0
57	950	1,0	49,5	27,0	3,5	20	1,8
		3,0	43,5	14,5	Сл.	42	3,0
		5,4	14,5	10,5	0	75	1,4
<i>P</i> = 12 кбар							
50	1050	3,0	16,5	12,5	0	71	1,3
52	950	3,0	26,0	25,0	0	49	1,0
53	900	3,0	33,0	33,5	2,5	31	0,98

ратура ликвидуса андезита значительно понижается с увеличением содержания воды в системе, достигая минимального значения при условиях насыщения воды (см. рис. 14). Разница между температурами ликвидуса в сухих и водонасыщенных условиях составляет 150° для 1 кбар, 275° для 3 кбар и 300° для 5 кбар. При $P > 3$ кбар с увеличением давления температура ликвидуса водонасыщенного андезитового расплава понижается незначительно и величина dT/dP составляет ~ -10 град/кбар.

На P - T -сечениях с ограниченным количеством воды наблюдается изменение знака величины dT/dP с отрицательного при низких давлениях на положительный при $P \geq 1,5-3$ кбар. Таким образом, в области давлений $\sim 1,5-3$ кбар на кривых ликвидуса с ограниченным ко-

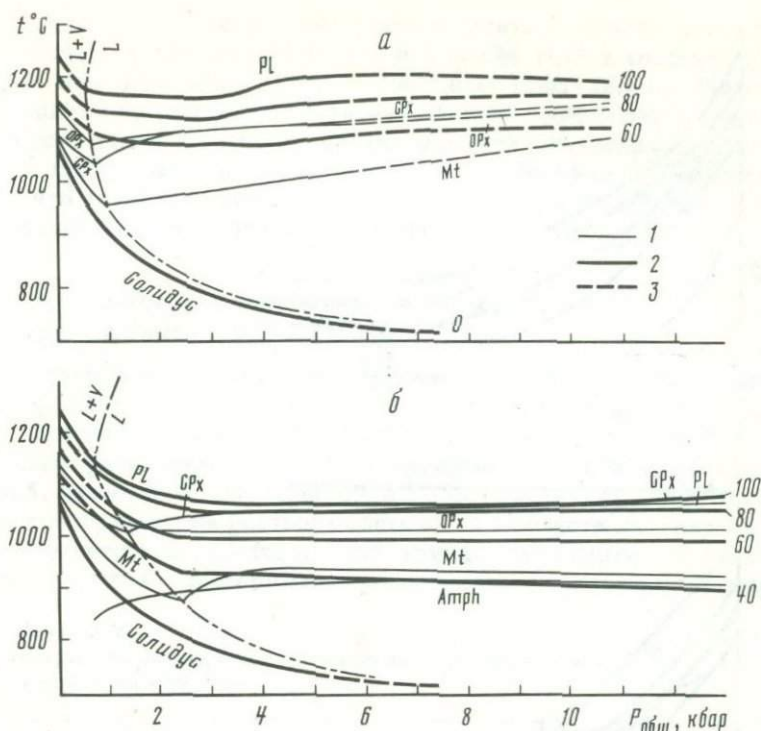


Рис. 17. Фазовые отношения и доля стекла (расплава) в интервале плавления андезита (вулкан Безымянный) при 1 (а) и 3 (б) мас.% H_2O в системе

1 — кривые устойчивости фаз; 2 — доля стекла в объемных процентах; 3 — кривая насыщения расплава водой

личеством воды имеется температурный минимум. Положение минимума не совпадает с переходом от условий насыщения системы водой в недосыщенную область, что можно объяснить сложным взаимным влиянием активности воды и общего давления на реакцию плавления силикатов. Подобный минимум существует на кривых плавления силикатов и в условиях насыщения водой при высоких давлениях [44, с. 21], для андезита это давление составляет ~ 20 кбар [255].

Солидус андезита при концентрациях воды более 0,5% зависит только от общего давления. С увеличением давления от 1 до 3 кбар температура полной кристаллизации андезитового расплава уменьшается от 900 до 800° С. Если при концентрациях воды менее 0,5% температура устойчивости амфибола выше солидуса, начало плавления может происходить при более высокой температуре по реакции в отсутствие флюида [147]. Точность определения положения солидуса составляет $\pm 50^\circ$ вследствие трудности обнаружения небольших количеств продуктов закалки расплавов на последних стадиях кристаллизации.

Уменьшение доли воды в системе при постоянном P сопровождается увеличением температурного интервала кристаллизации и расширением

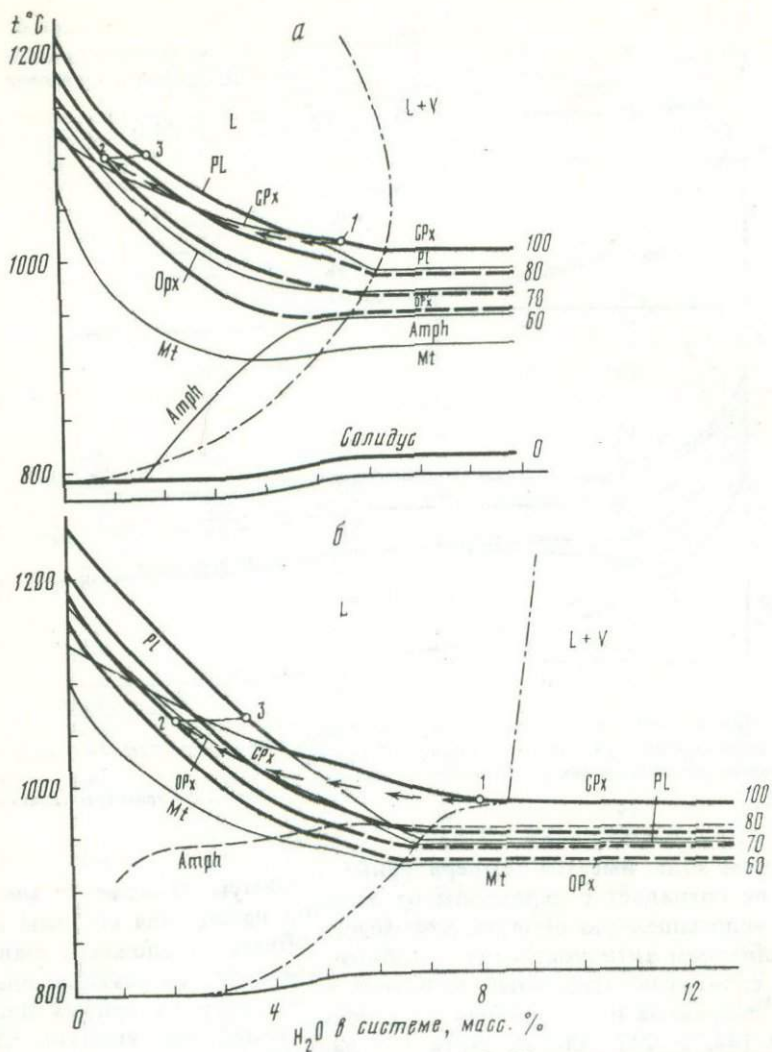


Рис. 18. Фазовые отношения и доля расплава (об. %) в системе андезит—вода при давлениях 3000 (а) и 5000 (б) атм
 Условные обозначения см. на рис. 17. Цифрами отмечены точки, использованные в расчете повышения температуры магмы при поступлении в нее CO_2 (см. гл. 5)

фазовых полей на P - T -сечениях системы. Интервал кристаллизации расплава при 3 кбар составляет 350°C для 1% H_2O и 175° для условий насыщения H_2O . При 3 кбар и 1% H_2O плагиоклаз может существовать в качестве единственной кристаллической фазы расплава в интервале 70° , для 3% H_2O этот интервал сокращается до 25° .

Количественно-минералогические соотношения в продуктах закалки, подсчитанные для части опытов в шлифах на интеграционном устройстве МИУ-1, представлены в табл. 15. По результатам подсчетов были

построены кривые степени плавления андезита в зависимости от физико-химических параметров при 1 и 3 мас.% H₂O в системе (рис. 17, а, б) и при давлениях 3000 и 5000 атм (рис. 18, а, б). Положение этих кривых при степенях плавления выше 40—60% субпараллельно линиям ликвидуса. При более низких степенях плавления подсчет доли стекла крайне затруднителен и поэтому не проводился. Следует ожидать, что в области более низких температур форма кривых степени плавления будет приближаться к форме линии солидуса.

*Растворимость воды в андезитовом расплаве
при давлениях 1000—5000 атм*

Результаты определений концентрации воды в закаленных андезитовых стеклах представлены в табл. 16 и на рис. 14. В изученном интервале условий (1000—5000 атм) наблюдается существенное повышение растворимости H₂O в расплаве андезита с ростом $P_{общ}$: от 4,5 мас.% при 1000 атм до 8,5—9,0 мас.% при 5000 атм. Влияние температуры на растворимость воды в области ликвидуса андезита незначительно, dT/dx_{H_2O} для кривой насыщения не превышает 0,8 мас.%/100°С. Экспериментальные данные позволяют предполагать

Таблица 16

Результаты опытов по определению растворимости воды в андезитовом расплаве

N опыта	T, °C	H ₂ O в системе, мас. %	H ₂ O в твердых продуктах закалки	
			мас. %	мол. %
<i>P</i> = 1000 атм				
26	1170	5,2	4,4	40,2
30	1100	5,3	4,5	40,6
20*	1050	2,8	2,2	—
<i>P</i> = 3000 атм				
39	1200	5,7	5,65	
39	1200	7,8	5,62	
			ср. 5,6	46,4
40	1100	6,0	6,53	
40	1100	8,0	6,27	
			ср. 6,4	50,0
42	1030	8,9	6,5	50,4
44	1000	7,0	6,02	
44	1000	8,0	6,81	
			ср. 6,4	50,0
<i>P</i> = 5000 атм				
54	1150	9,0	9,0	58,4
55	1100	10,3	8,8	57,9
56	1000	10,6	8,6	57,3
57*	950	11,9	7,3	—

*Опыты в области кристаллизации.

изменение знака температурной зависимости растворимости с отрицательного при 1000 атм на положительный при 5000 атм. Полученные результаты в пределах 1 мас.% согласуются с данными [172] для расплава андезита при 1100° С в том же интервале $P_{общ}$.

В соответствии с моделью, разработанный К. Бернэмом [7; 8; 132], мольные растворимости воды в наиболее распространенных природных магмах хорошо описываются мольными растворимостями H_2O в альбитовом расплаве при тех же давлениях и температурах, если молекулярный вес расплава рассчитывается на 8 атомов кислорода. В табл. 16 представлены результаты пересчета экспериментальных определений растворимости воды на мольные проценты. Молекулярный вес безводного расплава андезита, использованного в опытах, равен 262,7 при мольной доле воды в расплаве меньше 0,5 и 274,3 при $x_{H_2O}^m > 0,5$.

Сопоставление полученных нами данных с данными [132] подтверждает применимость модели К. Бернэма и дает основание для использования в дальнейших теоретических построениях системы $Ab-H_2O-CO_2$ в качестве модели андезитовой магмы, содержащей воду и углекислоту, — два наиболее важных летучих компонента природных магм. Следует заметить, что из-за близости молекулярных весов альбита (262,2) и андезита растворимости воды в них, выраженных в массовых процентах, также близки.

ВЫВОДЫ

Проведенные экспериментальные исследования показали существенную зависимость полей кристаллизации андезитового расплава от концентрации воды в нем, летучести O_2 и общего давления, соответствующего по глубине положению питающих магматических очагов в современных вулканических областях.

1. Увеличение активности воды при постоянном давлении снижает температурные устойчивости фаз (за исключением амфибола), при этом в группе CPx , OPx и Pl наименьшее понижение температуры ликвидуса испытывает CPx , а наибольшее — Pl .

2. Повышение $P_{общ}$ при постоянной концентрации воды в системе способствует повышению температурной устойчивости CPx относительно OPx и Pl .

3. Амфибол существует в расплаве андезита при концентрациях воды в системе не ниже ~1% и давлениях выше 1,5 кбар. Если $P_{общ}$ выше 3 кбар, а концентрации H_2O более 3%, то температурный предел устойчивости $Amph$ почти не зависит от давления и содержания воды в расплаве и составляет $925 \pm 25^\circ C$.

4. Температура стабильности магнетита резко возрастает с ростом f_{O_2} , стабильность силикатов слабо зависит от f_{O_2} в изученном интервале. Стабильности Mt и пироксенов по температуре при 1 атм в условиях буфера NNO близки.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АНДЕЗИТОВ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Предыдущие определения физико-химических условий в андезитовых магмах Ключевской группы вулканов крайне ограничены. Все они относятся к продуктам современного извержения вулкана Безымянного. В работах [59, 60] по характеристикам мощных взрывных извержений примерно рассчитаны содержания летучих в верхней части вулканического канала в момент взрыва (~4 мас. %). Попытка качественно охарактеризовать P_{O_2} в верхах вулканического канала по соотношению FeO/Fe_2O_3 в минералах резургентных пеплов сделана в [27].

Специальное исследование физико-химических условий кристаллизации современных лав вулкана Безымянного было проведено путем термобарогеохимического изучения расплавных микровключений [3]. Полученные температуры кристаллизации минералов значительно превышают температуру устойчивости соответствующих фаз по экспериментальным данным. Так, ликвидус породы, исходя из температур гомогенизации включений в Pl, составляет 1340—1360° С, что примерно на 100° С выше температуры ликвидуса безводного андезитового расплава при 1 атм. Такие высокие температуры находятся в явном противоречии с условиями стабильности плагиоклаза на ликвидусе андезита, учитывая наличие в магме воды (в породах присутствует роговая обманка). Температуры кристаллизации роговой обманки (~1040—1180° С) также значительно превышает ее температурный предел стабильности в андезитах (950—960° С). Авторы указали на возрастание давления летучих в ходе кристаллизации магмы вулкана Безымянного и по факту совместной кристаллизации Pl и Nb, и на основании экспериментальных данных [147] сделали вывод, что на заключительном этапе кристаллизации содержание воды в расплаве было не менее 6 мас. %. Однако последнее верно лишь для условий совместной кристаллизации этих фаз на ликвидусе андезита.

Таким образом, до проведения данной работы надежная информация об условиях кристаллизации андезитов Ключевской группы почти отсутствовала.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Проведенные экспериментальные исследования показали существенную зависимость положения фазовых полей, порядка кристаллизации и количественных соотношений фаз в андезитовом расплаве от P , T , x_{H_2O} и f_{O_2} , что дало возможность оценить природные физико-химические условия кристаллизации андезитов на основе их минералогических

особенностей. Близость химических составов андезитов Ключевской группы вулканов на фоне существенных изменений их минералогии позволяет использовать для физико-химического анализа условий кристаллизации разных типов андезитов экспериментальные данные, полученные для одного исходного состава.

Анализ условий кристаллизации минералов-вкрапленников выделенных типов андезитов и микролитов основной массы основан на характерных зависимостях в смещении полей кристаллизации плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и роговой обманки, а также в изменении количественных соотношений фаз от общего давления, температуры и концентрации воды в системе (см. гл. 3). Использование экспериментальных данных о стабильности Mt для анализа условий кристаллизации затруднено ввиду неизвестного влияния потери железа из расплава и изменения f_{O_2} в области, недосыщения водой на устойчивость Mt в опытах при высоких давлениях.

Условия кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов

Совместная кристаллизация Pl , CPx и OPx в области давлений 1—10 кбар возможна при температурах ниже 1100—1150° С при 1 мас. % H_2O в магме и ниже 1000—1050° С при 3 мас. % (рис. 19, а—в, линия 1). Отсутствие роговой обманки среди вкрапленников ограничивает нижнюю температуру кристаллизации расплава температурой устойчивости $Amph$, которая при давлениях более 1,5 кбар и концентрациях воды больше 1 мас. % составляет 900—930° С (см. рис. 19, б, в, линия 3). При концентрациях воды ниже 1 мас. % или давлениях менее 1,5 кбар, где $Amph$ не кристаллизуется из расплава, нижним температурным пределом образования ассоциации $Pl + CPx + OPx$ является температура солидуса андезита в присутствии воды (см. рис. 19, а—в, линия 2).

Поскольку плагиоклаз является ликвидусной фазой, то это накладывает ограничения на те максимумы давления, при которых могла происходить совместная кристаллизация ассоциации $Pl + OPx + CPx$. Эти предельные условия по давлению определяются тем, что при заданной концентрации воды в системе с ростом давления вместо Pl ликвидусной фазой становится CPx . Основываясь на этом, при концентрации воды 1 мас. % максимальное давление совместной кристаллизации плагиоклаза, клино- и ортопироксена должно составлять 12 кбар; при концентрации H_2O 2—3 мас. % — 8—10 кбар; при концентрации H_2O 5 мас. % и более — не выше 2,5 кбар (см. рис. 19, а—в, линия 4).

Другой причиной, ограничивающей условия кристаллизации ассоциации вкрапленников $Pl + CPx + OPx$, является зависимость температуры ликвидуса клино- и ортопироксена от давления. Если при низких давлениях при заданной концентрации воды в системе OPx по температуре кристаллизуется раньше CPx , то с ростом общего давления ситуация меняется и CPx начинает кристаллизоваться раньше OPx . В двупироксеновых андезитах по петрографическим наблюдениям CPx кристаллизовался раньше OPx . Исходя из эксперимен-

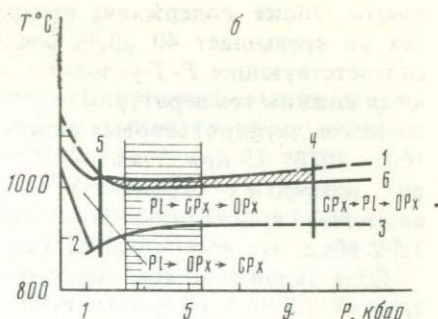
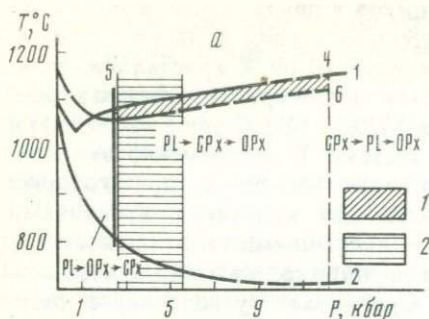
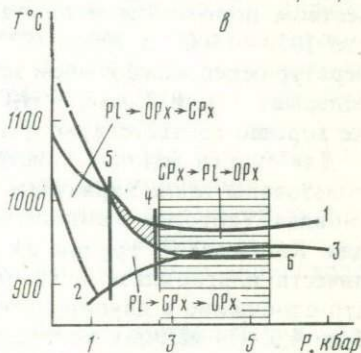


Рис. 19. Физико-химические условия кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов вулкана Безымянного

а, б и в — T, P -области кристаллизации ассоциации $Pl + Cpx + Opx$ при 1,3 и 5 мас. % H_2O в системе; 1 — верхний температурный предел совместной кристаллизации Pl, Cpx и Opx ; 2 — солидус системы андезит—вода; 3 — температурный предел стабильности Amph; 4 — ограничение по давлению, связанное с кристаллизацией плагноклаза на ликвидусе; 5 — ограничение по давлению, связанное со сменой порядка кристаллизации $Cpx \rightarrow Opx$; б — линия, соответствующая выделению 40 об. % кристаллов. Заштрихованные поля: 1 — кристаллизация двупироксеновых андезитов с учетом ограничений по петрографическим данным; 2 — положения вулканического очага по давлению согласно геофизическим данным



тальных данных можно считать, что при концентрации H_2O в андезитовой магме ~ 1 мас. % вкрапленники $Pl + Cpx + Opx$ не могли кристаллизоваться при давлениях менее 2,5 кбар, а при содержании H_2O 3 мас. % и более высоких, кристаллизация происходила при давлениях не менее 1,5 кбар (см. рис. 19, а—в, линия 5).

Выделение вкрапленников Cpx раньше Opx позволяет также ограничить содержание воды в магмах. При кристаллизации двупироксеновых андезитов концентрации H_2O в системе были выше 1 мас. %, так как при более низких содержаниях воды клинопироксен не может выделяться раньше ортопироксена при $P_{общ} < 10$ кбар.

Оценивая содержание воды в системе при кристаллизации двупироксеновых андезитов, можно исходить из соответствия между проведенными оценками давлений кристаллизации вкрапленников $Pl + Cpx + Opx$ и геофизическими данными о положении питающего магматического очага на глубинах около 10—20 км. Этим глубинам по давлению (2,5—5,5 кбар) соответствует кристаллизация двупироксеновых андезитов при концентрации воды в системе 1—3 мас. %, так как при более высоких концентрациях воды поле ликвидусного Pl резко выклинивается по температуре и давлению. При содержании в системе 5 мас. % H_2O кристаллизация вкрапленников $Pl + Cpx + Opx$ возможна лишь в весьма узком интервале общего давления, составляющего 1,5—2,5 кбар (см. рис. 19, в).

Значительные ограничения на условия кристаллизации вкрапленников накладываются количественно-минералогическими соотноше-

ниями. Общее содержание вкрапленников в двупироксеновых андезитах не превышает 40 об.%, следовательно, линии б на рис. 19,а—в, соответствующие *P*—*T*-условиям выделения 40 об.% кристаллов, являются нижним температурным пределом условий кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов: 1070—1120° С при 1 мас.% H₂O и 1000—1010° С при 3 мас.% H₂O в системе. Одновременно эти кривые позволяют ограничить минимальные давления, при которых возможна кристаллизация двупироксеновых андезитов, величинами 1,5-2 кбар, что хорошо согласуется с приведенными выше оценками.

Доля вкрапленников пироксенов в двупироксеновых андезитах составляет 5,5—6,5 об.% (см. табл. 2). Сравнивая эту величину с количеством пироксенов в опытах (см. табл. 15), можно сделать вывод, что 1050—1100° и 1000—1075° С являются нижними пределами температур перед извержением магм двупироксеновых андезитов, если они содержат 1 или 3 мас.% H₂O соответственно. Данные значения также хорошо соответствуют указанным выше.

Для оценки условий кристаллизации могут быть дополнительно использованы такие характеристики, как количество вкрапленников плагиоклаза (которое в андезитах не превышает 30—40 об.% при среднем для Ключевской группы 24 об.% [18]) и отношение объемных количеств плагиоклаза к сумме пироксенов. Из табл. 2 следует, что это отношение в двупироксеновых андезитах колеблется примерно от 3 до 4,5. Из данных количественно-минералогических подсчетов продуктов опытов (табл. 15) видно, что эти условия не могут быть удовлетворены как при низких давлениях, порядка 1000 атм, так и высоких, порядка 12 кбар. В первом случае это вызвано высокими концентрациями плагиоклаза ≥ 40 об.% в поле устойчивости пироксенов, во втором — высокими долями пироксена относительно плагиоклаза (отношение P_l/P_{x_c} близко 1). Эту ситуацию, видимо, можно интерпретировать следующим образом: для реализации наблюдаемых в природных андезитах количественных соотношений между плагиоклазом и пироксенами необходим определенный температурный интервал между ликвидусами этих фаз. Имеющиеся экспериментальные данные не позволяют строго ограничить этот интервал, но, очевидно, кристаллизация вкрапленников двупироксеновых андезитов не могла протекать при давлениях меньше 1,5—2 кбар и больше 7—10 кбар при концентрациях воды в магме 1—3 мас.%.

С уменьшением температуры ниже ликвидуса пироксенов отношение P_l/P_{x_c} быстро падает, а доля P_l возрастает по сравнению с природными значениями, это подтверждает оценки нижнего температурного предела выделения вкрапленников двупироксеновых андезитов.

Таким образом, формирование ассоциации фенокристаллов пироксеновых андезитов могло протекать в условиях давления от 1,5 до 7—10 кбар при температурах ниже 1100—1150 и выше 1000—1050° С и концентрациях воды от несколько более 1 до 3 мас.%. Следует заметить, что, согласно количественно-минералогическим данным, температуры магм перед извержением не опускались существенно ниже температур начала совместной кристаллизации $P_l + CP_x + OP_x$ (не более чем на 50° С).

Условия кристаллизации вкрапленников
роговообманково-пироксеновых андезитов

Ассоциация вкрапленников роговообманково-пироксеновых андезитов отличается от ассоциации двупироксеновых андезитов лишь наличием следов амфибола (≤ 1 об.%). Порядок кристаллизации и количественные соотношения вкрапленников в этих ассоциациях аналогичны.

Присутствие малых количеств амфибола указывает, что температура кристаллизации данного типа андезитов несомненно достигала температуры устойчивости амфибола (900—950° С) или была несколько ниже нее, но незначительно, а давление превышало минимальное давление, при котором возможна кристаллизация амфибола из андезитового расплава (1,5 кбар) (рис. 20). Доля основной массы в роговообманково-пироксеновых андезитах близка 60 об.%, но не превышает этой величины. Линия выделения 40 об.% кристаллов достигает поля стабильности амфибола лишь при концентрациях воды в системе не ниже 6 мас.% и давлениях больше 3 кбар (см. рис. 20). Следовательно, содержания воды в магмах при формировании ассоциации вкрапленников роговообманково-пироксеновых андезитов составляли 5-6 мас.% или несколько выше, а давления были не ниже 3 кбар. Магмы перед извержением имели температуру около 930° С.

При содержаниях воды в системе ≥ 5 мас.% кристаллизация плагиоклаза выше по температуре (относительно клинопироксена) возможна лишь при давлениях меньше 3 кбар. Судя по петрографическим данным, плагиоклаз в андезитах всегда начинает кристаллизоваться до клинопироксена, поэтому возникает противоречие со сделанной выше оценкой минимального давления 3 кбар. Объяснение этого противоречия дается ниже.

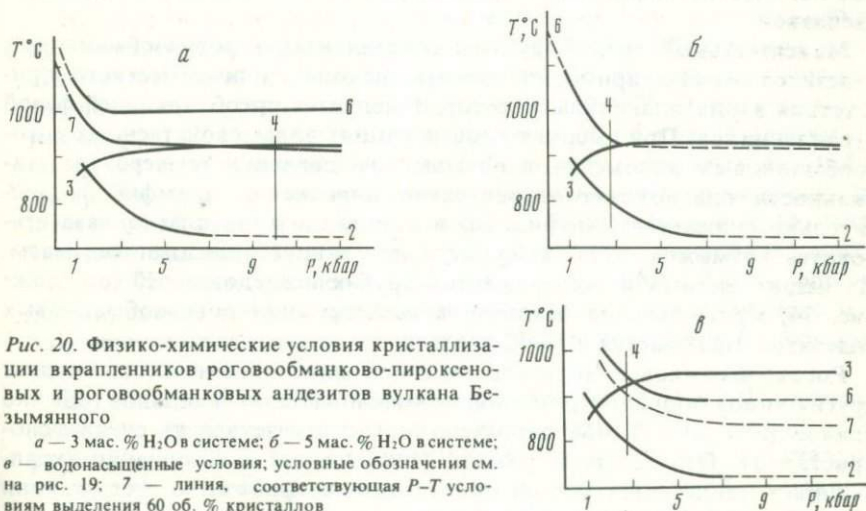


Рис. 20. Физико-химические условия кристаллизации вкрапленников роговообманково-пироксеновых и роговообманковых андезитов вулкана Бэ-зымянного

а — 3 мас. % H_2O в системе; б — 5 мас. % H_2O в системе; в — водонасыщенные условия; условные обозначения см. на рис. 19; 7 — линия, соответствующая P - T условиям выделения 60 об. % кристаллов

Так же как для роговообманково-пироксеновых андезитов, содержания воды в магмах и давления при кристаллизации вкрапленников роговообманковых андезитов были соответственно не ниже 5 мас.% и 3 кбар, как можно судить по положению предела стабильности амфибола относительно кривых выделения 60 и 40 об.% кристаллов (на долю основной массы в роговообманковых андезитах приходится 50—75 об.%, см. табл. 2, рис. 20).

Наличие Amph в значительных количествах (до 14 об.%, см. табл. 2) позволяет считать, что температуры андезитов были ниже температуры устойчивости Amph, т.е. 900—950°С, однако они не достигали температуры солидуса и составляли примерно 875—925°С (см. рис. 20).

Концентрации воды в расплавах роговообманковых андезитов были несколько выше, чем для роговообманково-пироксеновых андезитов. На это указывает существование роговообманковых андезитов с высокими долей основной массы (70—75 об.%) в сравнении с большинством роговообманково-пироксеновых андезитов (60—70 об.%) при значительно большем количестве амфибола в первых. Так, в андезитах купола Лохматый доля основной массы составляет 76 об.%, а содержание амфибола — 7 об.%. Аналогичная ситуация наблюдается в куполах Плотина N 2—4, а также в пемзах Большой Удины. Подобные степени плавления в поле стабильности амфибола возможны при достаточно высоких концентрациях воды в системе, порядка 6—7 мас.% и выше, и давлениях не менее 3—4 кбар (см. рис. 20).

В то же время в ряде роговообманковых андезитов с долей основной массы 50—60 об.% содержания воды, видимо, были близки расплавам роговообманково-пироксеновых андезитов, а более значительные количества амфибола в первых вызваны понижением температуры расплавов.

Максимальный предел глубины кристаллизации роговообманковых андезитов можно примерно оценить, исходя из повсеместного присутствия в них плагиоклаза, который является преобладающей фазой вкрапленников. При высоких концентрациях воды, свойственных роговообманковым андезитам, с повышением давления температура стабильности плагиоклаза относительно пироксенов и амфибола значительно снижается (см. рис. 20) и кристаллизация плагиоклаза становится возможна лишь из существенно закристаллизованных магм. Из наших данных и экспериментов других исследователей (см. ниже рис. 34) максимальное давление кристаллизации роговообманковых андезитов оценивается в 8—12 кбар.

Роговообманковые андезиты по своей минералогии отличаются от других типов большим разнообразием (см. табл. 3). Так, один (обычно клинопироксен) или оба пироксена могут отсутствовать среди фенокристаллов. Отсутствие пироксена (пироксенов) в ассоциации вкрапленников свидетельствует об образовании амфибола за счет реакции пироксена с водосодержащим расплавом, как отмечено в [181]. По-

видимому, физико-химические условия при формировании минералогического облика роговообманковых андезитов характеризуются меньшей однородностью, чем для других типов андезитов.

Кристаллизация роговообманково-пироксеновых андезитов купола Нового

По ассоциации минералов-вкрапленников андезиты внутрикратерного экструзивного купола Нового сходны с другими роговообманково-пироксеновыми андезитами Ключевской группы. Однако породы купола Нового характеризуются значительно более низким содержанием основной массы и своеобразными структурами (см. гл. 1).

Петрографические особенности пород купола Нового, изложенные в гл. 1, позволяют выделить два этапа их формирования. На первом этапе кристаллизовались вкрапленники 1 генерации: плагиоклаз, пироксены, амфибол и магнетит. На втором этапе шло образование субфенокристаллов (2 генерация вкрапленников) плагиоклаза, пироксена и магнетита и разрушение ранее образованной роговой обманки. За счет развития 2 генерации вкрапленников растет их общее содержание, а доля основной массы в процессе отдельных этапов роста купола постепенно снижается до 25—30%.

Присутствие реликтов амфибола среди вкрапленников 1 генерации и сравнительно высокое содержание основной массы (~65 об.%) в самых ранних порциях пород купола свидетельствуют, что кристаллизация андезитов купола на первом этапе протекала в условиях, аналогичных условиям формирования роговообманково-пироксеновых андезитов. Это означает, что температуры магм и концентрации воды в них были близки 930°C и 5—6 мас.% соответственно, а давления превышали 3 кбар, т.е. первый этап кристаллизации, вероятно, протекал в верхних частях вулканического очага в течение длительного периода покоя, предшествовавшего извержению.

На втором этапе кристаллизации андезитов купола произошло резкое изменение физико-химических условий. Амфибол в этот период становится нестабильным и разрушается. Причинами неустойчивости амфибола могут быть высокие температуры ($>930^{\circ}\text{C}$), низкие концентрации воды (<1 мас.%) и низкие давления ($<1,5$ кбар). Принимая во внимание то, что исчезновение амфибола сопровождается дальнейшей раскристаллизацией расплава и что содержания воды в магмах в предшествующий период их кристаллизации были весьма высоки, можно уверенно заключить, что причиной разрушения амфибола является падение давления до величины менее 1,5—2 кбар. Таким образом, формирование субфенокристаллов происходило в вулканическом канале при подъеме магм из очага к поверхности в ходе современного извержения.

На основании вулканологических наблюдений [12; 14] приводятся данные о замедленном продвижении магматических порций в ходе развития купола, что способствует росту отдельных кристаллов в приповерхностной обстановке. Неизбежность объемной кристаллизации при падении давления в водонасыщенном расплаве следует из

отрицательности величин dT/dP кривых плавления, особенно значительных в области давлений меньше 3 кбар (см. рис. 17). В ходе подъема магм к поверхности происходила также их непрерывная дегазация, поскольку исходные содержания воды (5—6 мас.%) превышают предел растворимости при $P < 1,5$ —2 кбар.

Температурный режим расплавов, поднимающихся по вулканическому каналу, определяется соотношением ряда факторов: скорости подъема, теплообмена с вмещающими породами, количества летучих в системе, температуры перед извержением и других параметров. В отношении современного извержения вулкана Безымянного можно предположить следующую схему. Быстрый подъем и извержение ювенильного материала пароксимального взрыва и пирокластических потоков в 1956 г., сопровождавшиеся расширением большой массы газов, привели к резкому охлаждению и закалке расплава при $T \leq 930^\circ \text{C}$ на сравнительно глубоких горизонтах канала (в породах 1956 г. сохранилась свежая роговая обманка). Последующие порции магмы поднимались с меньшей скоростью и были менее газонасыщены. Их кристаллизация протекала в более спокойной обстановке и более длительное время, а закалка расплава наступила на меньших глубинах, что выразилось в увеличении количества кристаллов и их размеров. На стадии развития купола при движении андезитового расплава к поверхности до его заковки, вероятно, происходило некоторое повышение температуры, вызванное выделением скрытой теплоты кристаллизации. Если бы процесс носил изотермический характер (а тем более при охлаждении), на глубинах порядка 2—4 км наблюдалось бы достижение температур солидуса, тогда как в породах купола, несмотря на их длительное пребывание в канале, сохраняется еще существенное количество стекла.

Итак, формирование минералогического облика андезитов купола Нового на 1 этапе происходило в верхних частях вулканического очага при давлениях более 3 кбар, температурах около 930°C и концентрациях воды в магме 5—6 мас.%; 2 этап кристаллизации протекал в вулканическом канале на фоне падения давлений до величины менее 1,5—2 кбар при соответствующей дегазации расплава. Температуры на стадии выделения субфенокристаллов (до заковки расплава) не превышали 1000 — 1050°C , но не достигали температур солидуса (900 — 1050°C) и изменялись в пределах канала сложным образом.

Сходная картина кристаллизации может быть дана для некоторых других роговообманково-пироксеновых андезитов, в частности для пород, слагающих купол Ступенчатый и некоторые потоки в северной части вулканической постройки. С породами купола Нового их роднит низкая доля основной массы и широкое развитие субфенокристаллов. С другой стороны, роговообманково-пироксеновые андезиты, описанные ранее, отличаются резко порфировым обликом, подчиненным количеством субфенокристаллов и обильными микролитами в основной массе, что свидетельствует о сравнительно быстром продвижении расплавов к поверхности по вулканическому каналу. Примером подобного рода пород могут служить лавы куполов Правильного и Гладкого, а также лавового потока на юго-западном склоне вулкана.

Условия кристаллизации минералов основной массы

Кристаллизация минералов основной массы андезитов отражает резкое изменение условий формирования пород и, по-видимому, представляет собой неравновесный процесс. Вследствие этого экспериментальные данные могут быть использованы лишь для приблизительного описания процесса.

Характерными чертами фазового состава основной массы, которые могут быть использованы при анализе, являются: 1) отсутствие амфибола, за крайне редким исключением; 2) резкое преобладание плагиоклаза над остальными фазами; 3) наличие стекла как отражение незавершенности процесса кристаллизации.

Для роговообманково-пироксеновых и роговообманковых андезитов, содержащих вкрапленники амфибола, отсутствие ег₀ в основной массе однозначно свидетельствует о кристаллизации при давлениях менее 1,5 кбар.

Для двупироксеновых андезитов, не содержащих вкрапленники амфибола, также можно ожидать кристаллизацию основной массы при давлениях менее 1,5 кбар. Расплавы этих андезитов содержали достаточное количество воды (более ~1 мас.%) для кристаллизации роговой обманки при охлаждении в случае, если бы давление превышало 1,5 кбар.

Согласно проведенному анализу, концентрация воды в андезитовых магмах вулкана Безымянного была не менее 1—3 мас.%. Если исходить из условий насыщения кристаллизующегося с водой андезита при давлениях менее 1,5 кбар, то кристаллизация основной массы совпадает с областью интенсивной дегазации расплавов.

Итоги анализа

Проведенный анализ позволил ограничить физико-химические параметры кристаллизации (T , P , x_{H_2O}) андезитов, различных по минералогическому облику, но составляющих пространственно тесно связанные единые вулканические серии (табл. 17). Кристаллизация вкрапленников андезитов Ключевой группы вулканов в питающих очагах, промежуточных камерах и подводящих каналах происходила

Таблица 17

Физико-химические условия кристаллизации андезитов вулкана Безымянного

Разновидности андезитов	Температура перед извержением, °С	Давление, кбар	Содержание H ₂ O, мас. %
Двупироксеновые	от 1100—1150 до 1000—1050	от 1,5 до 7—10	1—3
Роговообманково-пироксеновые	~930	≥3	5—6
Роговообманковые	~875—925	≥3—4	≥6—7
Породы купола Нового:			
Первый период кристаллизации	~930	≥3	5—6
Второй период кристаллизации	Ниже 1000—1050, но выше T солидуса	≤1,5—2	<5

при давлениях более 1,5—3, но менее 7—10 кбар; температура магмы перед извержением была не ниже 1000—1050° С для двупироксеновых андезитов, около 930° С для роговообманково-пироксеновых андезитов и 875—925° С для роговообманковых андезитов; содержание воды в магме двупироксеновых андезитов было 1—3 мас.% и достигало 5—6 мас.%, а в ряде случаев и более 6 мас.% для андезитов с роговой обманкой.

Кристаллизация второй генерации вкрапленников в породах купола Нового и некоторых других роговообманково-пироксеновых андезитов, а также основной массы остальных пород отражает резкое изменение условий эволюции андезитов и происходит при давлениях ниже 1,5 кбар, т.е. на глубинах менее 4—5 км.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АНДЕЗИТОВ ДРУГИХ РАЙОНОВ УКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Наиболее изучены условия кристаллизации двупироксеновых андезитов.

Температуры при кристаллизации двупироксеновых андезитов Тихоокеанского кольца (табл. 18) по разным оценкам значительно варьируют. Это, по-видимому, отражает широкий интервал кристаллизации пород и порядок выделения вкрапленников. Температуры по магнетитильменитовому и двупироксеновому термометрам колеблются от 950 до 1080° С, но обычно выше 1000° С. Плаггиоклазовый геотермометр дает значительно более высокие температуры (более 1100° С). Это соответствует петрографическим наблюдениям о характерном для андезитов более раннем появлении плаггиоклаза.

Оценки температур андезитовых магм с роговой обманкой (табл. 19) в целом дают более низкие значения, чем для двупироксеновых андезитов, обычно ниже 1000° С. Однако в отдельных случаях рассчитанные температуры достаточно высоки, до 1200° С, — значительно выше температуры стабильности амфибола. Такие высокие температуры, скорее всего, результат недостаточной точности изотопно-кислородных геотермометров, использованных в [204].

Концентрации воды в магмах, оцененные разными методами, приведены в табл. 20 и 21. Эти данные указывают на невысокие содержания воды при кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов, порядка 1—3 мас.%, что соответствует нашей оценке, и более значительные концентрации в расплавах, равновесных с амфиболом, 4—5,5 мас.% и выше. Н. Грин [162] путем термодинамических расчетов определил физико-химические условия перед извержением для магм, разных по минеральному составу известково-щелочных андезитов, извергнутых из нескольких эруптивных центров в районе Гарibaldi Лейк, Британская Колумбия, Канада. Полученные результаты свидетельствуют о закономерном увеличении концентраций воды от магм двупироксеновых андезитов (3—3,5 мас.%) к магмам андезитов с роговой обманкой (3,6—5,5 мас.%) и с роговой обманкой и биотитом (5,5—7,7 мас.%).

Таблица 18

Оценки температур кристаллизации магм
двупироксеновых андезитов

Т, °С	Метод оценки	Район	Литературный источник
Геотермометр			
1040—1080	Mt—Ilm	Вулкан Асама, Япония	[116]
1005—1020	Mt—Ilm	То же	[247]
1016—1062	СРх—ОРх	Нет данных	[265]
950—1002	ОРх—СРх	О-ва Тонга	[151]
1065—1070	Пижонитовый геотермометр	Вулкан Бандай, Япония	[220]
Плагиоклазовый геотермометр			
1060—1153	Температура закалки	О-ва Тонга	[151]
1171—1179	Температура ликвидуса (1 бар)	То же	
1165—1179	Температура ликвидуса ($P_{H_2O} =$ = 1 кбар)	"	
1171—1233	Распределение Sг между основ- ной массой и Pl или авгитом	О-ва Тонга	[151]
1120—1250	Распределение PЗЭ и Sг между Pl и расплавом		[249]
1030—1090	Экспериментальное определение условий пересечения ликвидусов	Япония: Вулкан Акита- Комагатаке	[247]
960—1045	Pl и Рх для основной массы (температура перед извер- жением)	Вулкан Асама	
950—1010	То же	Вулкан Сакурадзима	
1110±40	Сравнение природных и экспери- ментальных фазовых соотно- шений	Вулкан Парикутин, Мек- сика	[115]
1200—1100	То же (интервал кристаллизации)	Алеутские острова	[206]
Геотермометр			
960—1010	ОРх—СРх	Район оз. Гарибальди,	
924	Mt—Ilm	Британская Колумбия, Канада	[162]
1100—1170	Плагиоклазовый геотермометр	Малый Семячик, Кам- чатка	[2]
1250—1350	Гомогенизация включений в Pl, унаследованном, вероятно, от базальта	То же	
Геотермометр			
995	Mt—Ilm	Вулкан Рабауль, Папуа, Новая Гвинея	[160, табл. 4]
1000—1050	Mt—Ilm	о-в Фиджи	
1000—1030	ОРх—СРх	Вулкан Акита-Комагата- ке, Япония	

Таблица 19

Оценки температур кристаллизации андезитов с роговой обманкой

Т, °С	Метод оценки	Район	Литературный источник
		Геотермометр	
950	Mt—Ilm	Япония	[131]
925	Mt—Ilm	То же	
		Геотермометр	
986	Mt—Ilm	Вулкан Колима, Мексика	[204]
971—1023	OPx—CPx	То же	
882—1200	Геотермометрия по распределению изотопов кислорода между фазами (Pl—Mt, CPx—Gl, OPx—Gl)	"	
952—1192	Расчет по модели равновесия Pl-расплав	"	
		Геотермометр	
909—949	OPx—CPx	Район оз. Гарибальди, Британская Колумбия, Канада	[162]
		Геотермометр	
870—970	Mt—Ilm	Вулкан Рабауль, Папуа, Новая Гвинея	[178]
		Геотермометр	
850—980	Mt—Ilm	о-в Фиджи	[160, табл. 4]

Другие летучие компоненты в андезитах. Судя по анализам закаленных вулканических стекол и включений в минералах, вода является главным летучим компонентом островодужных андезитовых расплавов. Углекислый газ CO_2 , газы группы серы, фтора и хлора имеют подчиненное значение [116, 158; 160; 174; 246]. В то же время, в газовой фазе андезитовых магм мольная доля CO_2 , по-видимому, достаточно высока. Расплавные включения в плагиоклазах пироксеновых андезитов подводного склона Марианской дуги имеют $x_{\text{CO}_2}/x_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1$ [159], что указывает на их кристаллизацию в водонедосыщенных условиях. Это же подтверждается и сравнением данных о содержании CO_2 в стеклах и расплавных включениях в андезитах (0,25 и 0,13 мас. % соответственно) [159; 174] с экспериментальными данными по растворимости CO_2 в андезитовых магмах [106; 216; 217]. В целом магмы активных переходных зон отличаются существенно более высокими содержаниями воды и более высокими отношениями $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ в расплаве, чем магмы океанических толентов [106; 116; 159, 246].

Концентрации фтора, хлора и серы в андезитах обычно наблюдаются в интервале 0,01—0,1 мас. % [159; 160, с. 122]. Фтор, по-видимому, наиболее растворимый компонент в силикатных расплавах среди других летучих природных магм (H_2O , HCl , H_2S , H_2 , CO_2 и др.) [7], что имеет особое значение в петрологии. Как известно, прямые

Таблица 20

Оценки концентраций воды в магмах двупироксеновых андезитов

Концентрация воды, мас. %	Метод оценки	Район	Литературный источник
0,8—1,5	Масс-спектрометрические определения в закалочных стеклах подводных андезитов	Склон Марианской дуги	[159]
2,0	Анализ на микронзонде микровключений андезитового стекла в оливинах известково-щелочных пород (средние значения)	Вулкан Асама, Япония	[116]
2,5	То же	Вулкан Павлова, Аляска	
1,5	"	Вулкан Парикутин, Мексика	
0,65—2,8	Экспериментальное определение условий пересечения ликвидусов P1 и P _x для основной массы пород (условия перед извержением)	Япония: Вулкан Акита-Комагатаке	[247]
1,7—2,3	То же	Вулкан Асама	
2,1—3,3	"	Вулкан Сакурадзима	
2,2±0,5	Сопоставление петрографических и экспериментальных фазовых соотношений	Вулкан Парикутин, Мексика	[144]
≤2	То же	Вулкан Маунт Худ, Каскадные горы	[147]
≤2	Сопоставление петрографических и экспериментальных фазовых соотношений	Алеутские острова	[206]
3,1—3,5	Термодинамические расчеты с использованием минеральных геотермометров и данных по системе альбит—вода	Район оз. Гарибальди, Британская Колумбия, Канада	[162]

определения составов магм из-за поведения летучих компонентов нам недоступны, так как эти составы сильно искажаются в результате процессов дегазации при подъеме магм к поверхности. Фтор наиболее прочно удерживается расплавами и в меньшей степени переходит во флюидную фазу, чем другие летучие, включая и H₂O. Эти летучие по отношению к нему будут плохорастворимыми компонентами. Соответственно содержания фтора в расплавах по мере декомпрессии будут меняться слабо вплоть до достижения самых верхних горизонтов земной коры, несмотря на непрерывно идущую дегазацию расплава¹. Следовательно, содержание фтора в свежих вулканических породах значительно лучше, чем содержание других летучих отражает его доэруптивные концентрации в магмах и их вариации

¹ Подробнее дегазация силикатных расплавов с двумя летучими компонентами с различной растворимостью рассмотрена в гл. 5 на примере системы Ab—H₂O—CO₂.

Таблица 21

Оценки концентраций воды в магмах андезитов с роговой обманкой

Концентрация воды, мас. %	Метод оценки	Район	Литературный источник
3,7—5,5	Термодинамические расчеты с использованием минеральных геотермометров и данных по системе альбит—вода	Район оз. Гарибальди, Британская Колумбия, Канада	[162]
4,5—5,0	То же	Крейтер-Лейк, Каскадные горы	[235]
~4	Сравнение природных и экспериментальных фазовых соотношений	То же	[236]
4	Анализ на микрозонде микровключения андезитового стекла с амфиболом в оливине	Вулкан Асама, Япония	[116]
4	Анализ на микрозонде включений стекла в фенокристаллах оливина и плагиоклаза	Вулкан Фуэго, Гватемала	[116; 240]

между типами магм [163]. Для уже упоминавшихся андезитов района Гарибальди—Лейк Н. Грин показал, что содержания F имеют наиболее низкие значения в двупироксеновых андезитах (142—212 г/т), промежуточные в роговообманковых (238—292 г/т) и максимальные в роговообманково-биотитовых (279—308 г/т) [163]. Таким образом, распределение фтора в указанных андезитах прямо коррелирует с доэруптивными концентрациями воды в соответствующих магмах, определенными независимо (см. выше).

Оценки давлений при кристаллизации андезитовых магм немногочисленны. Эти давления соответствуют глубинам земной коры и обычно ограничены интервалом 1—5 кбар [162; 204; 206; 235].

Таким образом, наблюдается общее соответствие между P — T - x_{H_2O} условиями кристаллизации андезитов вулкана Безымянного и других участков окраин Тихого океана. Это подтверждает типичность ключевских андезитов и указывает на однотипность главных процессов, контролирующих образование и эволюцию андезитовых магм.

ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АНДЕЗИТОВ

Эволюция режима воды и температуры андезитовых магм в вулканическом очаге

Интервал давлений (1,5—10 кбар), в котором могло идти образование фенокристаллов андезитов, хорошо согласуется с положением вулканического очага. Это дает основание считать, что формирование минерального облика всех андезитов происходило в коровом

очаге, апикальных магматических камерах и прилегающих участках канала, а неоднократные изменения минералогии андезитов в ходе деятельности вулкана указывают на соответствующие изменения здесь T - x_{H_2O} -условий.

Временные соотношения извержений андезитов разных типов (см. гл. 1) и физико-химические данные указывают, что, по-видимому, двупироксеновые андезиты по условиям кристаллизации ближе к условиям существования первичной андезитовой магмы, а роговообманково-пироксеновые, и особенно роговообманковые андезиты, — продукты более длительной эволюции андезитового расплава. В пользу этого заключения свидетельствуют следующие факты: 1) двупироксеновые андезиты — продукты извержений в течение длительных этапов вулканической деятельности без одновременного извержения роговообманковых андезитов; 2) в ходе извержений двупироксеновые андезиты поступают позднее роговообманковых андезитов, что указывает на более глубинное положение первых относительно вторых; 3) двупироксеновые андезиты отвечают более высокотемпературной стадии эволюции андезитовой магмы; 4) в случае первичности магмы роговообманковых андезитов по отношению к двупироксеновым андезитам потребовалось бы привлекать весьма экзотические процессы для объяснения периодического понижения концентраций воды в расплаве (см. гл. 5).

Таким образом, можно предполагать, что первичный андезитовый расплав, находясь в условиях питающего очага, содержал не более 1—3 мас. % H_2O , имел температуру выше 1000—1100°C и кристаллизовался при давлениях не более 7—10 кбар, а эволюция андезитового расплава на глубине, наряду с охлаждением, сопровождалась поступлением воды в систему (рис. 21) с увеличением ее концентрации от 1—3 мас. % при температурах ликвидуса до 5 мас. % и более при температурах кристаллизации амфибола. Возможные источники H_2O будут обсуждены ниже.

Предложенная схема эволюции андезитовых магм находит подтверждение в ряде петрографических особенностей роговообманковых андезитов.

Увеличение концентрации воды в системе в ходе эволюции условий кристаллизации андезитов по сравнению с ее исходным содержанием является удовлетворительным объяснением высокой доли основной массы в роговообманковых андезитах (до 75 об. % и более, см. табл. 2), которая рассматривается как доля незакристаллизованного в очаге расплава. Исходя из невысоких концентраций воды в исходном андезитовом расплаве (1—3 мас. % для двупироксеновых андезитов), можно ожидать появление амфибола при охлаждении на конечных стадиях кристаллизации андезитов лишь при незначительной доле расплава (20—30 об. %, см. рис. 20).

Подобная эволюция андезитового расплава позволяет также объяснить те причины, по которым в амфиболсодержащих андезитах плагиоклаз является ликвидусной фазой. При тех концентрациях воды, которые устанавливаются для них по экспериментальным данным (более 5 мас. %), ликвидусной фазой должен бы быть клино-

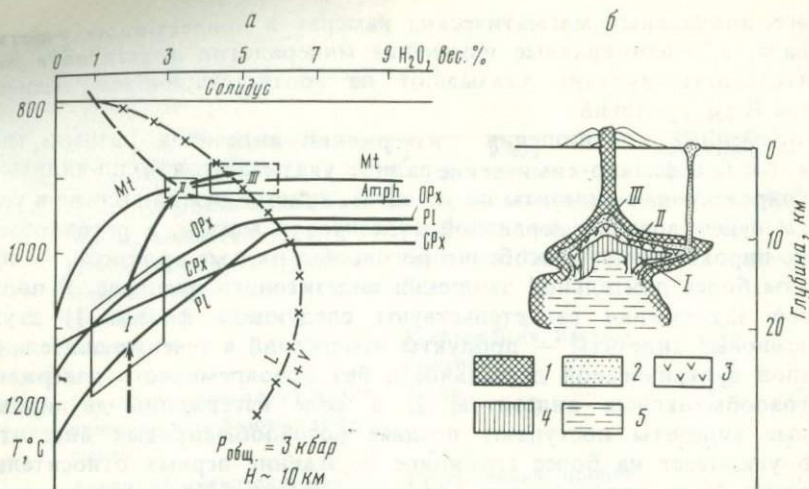


Рис. 21. Схема физико-химической эволюции андезитовой магмы в питающем вулканическом очаге

a — фазовые соотношения в системе андезит—вода при $P_{\text{общ}} = 3$ кбар и области физико-химических условий формирования минеральных ассоциаций андезитов; стрелки показывают направление эволюции физико-химических условий при кристаллизации андезитовой магмы; *b* — схема предполагаемого строения питающего вулканического очага; *I* — за кристаллизованная краевая зона; *2* — зона развития магм роговообманковых андезитов (*III*); *3* — зона магм роговообманково-пироксеновых андезитов (*II*); *4* — зона магм дупироксеновых андезитов (*I*); *5* — область исходной базальтовой (или андезито-базальтовой) магмы (см. гл. 5)

пироксен или амфибол, и только более низкая концентрация воды в исходном расплаве делает возможной первоначальную кристаллизацию плагиоклаза. Можно предполагать, что резорбция кристаллов плагиоклаза и обилие в нем включений стекла свидетельствуют о растворении, обусловленном понижением температуры ликвидуса по мере поступления воды в область кристаллизации, а не изменением давления, так как влияние понижения или повышения общего давления при $P > 1,5$ кбар на растворение кристаллов плагиоклаза должно быть менее значительным, чем добавление нескольких массовых процентов воды.

Наконец, с накоплением в магме воды, вероятно, связано и реакционное замещение пироксенов роговой обманкой в роговообманковых андезитах (см. гл. 1) [117].

Таким образом, структурные соотношения вкрапленников в породах отражают порядок их кристаллизации не вследствие простого охлаждения расплавов, а представляют собой результат более сложной эволюции физико-химических параметров, что схематически показано стрелками на рис. 21, *a*.

Вопрос о генетических соотношениях разных по минералогии андезитов имеет весьма существенное значение в решении проблемы их генезиса и ранее в должной мере не рассматривался, а роль первичных андезитовых магм нередко отводилась расплавам андезитов с роговой обманкой [129; 256].

*Эволюция режима кислорода
при кристаллизации андезитов*

Летучесть кислорода — один из основных физико-химических параметров, влияющих на ход дифференциации магм. Как показано опытами при 1 атм, изменение f_{O_2} в изученном интервале существенно влияет на температуру стабильности магнетита и слабо сказывается на устойчивости силикатных минералов. Следовательно, соотношения Mt с другими фазами могут быть использованы для оценок f_{O_2} при кристаллизации андезитовых магм.

Однако возможности таких оценок в данной работе ограничиваются особенностями методики опытов при высоких давлениях: 1) использованием только одного буфера NNO, 2) понижением температуры стабильности магнетита на неизвестную величину из-за отклонения f_{O_2} в H_2O -недосыщенных условиях от f_{O_2} -буфера в более восстановительную область и 3) потерей железа в платиновые ампулы. Последнее, как показано в гл. 2, имеет важное значение для устойчивости магнетита.

Основываясь на опытах при 1 атм, можно проделать качественную оценку f_{O_2} при кристаллизации вкрапленников андезитов. Учитывая, что в природных андезитовых магмах кристаллизация магнетита происходила одновременно с кристаллизацией пироксенов, можно сделать вывод о близости f_{O_2} магм дупироксеновых андезитов к f_{O_2} буфера NNO.

В работе [242] на основании экспериментальных данных получено уравнение, связывающее степень окисления железа в расплаве с летучестью кислорода, температурой и составом расплава. Авторы предложили использовать это уравнение не только для расплавов, но также и для порфировых вулканических пород, приводя в доказательство этого результаты изучения режима кислорода в некоторых природных магмах. В дальнейшем было получено аналогичное уравнение, охватывающее более широкий интервал температур, летучестей кислорода и составов [191]:

$$\ln \left(\frac{x_{Fe_2O_3}^L}{x_{FeO}^L} \right) = 0,2185 \ln f_{O_2} + 8,12670/T - 7,54 - 2,24x_{Al_2O_3} + 1,55x_{FeO} + 2,96x_{CaO} + 8,42x_{Na_2O} + 9,59x_{K_2O}, \quad (20)$$

где $x_{Fe_2O_3}^L$ и x_{FeO}^L — мольные доли Fe_2O_3 и FeO в расплаве (породе); x_{FeO} — мольная доля суммы окислов железа в пересчете на FeO ; концентрации остальных компонентов также в мольных долях. Сознвая пока еще недостаточную обоснованность данного метода в применении к порфировым вулканическим породам, мы сделали попытку на основании приведенного уравнения оценить режим кислорода в минералогически различных типах андезитов вулкана Безымянного. Здесь можно отметить следующее. Из параметров состава, входящих в уравнение (20), наибольшее влияние на рассчитанные зависимости $\lg f_{O_2} - T$ оказывает величина $(x_{Fe_2O_3}/x_{FeO})$. Так как среди кристаллических фаз андезитов в подавляющем количестве присутствует плагиоклаз, то наличие большого числа кристаллов не должно привести к значительным отличиям величины $x_{Fe_2O_3}/x_{FeO}$ для всей

$P_{O_2} \approx 10^{-12}$ атм

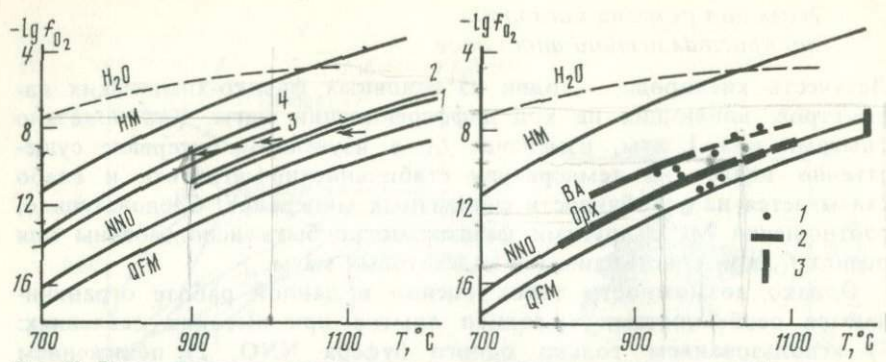


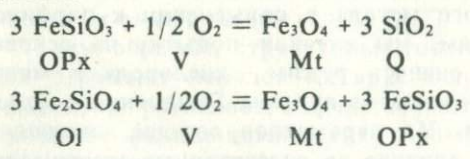
Рис. 22. Режим кислорода при кристаллизации андезитовых магм вулкана Безымянного, оцененный по методу [191]

1 — двупироксеновый андезит, использованный в опытах; 2 — средний двупироксеновый андезит; 3 — средний роговообманковый андезит; 4 — средний роговообманковопироксеновый андезит; составы взяты из табл. 1. Показаны кривые для кислородных буферов (NM, NNO и QFM) и кривая диссоциации воды при 1 атм. Стрелками показано предполагаемое изменение режима кислорода при эволюции андезитовой магмы в вулканическом очаге

Рис. 23. Температуры и летучесть кислорода при кристаллизации орогенных магм
1 — орогенные андезиты (данные [131; 178; 204; 242; 247]); 2 — вулканические породы с ортопироксеном (OPx) и амфиболом или биотитом (BA) по данным [152; 178]; 3 — интервал $lg f_{O_2}$ в расплавах андезитов при 1200°C согласно экспериментам Р. Фудали [157] (вертикальный отрезок)

породы от таковой для остаточного расплава. Это обстоятельство позволяет предположить, что $lg f_{O_2}-T$ -кривые, рассчитанные по составам пород, будут достаточно удовлетворительно отражать реальные значения летучести кислорода в андезитовых магмах, учитывая погрешность расчета по уравнению (20), составляющую $0,5lg f_{O_2}$ [191]. По всей вероятности, данный метод расчета режима кислорода наиболее пригоден для сравнительных оценок вариаций f_{O_2} между несколькими породами или группами пород.

Результаты наших расчетов представлены графически в виде кривых в координатах $lg f_{O_2}-T$ на рис. 22, а на рис. 23 нанесены данные других исследователей для андезитов Тихоокеанского кольца. Оценки f_{O_2} для орогенных андезитов немногочисленны. Это объясняется главным образом редким присутствием в них ильменита, а также кварца или оливина, в связи с чем невозможно использовать для таких оценок сосуществующие Fe-Ti-окислы или равновесия:



Имеющиеся данные показывают, что в большинстве случаев для орогенных андезитовых магм характерны летучести кислорода в пределах одного порядка выше буфера NNO (см. рис. 23) [133; 147; 157; 160, с. 125]. Полученные нами результаты (см. рис. 22) также указывают, что двупироксеновые андезиты вулкана

Безымянного кристаллизовались при летучести кислорода несколько более высокой, чем $f_{O_2}^{NNO}$ (на $1lgf_{O_2}$). Такие же оценки, проведенные по более раннему уравнению [242] дали f_{O_2} для двупироксеновых андезитов примерно на $0,5lgf_{O_2}$ ниже. Подобный метод оценки f_{O_2} страдает значительной неопределенностью, но, по-видимому, летучесть кислорода при кристаллизации магм двупироксеновых андезитов вулкана Безымянного была близка $f_{O_2}^{NNO}$ или превышала эту величину не более, чем на $1lgf_{O_2}$. Однако на рис. 22 нетрудно заметить относительное возрастание летучести O_2 при переходе от двупироксеновых андезитов к андезитам с роговой обманкой примерно на $1-1,5lgf_{O_2}$. Подобное относительное возрастание примерно на $1lgf_{O_2}$ видно также по результатам расчетов с использованием средних составов пироксеновых андезитов и андезитов с амфиболом или биотитом островных дуг и континентальных окраин Тихого океана, приведенных в [150] (см. табл. 1).

Эти наблюдения подтверждают данные, полученные ранее для орогенных вулканических серий Новой Зеландии и Новой Гвинеи [152; 178], о повышении летучести кислорода от соответствующей буферу QFM для оливинсодержащих пород к условиям буфера NNO для пироксенсодержащих пород и еще большем возрастании для пород с амфиболом или биотитом. В последнем случае для пород с водными минералами $lg f_{O_2}-T$ -кривые более, чем на 1,5 ед. $lg f_{O_2}$ превышают буферную кривую NNO (см. рис. 23).

Выше было показано, что кристаллизация андезитов в вулканическом очаге сопровождается повышением концентрации воды в магме от 1—3 до 5 и более мас. %, когда из расплава кристаллизуется роговая обманка. Одновременно снижается температура расплава. Воспользовавшись $lg f_{O_2}-T$ -кривыми для пироксеновых и роговообманковых андезитов вулкана Безымянного и оценками температур их кристаллизации, а также аналогичными кривыми из работы [152], можно приблизительно показать изменение f_{O_2} при кристаллизации андезитовой магмы в очаге (см. рис. 22). Вероятно, исходной андезитовой магме соответствовали f_{O_2} , близкие буферу NNO или несколько более высокие, но эволюция андезитового расплава идет таким образом, что на стадии кристаллизации роговообманковых андезитов f_{O_2} увеличивается примерно на $1-1,5lgf_{O_2}$.

Эволюция режима кислорода в природных магмах анализировалась многими авторами [133; 147; 171; 213; 214]. Детальное рассмотрение возможных механизмов этой эволюции [147] показало, что дифференциация магмы или флюидный обмен ее с вмещающими породами сдвинут f_{O_2} в магме не больше чем на 1,3 порядка от исходных условий, соответствующих NNO. Только необычные геологические условия могут изменять f_{O_2} сильнее. По мнению авторов, такие условия наиболее реальны для верхов неглубоких магматических камер, апофиз очагов во вмещающие осадки, где облегчен доступ в магму метеорных вод. По нашему мнению, повышение f_{O_2} также сопряжено с увеличением концентрации воды в магме, поскольку чистой H_2O отвечают значительно более высокие

f_{O_2} , чем равновесию Ni—NiO. Это повышение может более чем на $1,5 \lg f_{O_2}$ превышать NNO-кривую, причем существенное возрастание f_{O_2} не является исключительным случаем, так как роговообманковые андезиты широко представлены как в Ключевской группе вулканов, так и во многих других районах вулканических дуг. Однако источником воды, скорее всего, являются не метеорные воды, взаимодействующие с близповерхностными магматическими камерами, а сам магматический расплав, кристаллизующийся на умеренных глубинах (~ 10 — 15 км) в приконтактных и апикальных частях вулканического очага, как показано ниже (см. следующий раздел). Это косвенно подтверждается приуроченностью высоких f_{O_2} к породам с водными минералами, кристаллизация которых происходила при давлениях не ниже 3 кбар, т.е. на глубинах > 10 км (см. табл. 17), где интенсивный водообмен вмещающих пород с поверхностью маловероятен.

Для оценки эффективности окисления расплава водой нами были проделаны расчеты изменения f_{O_2} при взаимодействии расплава с H_2O -газом, которые основывались на термодинамических данных для равновесия двух- и трехвалентного железа в расплаве [237] и константы диссоциации H_2O . Расчеты показали, что для повышения летучести кислорода от $f_{O_2}^{NNO}$ на порядок требуются весьма значительные количества воды (десятки массовых процентов). Хотя подобные расчеты ограничены недостаточным знанием взаимодействия растворенной воды с другими компонентами расплава, ясно, что требуемые количества воды нереально высоки. Такой же результат получается для случая окисления расплава углекислым газом, растворимостью которого в расплаве можно пренебречь. Однако если взаимодействие расплава с водой сопровождается диффузией водорода из магмы во вмещающие породы, то при этом может произойти существенное окисление расплава даже при умеренных количествах H_2O [245]. Таким образом, сопряженное возрастание степени окисленности и водонасыщенности андезитовой магмы в процессе ее эволюции дает основание считать, что этот процесс сопровождается также диффузией из магмы водорода, как это и предполагается рядом исследователей [147; 225; 245].

В работе [2] предполагается, что относительно высокая окисленность известково-щелочных магм — это результат контаминации исходными расплавами материала коры. В нашем случае подобный механизм не согласуется с постоянством химического состава андезитов разного типа и изотопными данными (см. ниже гл. 5), так как требует весьма значительных добавок окисленного корового материала.

Проблема повышения активности кислорода в настоящее время стоит значительно шире, чем рассмотрено выше, и является предметом пристального внимания петрологов [47; 79; 121].

Согласно проведенному анализу, последовательное излияние рогово-обманковых (III), роговообманково-пироксеновых (II) и двупироксеновых (I) андезитов в течение одного извержения отражает возрастание температуры и снижение концентрации воды в магме с глубиной до извержения. Вывод о существовании подобного вертикального градиента температур и концентраций воды в магматической колонне перед извержением получен также для трех андезитовых вулканов Японии на примере извержений двупироксеновых андезитов [247].

Понижение эксплозивности индивидуальных извержений во времени связано с уменьшением доли летучих в магме и, возможно, также отражает вертикальную зональность магматического резервуара в отношении летучих [160, с. 87]. Убедительные свидетельства существования зональности распределения воды в магматических очагах дают исследования плутонических тел. Дж. Хоффер [180] описал распределение вкрапленников в плутоне, сложенном биотит-амфиболовым андезитом и показал, что наибольший процент вкрапленников роговой обманки и биотита наблюдается в образцах, наиболее близких к краям интрузива, которые также богаче связанной водой по отношению к центральным зонам. В то же время по остальным компонентам химические составы краевых и центральных частей плутона очень близки. В качестве другого примера можно привести известково-щелочной батолит Вули Крик, изученный К. Барнесом [124]. Батолит представляет собой зональное магматическое тело, изменяющееся по составу от двупироксенового габбро в наиболее глубоких частях до роговообманково-биотитового гранодиорита и гранита на самых верхних уровнях. К. Барнес показал, что фракционные тренды хорошо объясняются кристаллизационной дифференциацией одной исходной магмы, которая постепенно обогащается водой в самых верхних частях плутона.

Следовательно, должен существовать универсальный механизм, вызывающий такое распределение температур и концентраций воды в очагах или каналах андезитовых вулканов за период между крупными извержениями (100—1000 лет) [17; 28; 247]. Существование в деятельности вулкана периодов длительного излияния двупироксеновых андезитов свидетельствует о стабильности физико-химических условий в областях питания, а условия, приводящие к возникновению роговообманковых андезитов, видимо, существуют в очаге локально (возле кровли и контактов с вмещающими породами) и возникают главным образом в подводящих каналах и промежуточных магматических камерах на глубинах больше 10 км ($P_{\text{общ}} \geq 3$ кбар).

Падение температуры — это неизбежное следствие остывания магматического тела в коре.

Причинами увеличения концентрации воды при эволюции андезитовых магм могли быть процессы взаимодействия магм с глу-

бинными мантийными потоками летучих компонентов или с флюидами интрузируемых пород коры, перераспределение воды в магматическом очаге под влиянием гравитационной диффузии, процессы кристаллизации. Рассмотрим вероятность этих причин последовательно.

Поступление потоков богатых водой глубинных флюидов в очаг должно приводить к обогащению магмы водой во всем объеме очага, начиная с нижних его горизонтов. Этому противоречит наличие длительных периодов извержения двупироксеновых андезитов с низкой концентрацией воды в расплаве, неоднократные извержения андезитов разных типов в истории развития отдельных вулканов, а также более раннее появление роговообманковых андезитов в ходе одного извержения.

Существенное взаимодействие магм с водой окружающих пород для глубинного магматического очага и обогащение водой верхних частей магматических тел в результате гравитационной диффузии требуют значительного времени, превышающего время вулканической активности [6; 20; с. 56], даже с учетом более высоких коэффициентов диффузии воды в расплавах по экспериментальным данным [52], чем вычисленные ранее по формуле Стокса-Эйнштейна. Кроме того, именно для роговообманковых андезитов характерны мощные катастрофические извержения, обусловленные высокими давлениями летучих в магме. В связи с этим представляется маловероятным, чтобы давление воды и химический потенциал в окружающих породах превышали таковые в магме, и вода поступала из вмещающих толщ в очаг, а не стремилась мигрировать в противоположном направлении. К тому же эволюция магмы ставится здесь в зависимость от гидрогеологических условий вмещающих толщ, которые, вероятно, различны для разных вулканических очагов.

Прямая корреляция между концентрациями H_2O и F в минералогически разных андезитах района Гарибальди Лейк [162; 163], упоминавшихся выше, также плохо согласуется с поступлением в магму метеорных вод и указывает на магматическую природу воды в андезитах с роговой обманкой. Обогащение верхних и апикальных частей очага водой могло быть и результатом контаминации богатых водой окружающих пород, что фиксируется изотопными отношениями кислорода на ряде природных объектов [261]. Но этот механизм не подтверждается свинцово-изотопными отношениями в андезитах вулкана Безымянного (см. гл. 5).

Осаждение как безводных, так и водосодержащих минералов на дно магматического очага может привести к увеличению концентрации в системе воды. Однако роль подобного механизма накопления воды ограничена близостью химических составов различных минералогических типов андезитов (см. табл. 1).

Наиболее вероятной причиной обогащения расплава водой представляется кристаллизация магмы в краевых частях изолированного очага на его стенках, где охлаждение наиболее интенсивно. Кристаллизация новых порций расплава протекает на фоне постоянного

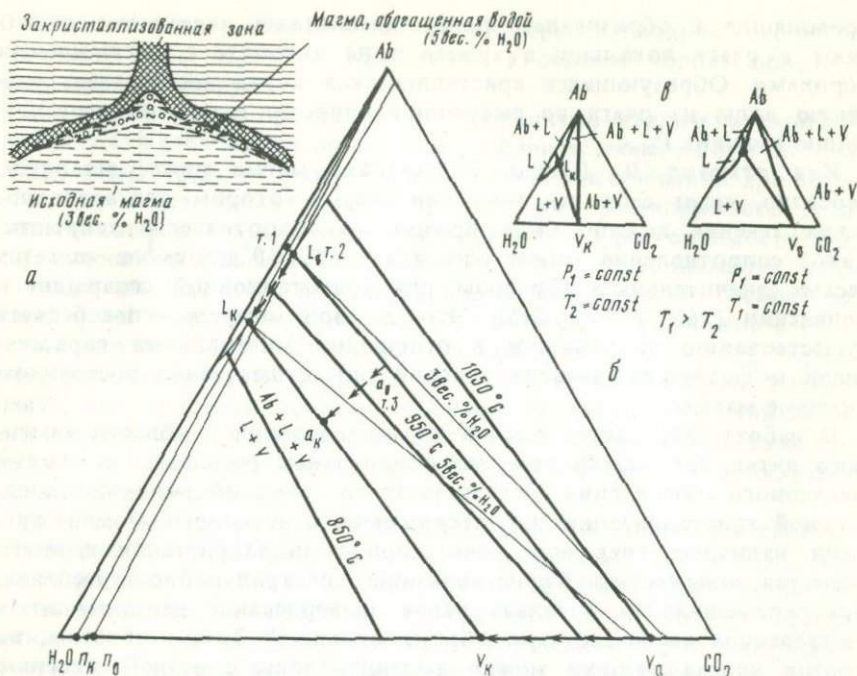


Рис. 24. Схема, иллюстрирующая модель увеличения концентрации воды в приконтактных участках вулканического очага при кристаллизации в расплаве

а — схема возможного строения верхней части питающего очага и прилегающего участка вулканического канала, стрелками обозначено направление миграции летучих; б — изменение состава расплава в системе альбит—вода—углекислота (мол. %) при охлаждении с фракционированием твердой фазы ($P_{\text{общ}} = 3$ кбар). Фазовые границы построены на основании работы [148]. Сплошные линии соединяют составы пара и расплава, равновесные с кристаллами альбита (границы между фазовыми полями $Ab + L + V$ и $L + V$ при определенной температуре). Штрих-пунктирные линии отвечают постоянным весовым концентрациям воды в системе. Концентрация воды в исходном расплаве (L_0) составляет 3 мас. %, в конечном (L_k) — 5 мас. %. $V_0 \rightarrow V_k$ — изменение состава пара, соответствующее изменению состава расплава $L_0 \rightarrow L_k$; $a_0 \rightarrow a_k$ — изменение общего состава системы, первоначально находящейся в области $L + V$; $n_0 \rightarrow n_k$ — изменение соотношения $H_2O/(H_2O + CO_2)$ в расплаве. Соотношение масс конечного расплава и отделившихся кристаллов для разных исходных составов системы составляет: $t_1 = 1.5$; $t_2 = 1.3$; $t_3 = 0.9$ (точки 1, 2, 3 — в кружках); в — общий вид двух изобаро-изотермических сечений системы $Ab - H_2O - CO_2$ при температурах T_1 и T_2 .

повышения концентрации в системе воды, поскольку расплав изолируется от взаимодействия с ранее выделившимися минералами, образующими кристаллическую корку. Так как H_2O преобладает в природных андезитовых жидкостях над другими летучими, а ее растворимость на порядок выше растворимости CO_2 , второго по значению летучего (см. выше), то кристаллизация приведет к накоплению в расплаве воды и к повышению $a_{H_2O}^m$ и P_{H_2O} . Поступающая из зоны кристаллизации вода не распределяется равномерно по всему объему очага, а накапливается в его верхних и апикальных частях (рис. 24). Неравномерное распределение H_2O будет вызываться как низкой скоростью диффузии летучих в силикатных расплавах [20; 52; 215], так и требованием термодинамического равновесия в гравитационном поле [46; 50]. Таким образом, условия,

приводящие к образованию роговообманковых андезитов, существуют в очаге локально, в кровле и на контакте с вмещающими породами. Образующаяся кристаллическая корка препятствует удалению воды из очага во вмещающие породы и способствует созданию высоких P_{H_2O} .

Как отметил Д. Джилл, андезитовая магма ниже ликвидуса, вероятно, ведет себя как тело Бингама, в котором для возникновения течения должно быть преодолено сопротивление текучести. Такое сопротивление может составлять $10^4 - 10^5$ дин/см² и является весьма значительным барьером для гравитационной сепарации и конвекции [160, с. 70; 215]. Это, в свою очередь, способствует существованию зональности в отношении минеральных парагенезисов и физико-химических условий при существенно постоянном химизме магмы.

В работе [80] дается ссылка на исследования в области каменного литья, где указывается, что "силикатные расплавы... в режиме медленного охлаждения затвердевают по схеме объемно-последовательной кристаллизации, характеризуемой в некоторый момент времени наличием трех зон: зоны полностью закристаллизованного вещества, зоны частичной кристаллизации и центральной зоны расплава. Без перемешивания расплава такое затвердевание не приводит к дифференциации вещества в объеме отливки." Таким образом, на фронте кристаллизации можно выделить зоны с разной степенью кристалличности от 100% до наблюдаемой в породах и ниже. Если доля кристаллов в магме настолько велика, что они "схватываются" в каркас, возможность достижения такими магмами поверхности сильно ограничена. Представителями этих магм могут быть гомеогенные включения, широко развитые в известково-щелочных сериях Камчатки и других регионов [80].

Как показал А. Мак-Берни [205], в вулканическом очаге могут сосуществовать две основные зоны: нижняя зона конвектирующей мафической магмы и верхняя зона, занятая более фракционированной магмой и не затронутая конвекцией. По-видимому, вулканический очаг вулкана Безымянного развивался именно по такой схеме, и андезитовая магма занимает ограниченную по вертикали верхнюю часть очага, что способствует ее механической стабильности.

Количественно модель насыщения расплава летучими, диффундирующими из зоны затвердевания в расплав, рассмотрена в [20, § 20], где было показано, что для эффективного протекания процесса насыщения коэффициент диффузии летучих в магме должен составлять $\sim 10^{-5}$ см²/с. Это согласуется с экспериментальными данными для коэффициента диффузии H₂O в расплаве кремнезема при $P_{H_2O} = 3000$ атм [52]. Вместе с тем представляется, что эффективность процесса обогащения верхних частей очага и прилегающих участков вулканического канала водой существенно повышается в результате образования отдельно газовой фазы по контакту очага и поступления летучих в самые верхние горизонты магмы. Как известно, всплывание пузырей является значительно более быстрым процессом, чем диффузия в расплаве [6; 20; 52]. Такой процесс

облегчается при вертикально-удлиненной форме вулканического очага и должен быть наиболее эффективен в области, прилегающей к подводящему каналу.

Для иллюстрации предложенного механизма увеличения концентрации H_2O в расплаве воспользуемся изобарическим сечением системы альбит— H_2O — CO_2 , которая удобна для моделирования процессов дегазации андезитовых расплавов, поскольку растворимости воды в альбитовом и андезитовом расплавах близки, растворимости CO_2 при умеренных давлениях на порядок ниже растворимости воды и также достаточно близки [41] и при одинаковом составе паровой фазы составы андезитового и альбитового расплавов в отношении летучих будут весьма сходны (см. ниже), [41]. Кроме того, кристаллизацию расплава в этой системе удобно использовать для описания процесса обогащения расплава летучими, не сопровождающегося другими изменениями химического состава расплава, так как здесь состав кристаллической фазы и силикатной части жидкости одинаков.

На рис. 24,а схематически показаны фазовые поля для системы $Ab-H_2O-CO_2$ при двух разных температурах, T_1 и T_2 . При кристаллизации расплава в присутствии газовой фазы состав системы находится в пределах трехфазного поля $Ab+L+V$ (эвтектики), а составы равновесного пара и расплава при температуре T_1 отвечают точкам V_0 и L_0 соответственно. При понижении температуры до T_2 состав расплава перемещается в точку L_k , пара — в точку V_k .

На рис. 24,б, построенном по данным работы [148], конноды, соединяющие составы равновесных пара и расплава, отвечают границам между полем $Ab+L+V$ и полем $L+V$ при $P_{общ} = 3$ кбар и разных температурах, причем с понижением температуры конноды перемещаются в область составов, более богатых водой. Линия L отвечает составам расплавов, равновесных с кристаллами альбита и паром при последовательно понижающихся температурах. Таким образом, рис. 24,б представляет собой изобарическое поли-термическое сечение эвтектики системы $Ab-H_2O-CO_2$.⁵

Пусть исходная концентрация воды в расплаве составляет 3 мас. %, при этом возможны три основных случая: расплав может быть недосыщен летучими (на рис. 24,б состав системы отвечает точке 1), насыщен (L_0) и пересыщен (т. a_0) ими. Рассмотрим случай, когда в начальный момент расплав насыщен летучими, а твердая фаза отсутствует. При полной кристаллизации расплава состава L_0 из него выделится флюид состава p_0 . Поступление этого флюида в смежные порции расплава, также первоначально содержащие 3% H_2O , вызовет перемещение общего состава системы в область расплав + пар в направлении от L_0 к p_0 . Состав расплава при этом будет смещаться к точке L_k и далее вдоль кривой L , а состав равновесного с ним пара соответственно от V_0 к V_k и далее в том же направлении. Если же в начальный момент магматическая система представляла собой смесь расплава и паровой фазы, то ее состав первоначально находился на конноде L_0-V_0 , например в точке

a_0 , и затем при поступлении флюида состава p_0 мог достигнуть т. a_k , лежащей на пересечении прямой a_0-p_0 и конноды L_k-V_k . Расплав в точке L_k содержит уже 5 мас. % H_2O . При дальнейшей миграции флюида из зоны полной кристаллизации в прилегающий расплав произойдет еще более значительное возрастание в нем концентрации H_2O . Таким образом, поступление летучих, выделяемых при полной или почти полной кристаллизации расплава на стенках магматического резервуара, в приконтактные области магмы может вызвать значительное обогащение этих областей водой. Расчеты по уравнениям баланса масс на основании диаграммы показывают, что вследствие кристаллизации определенной массы магмы с 3 мас. % H_2O в прилегающей части очага можно получить в 1,5 раза большую массу магмы с 5 мас. % H_2O , если магма не была насыщена летучими (т. 1 на рис. 24,б), или примерно равное количество такой магмы в случае высокой доли флюидной фазы в исходной магме (т. a_0).

В ходе современного извержения вулкана Безымянного было извергнуто около 2 км^3 роговообманковых андезитов [12]. Судя по геофизическим данным, очаг вулкана Безымянного можно аппроксимировать сферой диаметром 5 км. Отсюда мощность зоны, занятой перед извержением магмой роговообманковых андезитов, составит несколько десятков метров, в зависимости от ее конфигурации. Примерно на такую же величину должна увеличиться мощность кристаллической корки. По оценочным теплофизическим расчетам, используя решение для шара с постоянной температурой поверхности из [49, с. 230], продолжительность периодов покоя между крупными андезитовыми извержениями достаточна для такой кристаллизации (в расчетах теплоемкость расплава увеличивалась на величину теплоты кристаллизации, отнесенной к температурному интервалу кристаллизации). В то же время для подобного обогащения расплава водой во всем объеме очага потребуются десятки тысяч лет. Возможно, что существенно меньшая длительность периодов покоя является одной из причин стабильности излияний двупироксеновых разностей и их преобладания среди андезитов из различных районов мира. В принципе следует ожидать, что общая тенденция эволюции зоны андезитового вулканизма, определяемая остыванием областей питания, должна характеризоваться увеличением доли роговообманковых андезитов, а также развитием роговообманковых дацитов к завершающим этапам вулканической деятельности, как и наблюдается в Ключевской группе вулканов.

Появление дацитов является следствием закономерного повышения кислотности остаточного расплава. По-видимому, кристаллизационная дифференциация, которая в ограниченных масштабах имеет место в андезитовых магмах, после образования роговообманковых андезитов начинает играть более заметную роль вследствие снижения вязкости расплава при накоплении в нем воды [52; 244] и образовании роговой обманки, имеющей крупные размеры и низкое содержание SiO_2 . При этом вопрос о предельном составе, которого достигает дифференцирующаяся магма, тесно связан с проб-

лемой механизма эксплозивных извержений. В замкнутом магматическом очаге эксплозивность является естественным следствием охлаждения и кристаллизации водосодержащей магмы.

Рассмотренная модель накопления воды — это, по существу, модификация механизма ретроградного повышения давления. Расчеты, проведенные в работах [7; 48], показали, что такой механизм может привести к значительному возрастанию давления воды в магматической камере, достаточному для объяснения энергии крупных вулканических взрывов, сопровождавших извержения андезитов.

Энергия эксплозивного извержения вулкана Безымянного в 1956 г. по разным оценкам составляет $(4-8) \cdot 10^{23}$ эрг [24; 77] или с учетом объема извергнутого материала, $(2-4) \cdot 10^{23}$ эрг/км³, что по порядку величины отвечает энергии, высвобождаемой при кристаллизации водонасыщенной магмы [7; 8]. Однако традиционный взгляд на механизм ретроградного кипения не позволяет объяснить ряд фактов [83]: 1) низкую кристалличность продуктов крупных вулканических взрывов¹; 2) большую длительность соответствующего процесса охлаждения очага (порядка 10 тыс. лет), значительно превышающего периоды покоя между крупными извержениями андезитовых вулканов и 3) повторяемость извержений из одного и того же очага.

Модель, предложенная в данной работе, хорошо удовлетворяет отмеченным фактам, так как, во-первых, описывает процесс накопления воды не только в расплаве, но и в системе в целом, что резко снижает степень кристалличности магмы; во-вторых, не требует охлаждения очага во всем объеме, ограничивая этот процесс лишь приконтактной зоной, и в-третьих, концентрация воды во всем объеме очага меняется слабо и, следовательно, есть возможность для повторного протекания процесса накопления воды.

Данная модель объясняет физико-химическую эволюцию расплава общим остыванием очага и может иметь более широкое петрологическое значение, так как обводнение первых порций расплава обнаруживается при изучении вулканов Курильских островов [100]², Японии [247], Исландии [123], запада США [202; 235], извергающих разные по составу магмы (от базальтов до риолитов). Как показал К. Бернэм [7], длительное развитие закрытого магматического очага гранодиоритового состава по аналогичной схеме кристаллизации может привести к образованию медно-молибденовых порфириновых месторождений.

¹ Примером таких пород могут служить пемзы вулкана Большая Удина (см. табл. 2) и первые порции современного извержения вулкана Безымянного, в ходе которого зафиксирована обратная связь между эксплозивностью и кристалличностью [15]. Та же закономерность наблюдалась при извержении Карымского вулкана [101].

² В базальтах самых первых порций вулканов Тятя и Алаид присутствовали единичные зерна Am⁹⁵ и Bi.

ГЕНЕЗИС АНДЕЗИТОВ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

В главе 2 были рассмотрены модели образования андезитовых расплавов, основанные на экспериментальных данных. Среди геологических соображений было выдвинуто пять основных гипотез образования андезитов [128; 234]:

- 1) контаминация основных магм кислым коровым материалом или смешение их с кислыми магмами [73];
- 2) частичное плавление нижних частей коры;
- 3) кристаллизационная дифференциация базальтовых магм;
- 4) анатексис мантийных перидотитов;
- 5) частичное плавление океанической литосферы в зонах погружения под континентальные окраины.

Все перечисленные гипотезы в той или иной мере предлагались разными исследователями для объяснения генезиса андезитов Камчатки и, в частности, Ключевской группы вулканов.

Тесная пространственная связь базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых извержений в Ключевской группе при подчиненном по объему значению андезитов привела к представлению о формировании андезитовых магм при кристаллизации базальтовой магмы в коровых промежуточных очагах [69; 85].

Набор ксенолитов в андезитах и геофизические данные указывают на расположение зон питания андезитовых вулканов группы в пределах габбро-амфиболитового слоя континентальной коры. Это порождает взгляды о плавлении пород этого слоя коры при образовании очагов андезитовых вулканов [19; 31; 37; 57; 62].

На основании постоянства петрохимического облика известково-щелочных пород, независимо от различий в строении земной коры, Г.С. Горшковым [20; 23] было выдвинуто предположение о формировании андезитов в верхней мантии при плавлении ультраосновного вещества либо при выплавлении из океанической литосферы в зонах субдукции. На возможную связь генезиса андезитов с процессами субдукции указывает наличие четко выраженной зоны Беньоффа [26; 39; 86; 91]. При этом возможно также, что формирование андезитов происходит при фракционной кристаллизации базальтовых или андезито-базальтовых магматических колонн, восходящих из зоны субдукции или вышележащей мантии [92].

Контаминация в коре как процесс, имеющий незначительное влияние на происхождение андезитов по сравнению с кристаллизационной дифференциацией, предполагалась К.М. Тимербаевой [85]. С другой стороны, по мнению И.Д. Рябчикова и др. [78], известково-щелочной тренд дифференциации базальтовой магмы обусловлен ассимиляцией толеитовой магмой богатого глиноземом материала коры с последующей кристаллизационной дифференциацией образовавшейся высокоглиноземистой магмы до андезита.

В настоящее время отсутствует ясность в понимании как глав-

ного механизма, контролирующего весь процесс генезиса андезитов, так и степени участия остальных механизмов, которые могут играть второстепенную роль, обуславливая местные геолого-геохимические особенности пород.

Различия между конкретными моделями образования андезитов могут быть рассмотрены с разных позиций. Многообразие аспектов андезитообразования делает целесообразным возможно более комплексное исследование этого процесса. Так, изучение распределения микроэлементов и изотопных отношений наиболее перспективно для выяснения степени гетерогенности вещества андезитовых магм, а физико-химические реконструкции глубинных условий андезитового магматизма важны при исследовании различных моделей кристаллизационной дифференциации и частичного плавления.

Для дальнейшего рассмотрения вышеперечисленные гипотезы удобно разбить на две группы: 1) гипотезы, отводящие основную или значительную роль процессам смешения геохимически разнородных материалов, таким, как контаминация базальтовых магм кислым материалом коры и смешение кислых и основных магм, и 2) гипотезы, согласно которым образование андезитов контролируется равновесиями кристаллы—расплав.

С целью оценки гипотез первой группы было проделано исследование изотопного состава свинца в андезитах вулкана Безымянного [10].

В основу анализа гипотез второй группы положены результаты исследования физико-химических условий кристаллизации андезитов вулкана Безымянного (гл. 4) и литературные данные об условиях образования андезитовых расплавов (гл. 2).

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА АНДЕЗИТОВ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННОГО

Постановка задачи и объекты исследования

Исходя из существующих гипотез, можно предполагать участие в генезисе андезитов достаточно широкого спектра пород: 1) метаморфизованных океанических толеитов и 2) океанических осадков, погружающихся под активными окраинами континентов, согласно современным тектоническим взглядам; 3) ультраосновных пород мантии выше зоны субдукции; 4) пород различных горизонтов земной коры в районах развития известково-щелочных серий. Кроме того, важную роль в образовании андезитовых магм, вероятно, играют летучие компоненты (H_2O , CO_2), источником которых могут быть перечисленные породы, в частности летучие, выделяющиеся при метаморфизме погружающейся океанической коры. Таким образом, существует возможность того, что вещество андезитовых серий образовалось при смешении геохимически разнородных материалов с наложением процессов кристаллизационной дифференциации или без них.

Для выяснения степени гетерогенности андезитовых магм и от-

носителем роли в их образовании процессов контаминации и кристаллизационной дифференциации часто привлекаются изотопные данные. Изотопный состав свинца не зависит от процессов кристаллизации и плавления и определяется изотопным составом свинца источника пород, соотношениями урана, тория и свинца и временем с момента образования породы. Для современных вулканических пород фактор времени не существен и изотопный состав свинца полностью определяется изотопным составом источника, а в случае смешения также и соотношением концентраций свинца в смешивающихся материалах и их пропорцией.

Изучение изотопного состава радиогенных и стабильных изотопов пород островных дуг проводится достаточно широко [96; 173; 228; 257; 259]. В большинстве работ устанавливается идентичный изотопный состав элементов в ряду базальт—андезит—дацит, свидетельствующий в пользу кристаллизационной дифференциации единого источника. С другой стороны, изотопный состав пород островодужных серий различного тектонического положения часто различается.

Согласно работе [257], по изотопному составу радиогенных изотопов можно выделить два типа островных дуг. Породы таких островных дуг, как Марианская и Ново-Гебридская, развивающиеся на океанической коре вдали от континентов, имеют изотопные характеристики свинца и стронция, полностью совпадающие с таковыми для базальтов срединно-океанических хребтов, для которых установлен мантийный источник лав.

Для большинства островных дуг, таких, как Тонга, Тайвань, Алеутская, Япония, отмечается некоторое обогащение пород радиогенными изотопами свинца и стронция. Участие в формировании этих пород 1—2% пелагических или кластических осадков приводит к наблюдаемым величинам. Обогащение пород радиогенным стронцием при нерадиогенном изотопном составе свинца в них (Тонга) объясняют плавлением океанической литосферы, измененной обменными реакциями с морской водой. При этом предполагается более легкий обмен Sr по сравнению с Pb. Особое место занимают окраинные зоны континентов (Анды, Новая Зеландия) со зрелой континентальной корой, для вулканитов которых отмечается высокое содержание радиогенных свинцов и ^{87}Sr и тяжелый изотопный состав кислорода, свидетельствующие о контаминации расплавов веществом древней континентальной коры [173; 247].

В некоторых вулканических сериях отмечаются различия в изотопном составе их членов: базальтах, андезитах, риолитах, что может свидетельствовать в пользу контаминации в генезисе более кислых пород серий [153].

Из данного краткого рассмотрения видно, что процессы, приводящие к формированию известково-щелочных серий, имеют региональные отличия, и необходимо всестороннее изучение островодужного вулканизма в различных районах.

Для пород Камчатки изотопные данные ограничены результатами К.Е. Хеджа, Г.С. Горшкова [96] и М.Ю. Хотина и др. [99]

Таблица 22

Химический состав (мас. %) и краткая характеристика изученных андезитов вулкана Безымянный

	4050	4176	1031	350	1037
SiO ₂	59,45	58,90	60,69	59,40	59,89
TiO ₂	0,57	0,66	0,58	0,67	0,71
Al ₂ O ₃	19,20	16,60	16,66	16,32	17,80
Fe ₂ O ₃	1,61	3,17	4,35	3,82	2,93
FeO	3,78	4,48	2,44	4,11	3,63
MnO	0,10	0,14	0,14	0,13	0,14
MgO	2,52	4,10	2,78	3,26	2,88
CaO	6,84	6,68	5,88	6,20	6,40
Na ₂ O	4,04	3,67	3,96	3,77	3,79
K ₂ O	1,41	1,33	1,26	1,40	1,21
H ₂ O*	0,24	0,13	0,34	0,79	0,027
P ₂ O ₅	0,154	0,167	0,164	0,192	0,164
Сумма	99,91	100,03	99,24	100,06	99,57

Примечание. 4050, 4176 — двупироксеновый андезит лавового потока; 1031 — роговообманковый андезит экструзивного купола; 350 — роговообманковый андезит пирокластического потока 1956 г.; 1037 — роговообманково-пироксеновый андезит экструзивного купола Нового в центральном кратере. 1974 г. Анализы выполнены в ЦАЛ ГЕОХИ АН СССР, аналитик Н.В. Бударина.

по изотопному составу стронция, а также работой Е.В. Бибиковой и др. [9] по изотопному составу свинца в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). Обе группы данных предполагают мантийные источники магм и отсутствие заметной степени контаминации пород материалом коры.

Исследование изотопного состава свинца в андезитах вулкана Безымянного было направлено, во-первых, на оценку роли процессов смешения и контаминации в происхождении данных андезитов, во-вторых, на выявление возможных вариаций изотопных отношений свинца между разными по минералогии андезитами и между различными их фациями. Было проанализировано 5 образцов андезитов вулкана Безымянного, представляющих три основных минералогических типа и одновременно различные фации андезитового вулканизма: лавовые потоки, экструзивные купола и отложения направленного взрыва. В таблице 22 приведены химические составы и краткая характеристика изученных пород. Методика определения изотопного состава Pb и концентраций Pb и U изложена в [10].

Результаты и обсуждение

Результаты определений изотопного состава свинца, а также концентраций свинца и урана приведены в табл. 23. Там же даны средние значения для двух типов базальтов БТТИ [9] и изотопный состав галенита из леплов БТТИ, по всей вероятности захваченного в ходе извержения из вмещающих пород.

Таблица 23

Свинцово-изотопные данные

для андезитов вулкана Безымянного и пород БТТИ

N образца	Содержание, 10^{-4} , %		Изотопный состав свинца			$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$
	Pb	U	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
4050	4,87	—	18,23	15,49	38,00	—
4176	4,05	0,82	18,26	15,51	37,99	12,7
1031	4,51	0,88	18,33	15,48	37,91	12,3
1037	5,53	1,20	18,32	15,49	37,92	13,6
350	5,92	1,57	18,62	15,58	38,11	16,8
Средние составы базальтов БТТИ [9]						
Магнезиальные базальты	2,77	0,61	18,11	15,49	37,87	13,9
Высокоглинозистые субщелочные базальты	6,43	1,31	18,21	15,48	37,85	12,8
Галенит в пепловом выбросе БТТИ	—	—	18,37	15,60	38,59	—

Примечание. Состав Mg-базальтов дан без образца Т-46, в котором содержания радиогенных изотопов повышены по сравнению с остальными базальтами БТТИ; анализы выполнены в Лаборатории геохимии ГЕОХИ АН СССР Т.И. Кириной и В.А. Макаровым.

Имеющиеся данные позволяют охарактеризовать в общих чертах изотопный состав свинца в основных типах вулканических пород района Ключевской группы вулканов. Как было показано в работе [9], магнезиальные и высокоглинозистые базальты БТТИ, представляющие главные типы базальтов Ключевской группы, не различаются по изотопному составу свинца. Андезиты вулкана Безымянного, как видно из табл. 23, по содержанию свинца и урана занимают промежуточное положение между магнезиальными и высокоглинозистыми базальтами, несколько ближе ко вторым, и имеют идентичный всем базальтам изотопный состав. Исключение составляет образец роговообманкового андезита (обр. 350), в котором наблюдаются повышенные содержания радиогенных изотопов.

Полученные значения изотопного состава свинца соответствуют свинцу глубинных зон, развивающемуся в условиях низкого отношения урана к свинцу, т.е. свинцу верхней мантии или ее производных. Сходство изотопных отношений для пород вулкана Безымянного, расположенного в центральной части Ключевской группы вулканов, и извергнутых на ее южном окончании базальтов БТТИ указывает на геохимическую однородность верхней мантии в данном районе.

На рис. 25 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные характеристики свинца андезитов вулкана Безымянного и базальтов БТТИ приведены на фоне полей свинца толентов океанических хребтов, пелагических и кластических осадков Тихого океана, а также вулканитов Алеутской островной дуги,

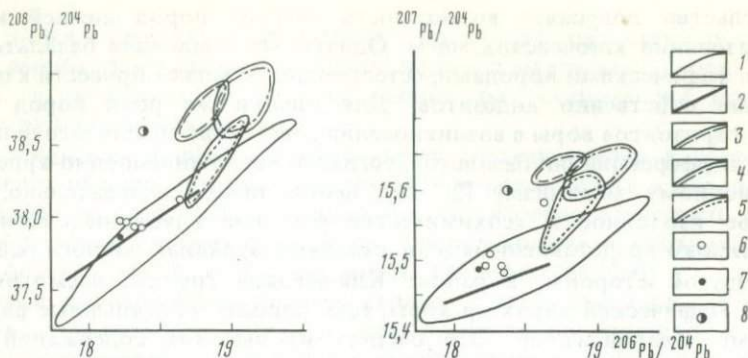


Рис. 25. Изотопный состав свинца вулканических пород Ключевской группы вулканов и других районов Тихого океана

1 — океанические толеиты; 2 — тренд Гавайских островов; 3 — пелагические осадки северной части Тихого океана; 4 — осадки северо-востока Тихого океана, сложенные континентальными детритами; 5 — вулканы Алеутской дуги; 6 — андезиты вулкана Безьянного; 7 — среднее для всех базальтов БТТИ; 8 — галерит из пепла БТТИ; 1—5 из [257]; 7, 8 — [9]

для которых данные по изотопии свинца предполагают незначительную (~ 2%) контаминацию расплавов веществом кластических осадков [189]. За исключением одной точки (обр. 350), изотопные составы свинца в изученных андезитах попадают в поле базальтов океанических хребтов и близки к среднему для магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов БТТИ. Таким образом, при образовании андезитов и базальтов Ключевской группы плавление океанических осадков в зоне субдукции, вероятно, не происходило. Аналогичные составы свинца имеют вулканы Марианской и Новогейбридской островных дуг, заложенных на коре океанического типа.

Общее совпадение изотопных отношений свинца в андезитах и базальтах Ключевской группы вулканов так же, как и в подавляющем большинстве районов островодужного вулканизма [189], допускает как образование их из единого источника (ультраосновные породы мантии или породы океанической плиты), так и генезис андезитов при фракционной кристаллизации базальтов. По данным изотопного анализа возможно также, что андезиты и базальты имеют различные источники, одним из которых могут быть породы верхней мантии, а другим — толеиты океанической плиты. Следовательно, свинцово-изотопные данные недостаточны для выбора между верхней мантией, океанической корой и базальтовой магмой (магнезиального или высокоглиноземистого типа) как возможными источниками андезитов и для этого потребуются дополнительные геохимические исследования.

Кроме того, как было отмечено в гл. 1, нижние части коры в районе Ключевской группы, по всей видимости, имеют резко выраженный мафический характер. Образование магматического очага в таких породах может не дать заметных сдвигов в изотопном составе свинца по сравнению с мантийным свинцом. Данное об-

стоятельство допускает возможность участия пород нижней коры в образовании ключевских магм. Однако контаминация базальтовой магмы мафическими породами, естественно, не может привести к образованию собственно андезитов. Для оценки же роли пород глубоких горизонтов коры в возникновении известково-щелочного направления дифференциации базальтов, согласно контаминационно-кристаллизационному механизму [2; 78], необходимо, следовательно, детальное изотопное и геохимическое изучение глубинных ксенолитов, широко представленных в андезитовых вулканах данного района.

С другой стороны, в районе Ключевской группы, несмотря на общий мафический характер коры, есть породы, обогащенные радиогенными компонентами. Это следует из высоких содержаний радиогенных изотопов свинца в галените из пепла БТТИ, в андезите 350, а также из повышенных изотопных отношений свинца в одном из магнезиальных базальтов (Т-46) [9].

Образец 350 — это роговообманковый андезит пирокластического потока 1956 г., т.е. одной из самых ранних порций магмы современного этапа активности Безымянного, извергнутой после весьма длительного периода покоя вулкана. Для образца 1037, который представляет более позднюю порцию современного извержения (купол Новый, 1973 г.), изотопные отношения свинца существенно ниже и аналогичны таковым в остальных образцах. Вероятно, при подъеме первых порций расплава произошла ассимиляция ими пород верхних горизонтов земной коры, залегающих над вулканическим очагом (т.е. на глубинах меньше 10 км). Поступление последующих порций магмы такой ассимиляцией, видимо, не сопровождалось, несмотря на достаточно медленный процесс выжимания купола в ходе современного извержения и длительность нахождения магмы в вулканическом канале.

Исходя из полученных данных, можно сказать, что процессы контаминации магм более кислым веществом коры не были причиной появления андезитов. В ряде случаев установлена контаминация андезитовых магм, которая не изменяет сколько-нибудь заметно их химический состав в отношении главных компонентов; это хорошо видно на примере современного извержения (см. табл. 22 и 23, обр. 350 и 1037).

При сравнении результатов, полученных для андезитовых пород разных фаций, не обнаруживается существенной разницы в распределении изотопов свинца между андезитами лавовых потоков и экструзивных куполов, за исключением слегка более высоких отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в экструзивах. Это же справедливо и для разных минералогических типов андезитов (кроме роговообманкового андезита 350). Таким образом, судя по имеющимся ограниченным данным, фациальные и минералогические отличия в целом не должны сказываться на общей свинцово-изотопной характеристике андезитов, хотя, по-видимому, двупироксеновые андезиты лавовых потоков отвечают наименее эволюционировавшим и наименее контаминированным порциям магмы. Кроме того, исходя из данных для пород современного извержения вулкана Безымянного (образцы 350 и

1037), можно ожидать повышенных содержаний радиогенных изотопов свинца в начальных порциях пород длительных эруптивных этапов, в частности, в породах ранних фаз становления многофазных вулканических куполов.

На основании данных по изотопному составу свинца в качестве механизма обогащения расплава водой в коровом очаге и образования андезитов с роговой обманкой можно уверенно отвергнуть процесс обрушения и ассимиляции блоков пород кровли магматического очага, богатых водой, предложенный Х. Тэйлором [88; 260].

Данные по изотопном составу свинца, взятые отдельно, не позволяют установить источник воды при формировании андезитов и причину, вызывающую появление роговообманковых андезитов, ввиду очень низкого содержания свинца в океанической и метеорной воде. Это может быть сделано при наличии данных по изотопному составу стронция или кислорода. Повышение содержания радиогенного строения при низких свинцово-изотопных отношениях, по-видимому, может свидетельствовать об отсутствии непосредственной контаминации расплавов веществом океанических или континентальных осадков и об участии в их образовании поверхностных вод. Тот же эффект будет наблюдаться при плавлении предварительно гидратированной океанической литосферы или плавлении мантии под влиянием летучих, поступающих из зоны субдукции такой литосферы.

Возможность подобной контаминации подтверждается более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в островодужных вулканитах (в среднем 0,7037 [95]), по сравнению с толеитами океанического дна (среднее 0,70265 [189]). Не исключена она и для Камчатки, ибо здесь, по данным [96], отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах составляет 0,7032—0,7036.

Выводы

1. Андезиты вулкана Бёзымянного имеют изотопный состав свинца, характерный для пород глубинного генезиса. Источником андезитовых магм вулканов Ключевской группы могли быть породы верхней мантии либо их производные.

2. Главную роль при формировании андезитов играют механизмы фракционной кристаллизации или частичного плавления; контаминации расплавов океаническими или континентальными осадками при образовании магм. В отдельных случаях эффект контаминации магмы веществом верхних горизонтов фундамента становится заметным, что сразу выявляется по данным изотопного анализа свинца, но такая контаминация не играет существенной роли в образовании андезитовых магм.

3. Минералогические и фациальные разновидности андезитов в целом имеют аналогичные изотопные отношения свинца, что противоречит гипотезе коровой контаминации как причине появления более водонасыщенных разновидностей андезитов.

ГЕНЕЗИС АНДЕЗИТОВ В СВЕТЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Выше было показано, что явления контаминации или смешения не играли существенной роли в формировании андезитов Ключевской группы вулканов. Таким образом, андезитовые магмы данного района образовались из единого источника, основного или ультраосновного по составу, в результате одно- или многостадийного процесса кристаллизационной дифференциации либо частичного плавления.

Рассмотрим, в какой мере полученные данные по физико-химическим условиям осуществления таких процессов (гл. 2) согласуются с оцененными параметрами наименее эволюционировавших андезитовых расплавов, т.е. с условиями кристаллизации двупироксеновых андезитов (гл. 4). Эти расплавы содержали 1—3 мас.% воды и имели перед извержением температуру 1000—1100° С, а f_{O_2} в них была близка $f_{O_2}^{NNO}$ или несколько превышала эту величину (на $0,5^{-1} \lg f_{O_2}$). Кристаллизация могла протекать в условиях давлений 1,5—10 кбар; питающий очаг вулкана Безымянного, по геофизическим данным, находится на глубинах 10—20 км (т.е. при давлениях 3—3,5 кбар). Температура ликвидуса андезита в этих условиях составляет 1050—1200° С.

Роль амфибола в андезитовом вулканизме Ключевской группы

В настоящее время многие петрологи привлекают процесс с участием амфибола для объяснения генезиса андезитовых магм: частичное плавление амфиболитов или фракционирование базальтовых магм при активном участии амфибола (гл. 2).

Одно из возражений к амфиболовым моделям заключается в редкости амфибола в орогенных лавах [134]. В этой связи сравнительное обилие среди пород Ключевской группы вулканов андезитов с вкрапленниками роговой обманки и кристаллическими сростками, содержащими роговую обманку, делает Ключевскую группу удобным объектом для проверки роли амфибола в образовании андезитовых магм. С другой стороны, для вулканитов Ключевской группы, особенно для андезитов, характерны ксенолиты амфиболитового состава, в которых обнаруживаются следы плавления. Это привело к чрезвычайной популярности среди геологов взглядов о происхождении андезитов при частичном плавлении габбро-амфиболитового слоя коры на глубинах 10—30 км [19; 76; 78].

Низкие концентрации воды (1—3 мас.%) и высокие температуры (1050—1150° С), предполагаемые для исходной андезитовой магмы, находятся в явном противоречии с условиями стабильности амфибола на андезитовом ликвидусе. Минимальное давление стабильности амфибола на ликвидусе (8—10 кбар) не соответствует положению вулканического очага под вулканом Безымянным. Таким образом, образование андезита в вулканическом очаге по любой схеме с участием Amph

(частичное плавление амфиболитового слоя коры или фракционирование базальтовой магмы в очаге) маловероятно, и появлению роговой обманки в очаге, по-видимому, предшествует длительная эволюция условий кристаллизации (см. гл. 4). К такому же выводу пришли и другие исследователи [119; 160, гл. 5; 236].

Прямое выплавление из амфиболитовой части океанической коры в зоне субдукции, контролируемое равновесием амфибола с расплавом, также маловероятно, так как глубины зоны Беньюффа под Ключевской группой вулканов (120—140 км) превышают максимальную глубину устойчивости амфибола в андезите (~70 км).

А. Беттчер [129] предположил, что зона генерации магмы в верхней части плиты соответствует области устойчивости Amph, так как расположена выше сейсмической зоны, находящейся в более холодной и хрупкой центральной части плиты. Однако, судя по данным [25] для юга Курильской дуги, расстояние от контакта плиты—астеносферы до сейсмического слоя (~15 км) недостаточно, чтобы верхняя граница плиты под Ключевской группой вулканов проходила в области устойчивости Amph.

В базальтах и андезито-базальтах Ключевской группы вулканов амфибол отсутствует и во вкрапленниках, и в основной массе, несмотря на то, что верхний температурный предел устойчивости амфибола в базальте на 50—100° С выше, чем в андезите [145]. Этот факт противоречит, во-первых, гипотезе фракционирования амфиболовой ассоциации из базальтовой магмы; во-вторых, свидетельствует в пользу вывода о возникновении роговой обманки в результате эволюции магмы в очаге, и в-третьих, о том, что другие летучие (кроме H₂O), которые влияют на стабильность водных минералов (F, Cl) и могут значительно расширить область устойчивости амфибола [182], вряд ли играли существенную роль при образовании первичных известково-щелочных магм. В пользу последнего вывода говорит и отсутствие роговой обманки при извержении вулкана Безымянного в 1965 г., когда в вулканических газах резко возросло содержание фтора. Кроме того, определения содержаний летучих в закаленных стеклах подводных андезитов Марианских островов показывают, что концентрации фтора (и хлора) в этих магмах, примерно, на порядок ниже концентрации в них воды [159].

Следовательно, если амфибол и участвовал в образовании андезитов при $P \approx 8—20$ кбар, то он полностью разрушался до поступления магмы в вулканический очаг, а кристаллизация вкрапленников роговой обманки протекала на поздних этапах эволюции расплавов в вулканическом очаге.

Разрушение амфибола может вызываться падением давления на подъеме водонасыщенной магмы из области генерации к поверхности на глубине менее 10 км ($P_{\text{общ}} < 3$ кбар), т.е. выше вулканического очага. Д. Стюарт [256] интерпретировал характерные для андезитов кристаллические сростки плагиоклаза, пироксенов и магнетита как продукты разрушения глубинного амфибола. Однако более тщательное исследование этих образований опровергает вывод об их амфиболовом источнике [158]. По всей вероятности, кристаллические срост-

ки в андезитах Ключевской группы вулканов образуются в краевых зонах вулканического очага и вулканическом очаге, согласно схеме эволюции магмы в коровом очаге (см. гл.4). В то же время, в ключевских андезитах есть четкие свидетельства разрушения вкрапленников роговой обманки при подъеме магмы роговообманковых андезитов из очага к поверхности как реакции на падение давления и приповерхностное повышение активности кислорода (см. гл. 1).

Итак, на основании вышеизложенного, образование андезитов при плавлении амфиболитов континентальной коры или в зоне субдукции океанической коры, если оно контролировалось амфиболом, представляется маловероятным из-за несоответствия глубин возможного протекания этих процессов области устойчивости амфибола по давлению на ликвидусе андезита. Для положительного решения вопроса о возможности генезиса андезитов при фракционировании амфибола из базальтовой магмы следует найти процесс, объясняющий повышение температуры и снижение концентрации воды после отделения андезитовой магмы от базальтовой на глубинах 30—70 км (при $P_{общ} \approx 8—20$ кбар). Температура должна возрасти от 950—970° С до 1050—1150° С, а содержание воды в магме (расплав + кристаллы) снизиться от 7-20 мас.% до 1—3 мас.%, чтобы привести к существованию условий кристаллизации двупироксеновых андезитов.

Плавление эклогитов погружающейся океанической коры

Эклогитовая модель предполагает выплавление андезитовой магмы из океанической плиты при ее погружении в область устойчивости граната (глубже 50—65 км и $P \geq 15—20$ кбар). В районе Ключевской группы вулканов сейсмофокальная зона обнаруживается на глубинах 120—140 км. Следовательно, если в этой области происходит плавление погружающейся океанической коры, то составы первичных расплавов будут контролироваться фракционированием эклогитового парагенезиса. В породах Ключевской группы вулканов не отмечается следов их глубинного происхождения в виде эклогитовых ксенолитов и вкрапленников глубинных минералов, что однако не может служить надежным основанием для отказа от эклогитовой модели образования андезитов. Геофизическими исследованиями в областях островных дуг не выявлено существования магматических очагов в пределах сейсмофокальных зон, и граница между погружающейся плитой и мантией интерпретируется как сравнительно резкая, а не размытая, как должно бы ожидаться при плавлении [190; 264].

Данные, изложенные в гл. 2, указывают на вероятность плавления океанической плиты лишь в условиях высоких летучестей воды (т.е. при $P_{H_2O} \approx P_{общ}$). При давлениях, соответствующих глубинам зоны Беньоффа в районе Ключевских вулканов, в условиях $P_{H_2O} = P_{общ}$ температуры ликвидуса андезитовых расплавов составят 1050—1200° С (см. рис. 9). Это достаточно хорошо согласуется с оценками температур кристаллизации двупироксеновых андезитов. Концентрации воды в исходных андезитовых расплавах при таких давлениях должны быть не менее ~20 мас.% и, следовательно, исходя из невысоких кон-

центраций воды в вулканическом очаге, такие расплавы должны сильно обедняться водой по мере приближения к поверхности. Следует заметить, что, по данным [254], с добавлением воды усиливается отличие составов выплавляемых из эклогита жидкостей от типичных известково-щелочных пород. Приведение составов таких жидкостей в соответствие с природными может происходить при кристаллизационной дифференциации по мере продвижения магм к поверхности. Это означает, что непосредственным источником андезитов является не эклогит зоны субдукции, а его выплавки, измененные процессами кристаллизации. Как исходные, так и промежуточные расплавы будут также характеризоваться высокими летучестями воды и должны терять эту воду после отделения их от эклогитового первоисточника.

Плавление верхней мантии

По данным глубинного сейсмического зондирования очаг вулкана Безымянного не имеет прямой связи с мантией. Тем не менее, нельзя полностью исключить наличие прямого мантийного питания очага вулкана Безымянного как в настоящее время, так и особенно в прошлом.

Различный состав продуктов извержения Безымянного и Ключевского вулканов, расположенных в непосредственной близости один от другого, позволяет предположить выплавление их магм на различных глубинах мантии с различным флюидным режимом, так как режим воды имеет определяющее влияние на состав выплавки из ультраосновного вещества [55]. Среди ксенолитов, найденных в вулканических породах Ключевской группы вулканов, есть и различные ультраосновные породы [31; 62], однако их мантийное происхождение является проблематичным [31].

Температуры генерированных в мантии расплавов андезитов должны быть существенно ниже температур наименее эволюционировавших магм корового вулканического очага: 950—970 и 1050—1200° С, соответственно. Следовательно, если андезиты образуются прямым плавлением мантии, без промежуточного фракционирования, то при дальнейшей эволюции температура магмы должна возрастать на 100—200° С, как и в случае амфиболовых моделей.

Мольная доля воды в мантийном флюиде при выплавлении андезитового расплава будет 0,6 или больше, а концентрация воды в андезитовом расплаве в зоне генерации (т.е. при $P_{общ} > 8$ кбар) составит более ~7—12 мас.%. Это также резко противоречит условиям кристаллизации вкрапленников, так как в вулканическом очаге наиболее примитивный расплав содержит не более 3 мас.% H₂O. Мольная доля воды во флюиде очага при таких низких ее содержаниях, согласно уравнению, полученному из работы [41]:

$$C_{H_2O}^m \text{ (мас. \%)} = 0,119 f_{H_2O}^{0,53}$$

при $P_{общ} = 3—6$ кбар не превысит 0,15. Таким образом, наряду с повышением температуры, андезитовые магмы, образованные в мантии, должны испытывать сильное обезвоживание на более высоких горизонтах Земли.

1,8 · 0,066 = 1,188
1,188 = 1188 / 1000

Высокие летучести кислорода, рассчитанные в гл. 2 для равновесия природного андезита с мантийным оливином, не согласуются как с оценками f_{O_2} андезитовых магм, так и с данными по режиму кислорода в верхней мантии [79; 121]. Следовательно, либо гипотетические зоны генерации андезитовых расплавов в мантии имеют специфическую окислительно-восстановительную обстановку, и эти расплавы затем восстанавливаются при подъеме к поверхности, либо исходные андезитоподобные выплавки имели более высокие содержания магния, чем типичный андезит, и прошли стадию промежуточного фракционирования. В этом случае ближайшим предшественником андезита будет не перидотит, а выплавленный из него андезитоподобный расплав, также богатый водой, которая, следовательно, должна теряться магмой в ходе последующей эволюции.

Эволюция режима воды и температуры "водных" андезитовых магм

Как было показано выше, согласно "водной" группе моделей (амфиболовой, эклогитовой и мантийной) андезитовые расплавы после формирования испытывают эволюцию, приводящую к снижению в них концентрации воды от ~7—20 до 1—3 мас.%. Для амфиболовой и мантийной моделей в ходе эволюции должна также повышаться температура магм от 950—970° С до 1050—1150° С. Такая эволюция могла бы протекать при подъеме магмы из области образования (мантия, $P_{общ} \geq 8$ кбар) в область кристаллизации (коровый вулканический очаг, $P_{общ} \approx 3—6$ кбар). Возможность такой эволюции явилась предметом специального анализа. Необходимость его проведения диктуется многообразием моделей "водной" группы и вниманием к ним большого числа исследователей [19; 55; 74; 104; 105; 129; 135; 166; 181; 198; 234]. На несоответствие амфиболовой и мантийной моделей содержаниям воды в андезитовых расплавах при их кристаллизации указывалось ранее, но без детального анализа этого факта [267].

Количественный анализ термического режима восходящих андезитовых магм был проделан в [108] и [207]. Однако эти исследования не ставили целью анализ водных моделей и опирались на данные о низких концентрациях воды в магмах. Для оценки места водных моделей в генезисе андезитов были качественно проанализированы возможные механизмы (1) разогрева андезитовых магм на 100° С и (2) снижения в них концентрации воды с 5—10 до 3 мас.% после их образования. Для конкретизации положений анализа использованы данные о положении вулканического очага, физико-химических условиях кристаллизации и петрографических особенностях пород вулкана Безымянного.

Условия повышения температуры расплава. Можно предполагать следующие механизмы повышения температуры при подъеме андезитов к поверхности Земли:

1) адиабатическая кристаллизация водосодержащих расплавов при понижении давления; 2) разогрев в результате вязкого трения при

подъеме; 3) поступление в магму высокотемпературных флюидов из глубинных частей мантии; 4) разогрев магм вследствие экзотермических реакций в расплаве и газовой фазе; 5) разогрев при прохождении расплавов, образованных в зоне субдукции океанической плиты, через более горячие участки вышележащей мантии.

Ниже приводится их качественная оценка.

Влияние адиабатического понижения давления на кристаллизацию андезитовых магм и соответствующее повышение температуры в первом приближении может быть оценено на основании данных для системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8(\text{Ab})-\text{H}_2\text{O}$ [44]. Если предполагать, что образование минералов-вкрапленников андезитовых пород связано главным образом с объемной кристаллизацией при декомпрессии водосодержащего расплава, то при их характерном количестве (20—50 мас.%, см. табл. 2) температура могла бы быть повышена на 50—150° С. Однако реальная величина зависит от соотношения кристаллизации магмы, обусловленной понижением давления, и охлаждением за счет теплообмена с окружающими породами и расширения газовой фазы, которое остается во многом неопределенным.

Процесс адиабатической кристаллизации водосодержащего расплава возможен при отрицательном знаке dT/dP реакции кристаллизации, и эти T - P -условия находятся в зависимости от исходной концентрации H_2O в расплаве (см. рис. 15). При низких концентрациях H_2O в андезитовых магмах (1—3 мас.%) значительное повышение температуры при адиабатической кристаллизации возможно лишь в приповерхностных условиях при $P < 1$ —2,5 кбар (см. рис. 17). В случае водонасыщенного андезитового расплава кристаллизация при понижении давления начнется при более высоких давлениях, около 5—7 кбар, что соответствует глубине 18—25 км (см. рис. 15,з). Если исходить из соотношения расплав—кристаллы, то наиболее значительное возрастание температуры должно происходить при давлениях ниже ~5,5 кбар, т.е., начиная с глубин 20 км (см. ниже рис. 34).

Если сравнивать результат анализа с данными по положению питающего вулканического очага под вулканом Безымянным на глубине 10—20 км, то можно прийти к заключению, что при низких исходных концентрациях H_2O в расплаве (1—3 мас.%) резкое повышение температур могло произойти только в момент кристаллизации вблизи поверхности. При высоких исходных концентрациях H_2O в расплаве объемная кристаллизация может начаться на несколько больших глубинах, чем глубины формирования вулканических очагов. Однако температуры, превышающие 1000° С, в этом случае могут быть достигнуты лишь при давлениях ниже 2,5—3 кбар, когда температура андезитового ликвидуса будет выше 1000° С, т.е. вновь выше вулканических очагов.

Таким образом, если адиабатическая кристаллизация водосодержащих андезитовых расплавов и является причиной повышения их температуры, то этот процесс скорее всего происходит в приповерхностных условиях на этапах подъема магмы из питающих вулканических очагов, когда, по-видимому, идет интенсивная кристаллизация микролитов основной массы пород.

Разогрев в результате вязкого трения может быть значителен при

подъеме магм с больших глубин. Как показывают расчеты [93], температура при этом будет возрастать примерно на 1°C на километр подъема. Следовательно, для повышения температуры при подъеме в очаг на 100 и более градусов глубина генерации расплава должна превышать 100 км (плюс глубина очага 10—20 км), что находится за пределами устойчивости амфибола в андезитовом расплаве. К тому же вязкий нагрев существенно ниже кондуктивных потерь тепла через стенки магматических каналов [94].

Поступление в магму высокотемпературного флюида обеспечит значительный ее разогрев, если масса флюида по отношению к массе расплава будет велика (более 50 мас.%). Например, для разогрева расплава альбита от 950°C до 1050°C масса CO_2 -флюида с температурой 1200°C должна составлять ~ 70 мас.% от массы расплава (теплоемкости альбитового стекла и углекислоты взяты из [65]).

Доля воды в таком флюиде должна быть низка, чтобы вызвать снижение концентрации воды в расплаве (см. ниже), и из-за слабой растворимости CO_2 в магме тепловой эффект растворения будет незначителен.

Повышение температуры расплава может происходить не только за счет теплообмена с горячим флюидом, но также в результате адиабатической кристаллизации, вызванной снижением растворимости воды в расплаве при поступлении в него богатого углекислотой флюида. Для оценки этого эффекта примем, что при выделении 30 мас.% кристаллических фаз температура магмы повышается на 100°C [44], и воспользуемся кривыми степени кристалличности андезитового расплава при 3 и 5 кбар (см. рис. 18). Примем, что первоначально андезитовый расплав с высоким содержанием воды (5—8 мас.%) находится при температуре ликвидуса T_1 (точка 1). При адиабатической кристаллизации андезитовой жидкости с выделением 30% кристаллов и повышением ее температуры на 100° расплаву будет отвечать точка 2, расположенная на пересечении кривой 30% кристаллов и изотермы $T_2 = T_1 + 100^\circ \text{C}$. При $P = 5$ кбар в точке 2 в смеси жидкости + кристаллы содержится 2,0 мас.% воды, а концентрация H_2O в жидкости составит около $2,0 \cdot 100 / 70 = 2,9$ мас.% (пренебрегая разницей в плотностях расплава и кристаллов).

Мольная доля H_2O в равновесном H_2O — CO_2 -паре тогда составит 0,24 [132], что отвечает массовой концентрации воды в паре около 11,5%. Отсюда можно рассчитать соотношения масс расплава (с кристаллами) и газовой фазы, образованной в результате поступления в магму углекислоты, которое привело к выделению 30% кристаллов. Расчет показывает, что газовая фаза составит 50—100 мас.% по отношению к массе расплава и кристаллов.

В проделанном расчете не учитывался теплообмен при поступлении в расплав флюида. Однако поскольку подобный теплообмен будет препятствовать кристаллизации (система не адиабатическая), то такое упрощение не должно существенно сказаться на результате. Это же можно видеть и на рис. 18: при дополнительном притоке тепла точка 2 незначительно сместится по изотерме в сторону более высо-

ких содержаний воды (предельное положение — точка 3 — находится на ликвидусе).

Таким образом, оба механизма разогрева расплава под воздействием потока глубинного флюида требуют весьма высоких концентраций газовой фазы в магматической системе (десятки массовых процентов), что вызывает сомнения в реальности этого процесса. Кроме того, подъем глубинного флюида неизбежно сопровождается его адиабатическим охлаждением. Используя зависимость мольного объема углекислоты (V_{CO_2}) от температуры и давления [109] и зависимость теплоемкости CO_2 от температуры [65], можно рассчитать величину понижения температуры углекислого газа при его подъеме. Так углекислота, имеющая при $P_{\text{общ}} = 10$ кбар (~ 35 км) температуру 1300°C , достигнув глубин, соответствующих $P = 3$ кбар (~ 11 км), охладится примерно на 300°C .

Разогрев расплавов за счет экзотермических реакций может вызываться либо 1) реакциями в газовой фазе, либо 2) реакциями между компонентами газовой фазы и расплава.

Значительное повышение температуры расплава под влиянием реакций в газовой фазе потребует больших количеств газа, как и разобранный выше процесс поступления высокотемпературного флюида.

Тепловой эффект растворения летучих в расплаве ограничен количеством летучих, растворенных в магмах, а также сменой знака этого эффекта при переходе из области высоких давлений в область низких [46]. Взаимодействие магмы с флюидом может сопровождаться также экзотермической реакцией окисления закиси железа до окиси. При характерном для андезитов содержании железа, даже при его полном окислении, температура расплава может повыситься примерно на 80°C . Реальная степень окисления железа в андезитах значительно ниже. При изменении окислительных условий от буфера QFM до NNO увеличение температуры составит всего $\sim 4^\circ \text{C}$.

Таким образом, влияние экзотермических реакций окисления, растворения и подобных им на температурный режим андезитовых магм вряд ли играет заметную роль.

Разогрев расплава в мантии. При выплавлении андезитового расплава в верхней части погружающейся плиты его температура может быть ниже температур вышележащих участков мантии. Поэтому на определенном этапе подъем магмы может сопровождаться повышением ее температуры вследствие теплообмена с окружающими породами.

На рис. 26 представлено положение в P - T координатах предела устойчивости амфибола относительно расчетных геотерм. Как следует из графика, андезитовый расплав, образованный при фракционировании амфиболовой ассоциации, мог нагреваться, проходя через более горячую мантию, примерно на 100°C (или чуть меньше) в очень узком интервале глубин (~ 5 км), даже если температуры мантии описываются океанической геотермой. Реальность подобного механизма определяется как скоростью продвижения магмы, так и положением геотермы мантии под островными дугами (рис. 26, б). Вероятность его представляется низкой, так как только при медленной скорости подъема температуры расплава и более горячей мантии

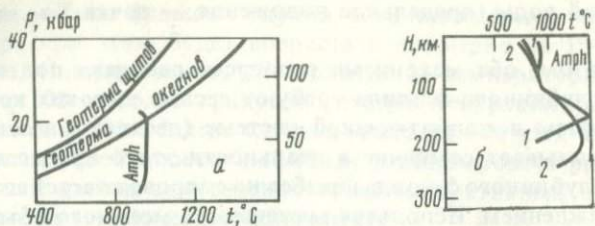


Рис. 26. Положение кривой стабильности амфибола [113] относительно океанической и континентальной геотерм [137] (а) и геотермических кривых в районе Мексиканского вулканического пояса [54] (б)

тии сравниваются, но при дальнейшем подъеме с подобной скоростью расплав уже будет охлаждаться.

Механизмы снижения концентрации воды в андезитовом расплаве. Режим воды в магматической системе при заданном ее исходном количестве определяется изменениями общего давления и температуры, содержанием других летучих компонентов, флюидным обменом с вмещающими породами или поступлением глубинного флюида, а также динамикой массопереноса в магме и химическими реакциями H_2O с другими компонентами системы.

Влияние давления. Уменьшение концентрации воды в магме может быть обусловлено дегазацией расплава, сопряженной с понижением давления во время восходящего движения из области генерации. Дегазация магмы вызывается как снижением растворимости летучих в расплаве при понижении давления, так и изменением соотношения расплав/кристаллы в ходе декомпрессии, если температура опускается ниже ликвидусной. Количество потерянной воды должно зависеть от давления, от исходной концентрации воды в расплаве, наличия и концентрации других летучих в магме, степени удаления летучих из системы и изменения характера реакций расплав-кристаллы по мере понижения давления.

Из данных по растворимости воды в андезитовых расплавах (табл. 16) [172], следует, что расплав с содержанием воды 5 мас.% и более в отсутствие других летучих компонентов может дегазировать при $P_{общ} < 1,5$ кбар. Концентрации воды 1—3 мас.% в таком растворе могут быть достигнуты при давлениях менее 500—700 атмосфер.

Для того чтобы дегазация расплава могла происходить на более значительных глубинах, необходимо присутствие другого летучего. Примером такого летучего может служить CO_2 , являющийся важным компонентом магматических флюидов; другие летучие имеют подчиненное значение (см. выше). Даже при небольших количествах CO_2 в магме интервал дегазации значительно расширяется по глубине (рис. 27).

В отсутствие необходимых сведений по совместной растворимости H_2O и CO_2 в андезитовом расплаве в широкой области давлений рассмотрим закономерности дегазации, основываясь на данных для системы $NaAl Si_3O_8-H_2O-CO_2$ [148], так как растворимости H_2O в альбитовом и андезитовом расплавах близки. Для построения кривых составов расплавов при 3, 7, 15 и 20 кбар были взяты соста-

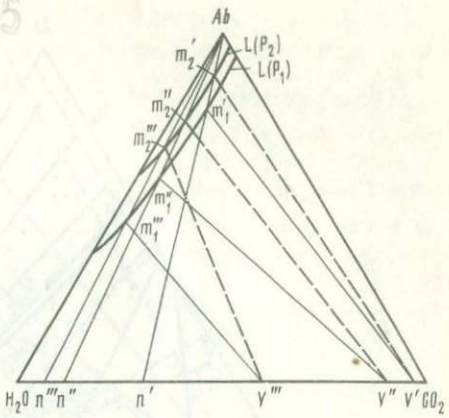


Рис. 27. Зависимость глубины дегазации андезитового расплава, содержащего 5 мас. % H₂O от концентрации CO₂ в магме
 Построено по данным [41]

Рис. 28. Схема, иллюстрирующая графический метод определения состава пара, равновесного с расплавом при разных давлениях (используются данные для одного давления)
 Расплавы, имеющие одно и то же мольное отношение H₂O/(H₂O + CO₂) (m₁ и m₂; m'₁ и m'₂; m''₁ и m''₂), равновесны с паром одинакового состава (т.е. V', V'' и V''' соответственно). L_(P₁) и L_(P₂) — составы расплава при давлениях P₁ и P₂ соответственно; n', n'' и n''' — соотношения H₂O/(H₂O + CO₂) в расплаве; составы в мольных процентах

L + Ab + V + ...

вы расплава в равновесии с паром и кристаллами альбита при разных температурах. Использование таких сечений оправдано незначительным влиянием температуры на растворимость летучих в расплаве по сравнению с влиянием давления.

Положение коннод, соединяющих составы расплава и равновесного пара, при 7 кбар определялось из составов этих фаз в равновесии с кристаллами. Конноды при 3, 15 и 20 кбар построены графически на основании найденной А.А. Кадиком [43] зависимости между мольным отношением H₂O/(H₂O + CO₂) в расплаве и таким же отношением в паре (x^v_{H₂O}). Связь между этими отношениями почти не зависит от состава расплава, температуры и давления, исключая область составов пара с очень низкой мольной долей воды, x^v_{H₂O} < 0,05¹. Это позволяет из составов пара и расплава при одном давлении и составов расплава при любых других давлениях определить равновесные составы при этих давлениях (рис. 28).

¹ Эта зависимость достаточно хорошо описывается соотношением

$$[H_2O/(H_2O + CO_2)]_{\text{распл}}^{\text{мол}} = [1 + 0,04(1 - x_{H_2O}^v)(x_{H_2O}^v)^{0,6}]^{-1},$$

выведенным в предположении, что растворимости H₂O и CO₂ описываются уравнениями [41]:

$$C_{H_2O}^{P,T} = (C_{H_2O}^0)^{P,T} (x_{H_2O}^v)^{0,6} \quad \text{и} \quad C_{CO_2}^{P,T} = (C_{CO_2}^0)^{P,T} x_{CO_2}^v,$$

и допущении, что растворимость чистой CO₂ на порядок ниже растворимости чистой H₂O при той же температуре и давлении:

$$(C_{CO_2}^0)^{P,T} = 0,1(C_{H_2O}^0)^{P,T}.$$

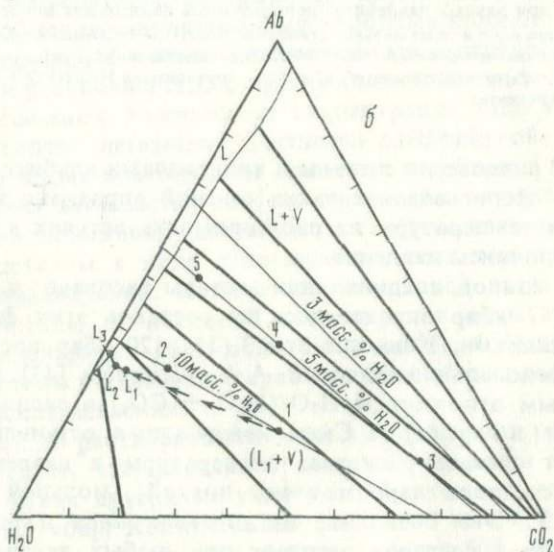
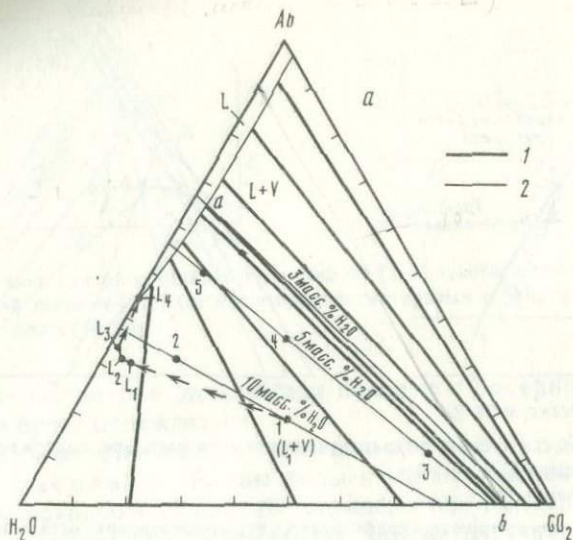
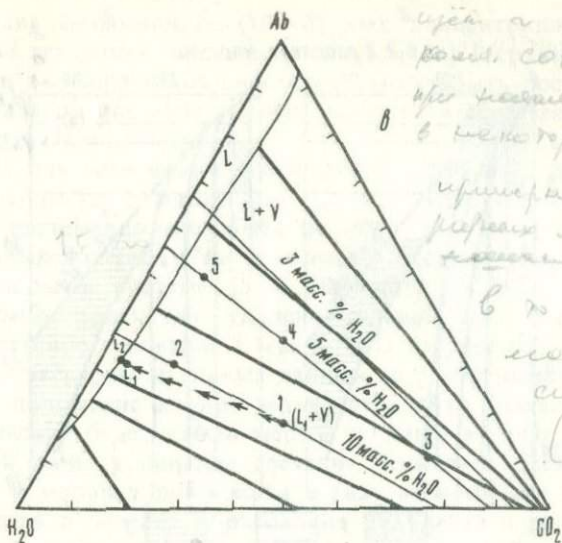


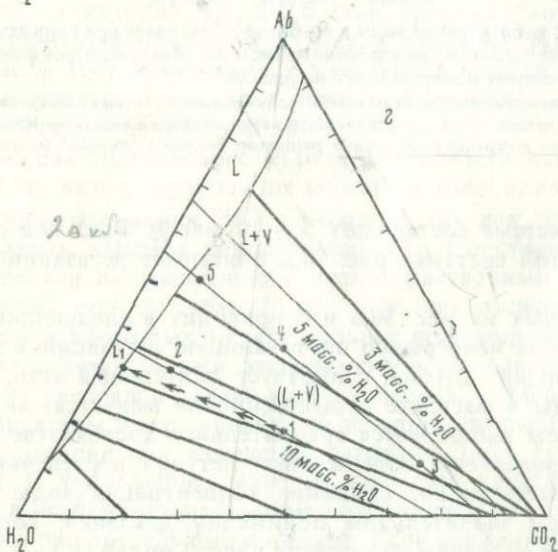
Рис. 29. Изобарические сечения системы $Ab-H_2O-CO_2$ (мол. %) для 3, 7, 15 и 20 кбар в области расплава (L) + пар (V)

1 — коннды, соединяющие составы равновесных пара и расплава; 2 — линии постоянной массовой концентрации воды в системе (3,5 и 10 мас. %). Точками 1—5 отмечены исходные составы системы, которые использованы для построения кривых на рис. 30. В качестве примера стрелками показано изменение состава расплава при понижении давления от 20 до 3 кбар и стадийном удалении флюида из системы с исходным составом, отвечающим точке 1: L_1 — 20 кбар, L_2 — 15 кбар, L_3 — 7 кбар, L_4 — 3 кбар

На основании этих данных (рис. 29) рассмотрены два варианта дегазации расплава: в закрытых условиях, когда образующаяся паровая фаза постоянно находится в равновесии с расплавом, и в условиях открытой системы, при удалении образующегося флюида по мере понижения давления. В природной обстановке, вероятно, осуществля-



7. К. линии расщепления
 ией а 1) стороне АВ-
 коий. сои. в сией. (мол.)
 при наличии сегрегации
 в некоторых кристаллах
 кристаллы изостановки
 различия элементного со-
 содержания ($X_{CO_2}^L < 1$)
 в то время как
 элемент. /-мо. изм.
 системы вакуум
 (приводит $L \rightarrow L_1$
 Направление
 угла μ)



ется промежуточный вариант дегазации между этими крайними процес-
 сами. В дальнейших графических построениях непрерывная дегазация
 открытой системы моделировалась поэтапным удалением флюида при
 последовательном достижении давлений 20, 15, 7 и 3 кбар и сглажи-
 ванием полученных кривых (рис. 30).

На рис. 30 представлены некоторые из изученных кривых измене-
 ния концентрации воды в расплаве при понижении давления от 20 кбар
 до 1 атм в ходе подъема магм с различным исходным содержа-
 нием летучих. Исходные составы выбраны в области расплава + пар,
 где при широких вариациях соотношения $H_2O/(H_2O + CO_2)$ concentra-

График
показывает
невозможность
достижения
вещи в адуэитау
путем декомпресси
первичных воэона
существенны аде-
зитовых магм.

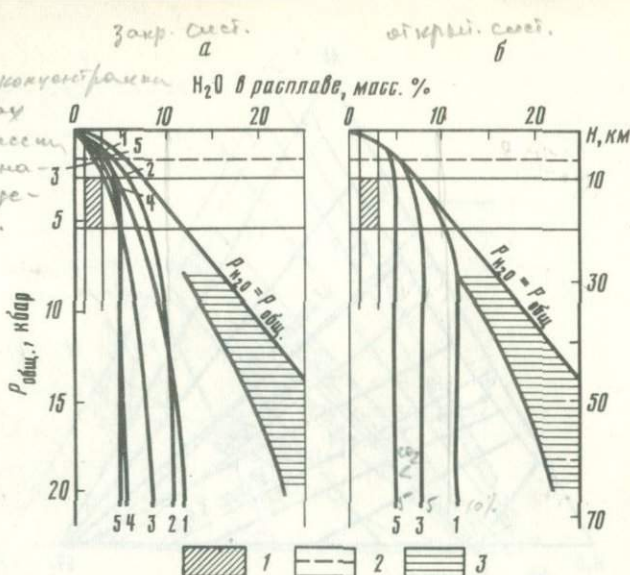


Рис. 30. Изменение концентрации воды в альбитовом расплаве при понижении давления в случае закрытой системы (а) и при удалении из системы образующегося флюида (б) Номера кривых соответствуют номерам точек на рис. 29.

1 — область, соответствующая оценкам концентраций воды и глубинам в очаге вулкана Безымянного; 2 — верхний по глубине предел кристаллизации вкрапленников в андезитах Ключевской группы вулканов; 3 — область генерации андезитовых расплавов, согласно "водным" моделям ($x_{H_2O} > 0.6$)

ции воды в системе составляют 5 и 10 мас.%. Рис. 30,а относится к случаю закрытой системы, рис. 30,б описывает дегазацию с удалением флюида.

Анализ кривых на рис. 30,а и б приводит к следующим выводам:

1. Несмотря на непрерывно протекающую дегазацию в ходе подъема магм с больших глубин, существует длительный этап, когда концентрация воды в расплаве существенно не меняется; интервал глубин, на котором наблюдается сравнительное постоянство концентраций воды, определяется содержанием летучих и степенью удаления флюида; наиболее резкое снижение концентраций воды в расплаве происходит при значительном понижении давления, когда расплав приближается к условиям насыщения чистой водой ($P_{H_2O} = P_{общ}$).

2. Содержание воды в расплаве при декомпрессии падает тем заметнее, чем выше концентрация CO_2 в системе; только при очень высоком содержании пара с низкой долей воды концентрация H_2O в расплаве приближается к 1—3 мас.% при 1,5—3 кбар (кривой 3 на рис. 30 отвечает ~55 мас.% летучих в системе, из них ~50 мас.% составляет CO_2).

3. Удаление флюида препятствует снижению концентрации воды в расплаве, так как при этом происходит обеднение системы углекислотой в значительно большей степени, чем водой.

4. Ни одна из кривых не попадает в оцененный интервал концентраций H_2O в андезитовых магмах (1—3 мас.%) в области глубин

очага вулкана Безымянного (10—20 км); концентрация воды менее 3 мас.% при давлениях, превышающих 1,5 кбар (верхний предел кристаллизации вкрапленников андезитов), могут быть достигнуты только при дегазации системы с очень высокой концентрацией углекислоты в закрытых условиях.

В общем, для того чтобы декомпрессия привела к снижению концентрации воды до 3 мас.% при $P_{общ} = 3$ кбар, первичное содержание CO_2 в системе должно быть не ниже, чем в точке пересечения соответствующей конноды (см. $a-b$ на рис. 29, a) с прямой первичного содержания воды в системе (5 и 10 мас.% на рис. 29, $a-z$), причем не должно происходить удаление газовой фазы. В данном случае такое пересечение с прямой 5 мас.% H_2O отсутствует, но при получении новых экспериментальных данных по растворимости H_2O и CO_2 в андезите положение коннод может несколько измениться. Однако если пересечение будет иметь место, то лишь в точке, где содержание газовой фазы в системе составит несколько десятков весовых процентов, а мольная доля воды в газе не превысит 0,1—0,2. Когда же расплав в момент образования находится в равновесии с газовой фазой, в которой $x_{H_2O}^v \geq 0,6$, как требуют "водные" модели, то в вулканическом очаге при 3 кбар в расплаве будет находиться более 5 мас.% H_2O независимо от состава исходной системы. Если идет полное удаление газа, то в очаге расплав будет почти насыщен чистой водой ($x_{H_2O}^v \approx 1$) (см. рис. 30).

Декомпрессия андезитового расплава в области выше ликвидуса, рассмотренная выше, вероятно, не может служить искомым механизмом снижения содержания H_2O в расплаве, так как для этого требуются, во-первых, высокие концентрации CO_2 в системе (десятки масовых процентов по сравнению с низкой растворимостью в андезите (~2 мас.% при 30 кбар [216; 217]) при отсутствии удаления газовой фазы, и, во-вторых, низкие мольные доли воды в газе ($x_{H_2O}^v < 0,2$) в сравнении с результатами экспериментов по выплавлению кварц-нормативных расплавов близки андезитовым ($x_{H_2O}^v \geq 0,6$).

Проанализируем теперь влияние на потерю воды расплавами процессов кристаллизации при изменении давления. Здесь также возможны два случая: 1) уменьшение давления вызывает кристаллизацию расплава и 2) в первоначальной магме содержались кристаллы, которые растворялись при последующем подъеме. Если понижение давления приводит к кристаллизации насыщенной летучими магмы, происходит дополнительная дегазация расплава. Кристаллизация 40 мас.% расплава и удаление образующегося флюида могут понизить содержание воды в магме с 5 до 3 мас.%, но при этом минералогия породы будет отвечать условиям высокой концентрации воды в системе. Только в случае последующего растворения кристаллов при отсутствии их осаждения формируется существенно недосыщенная водой андезитовая магма, при кристаллизации которой могут образоваться дупироксеновые андезиты.

Форма ликвидусных кривых андезита при разных концентрациях воды (см. рис. 15) не согласуется с таким сложным двухстадийным процессом. Кристаллизация при изотермическом подъеме андезитовой магмы

начнется раньше, чем она достигнет очага, только при концентрациях воды в расплаве более 10 мас.%. Чтобы при этом в расплаве осталось лишь 3 мас.% H_2O , необходимо выделение не менее 70% кристаллов, большая часть которых после удаления флюида должна вновь раствориться. Однако дальнейшая декомпрессия, напротив, вызовет еще большую кристаллизацию. Необходимая степень кристаллизации возможна при температурах на 70—150° С ниже ликвидусных (см. рис. 17), т.е. для повторного плавления требуется максимум на поверхности ликвидуса андезита подобной величины. Возможность существования такого максимума не имеет экспериментальных подтверждений, тогда как минимумы на кривых плавления имеются [45].

С другой стороны, возможно, что в зоне генерации андезитовая магма представляет смесь расплава и кристаллов. При этом, хотя в расплаве содержание воды будет высоким, в смеси расплава с кристаллами, отвечающей андезиту, оно будет ниже. Подъем такой смеси может привести к плавлению кристаллов и образованию андезитовой жидкости с более низкой концентрацией воды, если не произойдет осаждения кристаллов.

Анализ на основе системы $Ab-H_2O-CO_2$ показывает, что при определенных условиях подобный процесс возможен. Это видно на рис. 31, где представлены изотермические сечения для заданных в системе соотношений $H_2O(H_2O + CO_2)$. При достаточно высокой температуре ($> 1000^\circ C$) и уменьшении давления при декомпрессии ниже 5 кбар система с концентрацией H_2O около 3 мас.% попадает из области $Ab+L+V$ в область $L+V$. В расплаве при этом содержится также около 3 мас.% H_2O , тогда как при более высоких давлениях, когда система находилась в области $Ab+L+V$, концентрации воды в расплаве были значительно выше (~ 11 мас.% при 20 кбар). В исходной системе в зависимости от глубины зарождения магмы должно быть 40—70 мас.% кристаллов.

Однако физико-химические условия образования смеси андезитового состава, содержащей значительное количество кристаллов (40—70%), неясны. Трудно представить возможность продвижения таких магм к поверхности без существенного изменения их химического состава. Кроме того, при адиабатическом плавлении такого количества кристаллов произойдет охлаждение магмы на несколько сот градусов.

Влияние температуры на растворимость воды при постоянном общем давлении иллюстрируется рис. 32, где представлены кривые насыщения водой для системы андезит—вода при разных давлениях. Выше ликвидуса зависимость растворимости H_2O в расплаве от температуры незначительна ($\sim 0,5$ мас. %/100°С, причем знак dT/dX_{H_2O} , вероятно, меняется с давлением). В интервале кристаллизации охлаждение расплава с летучими неизбежно приводит к появлению газовой фазы и снижению концентрации воды в системе жидкость + кристаллы (при содержаниях воды больше 0,5 мас. %, так как иначе вся вода может быть связана в амфибол). Если процесс сопровождается удалением газовой фазы, то содержание воды в магме может значительно снизиться. Чтобы содержание H_2O в первоначально богатой водой магме не превышало 3 мас. % при $P = 1,5-3$ кбар, температура

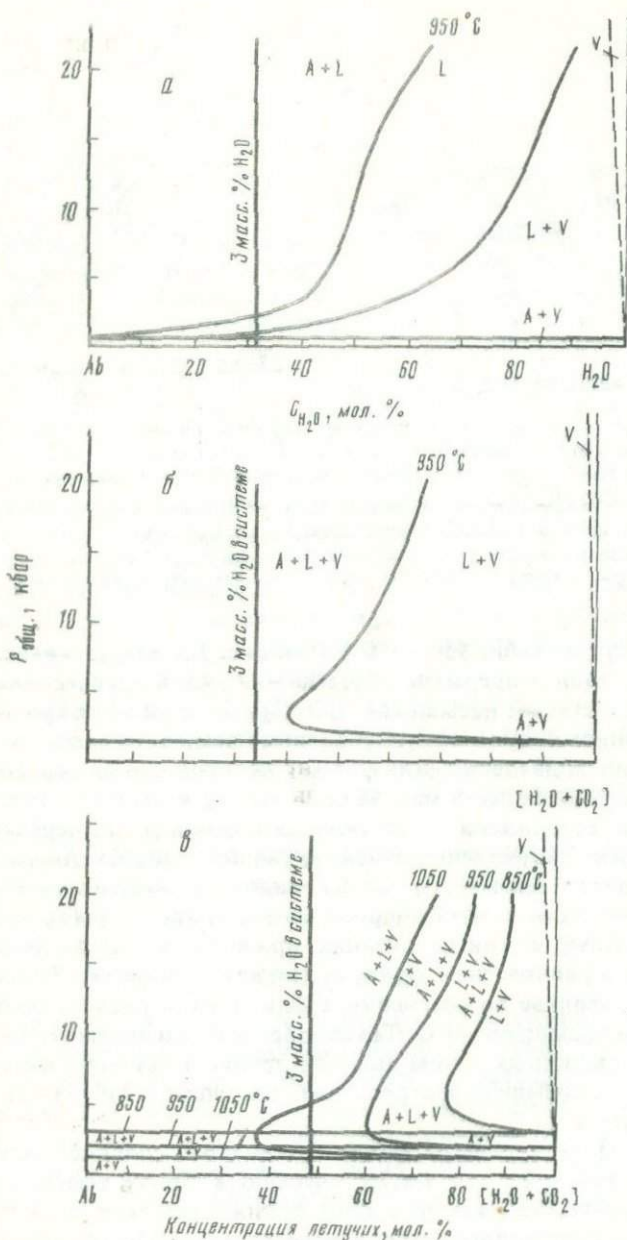


Рис. 31. Изотермические сечения системы Ав—H₂O—CO₂ для разных соотношений H₂O/(H₂O + CO₂) в системе

а — 100; б — 90; в — 50 мол. % (построено по данным [148]; А — кристаллы альбита. Система андезит—вода

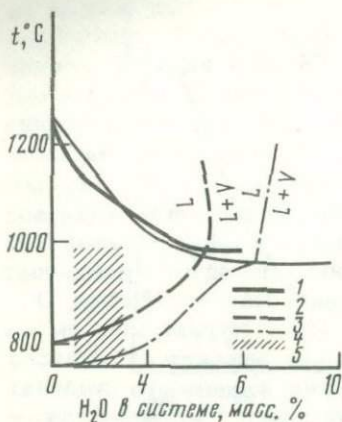


Рис. 32. Изобарические проекции поверхности ликвидуса:

1 — при 3000 атм; 2 — при 5000 атм; поверхности насыщения водой; 3 — при 3000 атм; 4 — при 5000 атм; 5 — оцененный интервал концентраций воды в очаге вулкана Безымянного

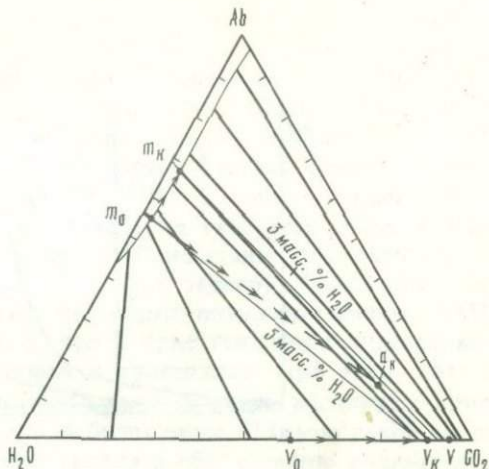


Рис. 33. Снижение концентрации воды в расплаве с 5 до 3 мас. % при поступлении в вулканический очаг флюида с низким содержанием воды ($x_{H_2O}^V = 0,05$)

На примере системы альбит—вода—углекислота (мольн. %): $P_{\text{общ}} = 3$ кбар, $m_0 - m_K$ — изменение состава пара; $m_0 - a_K$ — изменение состава системы; V — состав поступающего флюида

должна быть не выше 950—850°C (см. рис. 32). Однако расплав в ходе кристаллизации непрерывно обогащается водой и в начальный момент дегазации достигает насыщения H_2O . При этом условия кристаллизации вкрапленников будут отвечать условиям насыщения расплава водой при данном общем давлении. Для формирования недосыщенного расплава, содержащего не более 3 мас. % воды, после выделения определенного количества кристаллов и дистилляции флюида температура магмы вновь должна существенно возрасти (на 100—200°C). Анализ температурного режима магмы (см. выше) свидетельствует о маловероятности таких схем. Если в магме, кроме воды, присутствует и углекислота, то охлаждение и кристаллизация приведут к увеличению мольной доли воды в равновесном флюиде, так как отношение H_2O/CO_2 всегда больше в расплаве по сравнению с флюидом, и расплав приближается к условиям насыщения H_2O . Таким образом, влиянием температурного режима и связанных с ним явлений трудно объяснить формирование более водонедосыщенного расплава, чем исходный, при постоянстве состава магмы.

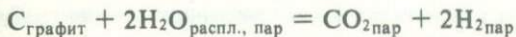
Поступление внешнего флюида с низкой мольной долей воды в вулканический очаг или магматическую колонну вызовет обезвоживание расплава, так как при этом понижается парциальное давление H_2O . Для существенного перераспределения воды из расплава в газовую фазу необходимо очень большое количество флюида. Это демонстрируется на рис. 33 на примере системы альбит—вода—углекислота, где количество поступившего флюида составляет 50% от веса расплава при $x_{CO_2}^V = 0,95$ и $P_{\text{общ}} = 3$ кбар.

Если одновременно с поступлением богатого углекислотой флюида после прохождения через расплав, происходит его непрерывная "отгонка" из магматической системы, то потребуются существенно более низкие количества углекислоты для понижения концентрации воды на ту же величину, как и при поступлении CO_2 -флюида без последующей отгонки. Расчеты показывают, что в случае удаления флюида, при прочих равных условиях, масса углекислоты должна быть примерно в 2—3 раза ниже. Тем не менее при таком процессе необходимо участие все еще значительных по отношению к массе расплава количеств углекислоты (десятки массовых процентов).

Факторы массопереноса в магматическом теле большой вертикальной протяженности — конвекция, всплывание газовых пузырей — могут играть важную роль в перераспределении летучих, когда расплав быстро поступает в область дегазации. В таком случае флюид верхних горизонтов расплава подвергается разбавлению газами, поступающими из нижних горизонтов расплава, сравнительно бедных водой. Различные случаи такого процесса рассмотрены в работе [42]. Изменение состава флюида на определенном уровне очага за счет собственных ресурсов можно рассматривать как частный случай поступления в расплав летучих из глубины. При этом различие в составах равновесного газа и газа, поступающего с нижних горизонтов, а также его количество, ограничены размерами и вертикальной протяженностью магматической системы и количеством растворенных летучих. На основании расчета предыдущего раздела можно считать, что этот механизм имеет только подчиненное значение.

Другой фактор массопереноса — диффузия летучих в расплаве в его верхние горизонты в связи со стремлением к термодинамическому равновесию в гравитационном поле. Однако скорость диффузии слишком низка, чтобы играть существенную роль в перераспределении воды [20; 52].

Химические реакции воды с компонентами магматической системы. Эволюция флюидного режима магм мантийного генезиса может вызываться реакцией воды расплава и флюида с углеродом, диспергированным в расплаве [245]:



Эта реакция могла бы объяснить снижение концентрации воды в магме во время ее восходящего движения из области генерации к поверхности. Протеканию реакции должна способствовать диффузия водорода из магматической системы. Согласно термодинамическим расчетам, графит и алмаз могут быть устойчивыми формами углерода в условиях верхней мантии, а понижение давления может привести к сужению T — P -области их устойчивости относительно окисленных форм углерода [79].

Требуемое водными моделями понижение концентрации воды в андезитовых магмах может быть обеспечено полным "сгоранием" нескольких массовых процентов углерода по приведенной реакции (~1—3 мас. %). В таких количествах углерод содержится в углистых хондритах, но высокие его концентрации в первичных водных андези-

товых выплавках маловероятны, так как, согласно указанной реакции, углерод нестабилен при P_{H_2O} .

Можно предположить подобные реакции H_2O с Fe или FeO, так как измерения внутренней активности кислорода в минералах магматических пород указывают на весьма восстановительный режим в глубинных зонах Земли, близкий буферу Fe—FeO [121]. Однако низкие концентрации окислов железа в андезитах отвергают возможность восстановления значительных количеств воды соединениями железа при эволюции андезитовых магм.

Результаты анализа. Среди рассмотренных факторов повышения температуры андезитовых магм наиболее эффективными по величине представляются: 1) объемная кристаллизация расплавов, сопряженная с адиабатическим понижением давления во время подъема андезитов к поверхности земли и 2) привнос тепла глубинными флюидами при условии, что их масса составляет несколько десятков процентов от массы расплава.

Из возможных механизмов снижения первоначально высоких концентраций воды в андезитовых расплавах наиболее действенными представляются процессы отделения флюидов от насыщенных ими расплавов по мере подъема и понижения общего давления на магму, а также осушающее воздействие потоков глубинных флюидов с низким содержанием воды и высокой концентрацией углекислоты.

Ясно, что поступление высокотемпературных глубинных флюидов с низкой долей воды может вызывать одновременно разогрев и обезвоживание расплава. Объемная кристаллизация и дегазация, вызванные понижением давления, также могут быть взаимосвязанными процессами.

Воздействие потоков высокотемпературных флюидов с высоким содержанием летучих компонентов, малорастворимых в расплавах, может привести к обезвоживанию и разогреву магматических колонн и очагов на глубинах более 5—10 км. При подъеме выше этого уровня начинается резкое адиабатическое охлаждение флюидов в ходе декомпрессии, которое вызывает и одновременное охлаждение расплава.

Исходя из свойств поверхности ликвидуса системы андезит—вода и поверхности насыщения расплавов водой и углекислотой, повышение температуры и одновременное значительное понижение концентрации воды в андезитах в результате их объемной кристаллизации и сопряженной дегазации расплава при адиабатической декомпрессии возможны лишь в приповерхностных условиях, на глубинах менее 5—10 км.

Каждый из выделенных процессов требует отдельного рассмотрения. Проанализируем сложившуюся в рамках "водных" моделей ситуацию на примере вулкана Безымянного.

Наиболее дискуссионным является участие потоков CO_2 и флюидов другого состава в разогреве и дегазации андезитовых магм. С привлечением этого механизма возникают две проблемы, требующие дальнейшего решения: 1) природа источника флюидов с высокой концентрацией углекислоты; 2) необходимость значительных количеств газов, порядка нескольких десятков массовых процентов от массы расплава.

Одним из источников глубинных флюидов с высокой концентрацией

углекислоты может быть зона частичного плавления в верхней мантии, которая, исходя из свойств систем силикат—вода—углекислота, должна генерировать именно такие флюиды [41].

Под воздействием углекислоты магматическая колонна или очаг должны испытывать неизбежное обезвоживание и разогрев в своих нижних частях. Отражением этого явления можно было бы считать последовательную смену при извержениях роговообманковых андезитов двупироксеновыми с соответствующим понижением концентрации воды и увеличением флюидной фазы. Однако этому противоречат: 1) ослабление эксплозивной активности извержения именно к моменту появления двупироксеновых андезитов; 2) чередование извержений роговообманковых и двупироксеновых андезитов в ходе деятельности андезитовых вулканов с соответствующим периодическим изменением концентрации воды. Последнее представляется труднообъяснимым при контроле режима летучих компонентов в очаге постоянным потоком флюидов глубинного происхождения и возможно лишь в случае одноактного воздействия значительной массы углекислоты на первичный андезитовый расплав. Обе закономерности извержения андезитов находят более удовлетворительное объяснение, если исходить из схемы термической эволюции андезитов при их охлаждении в подводящих каналах и магматических камерах (см. гл. 4).

Вторая проблема требует оценок массы газов, выносимых из недр Земли в областях существования андезитовых вулканов, и объемов расплавов, подвергнутых воздействию глубинных флюидов. Подобная информация в настоящее время крайне ограничена.

Оценки для базальтовых очагов Большого трещинного Толбачинского извержения, сделанные в работах [110; 111; 252] на основании определения соотношений газ/лава в крупных эксплозиях, указывают, что в вулканических аппаратах могут возникать весьма высокие концентрации летучих (около 50 мас. %), но они ограничены самыми верхними уровнями очагов и подводящими вулканическими каналами, тогда как доля летучих в объеме всего очага, по-видимому, не превышает нескольких процентов. Кроме того, Ю.Б. Слезиным [84] показано, что метод, использованный в указанных работах, приводит к завышению соотношения газ/лава примерно в 3—5 раз.

Высокие концентрации флюидной фазы в магме один из важных факторов, вызывающих вулканические извержения. Участие больших количеств (десятки массовых процентов) углекислых флюидов в эволюции андезитовых расплавов, по-видимому, привело бы к извержению значительной доли первичного магматического объема, как это, вероятно, происходит при мощных извержениях кислой пирокластике; эти извержения, как правило, сопровождаются образованием кальдер обрушения [1; 81]. В пределах Ключевской группы вулканов таких кальдер нет. Кальдера, имеющаяся на вулкане Безымянном, имеет взрывное происхождение.

По оценке Е.К. Мархинина [59], с позднего мела в пределах Курильской дуги накопилось $6,5 \cdot 10^6$ км³ известково-щелочных пород. Если принять, что андезиты и залегающие среди них более кислые вулканы составляют 10—30%, то при концентрациях углекислоты в первич-

ных андезитовых магмах, составляющих десятки массовых процентов, общая масса CO_2 , вынесенная за этот период только Курильскими вулканами, будет сопоставима со всей массой углекислоты в современной атмосфере, гидросфере и биосфере ($1,5 \cdot 10^{20}$ г) [241].

Таким образом, участие значительных масс глубинных флюидов в образовании и эволюции андезитовых магм Ключевской группы вулканов весьма гипотетично. Однако несомненно, что масштабы проявления потоков летучих в магматических процессах требуют дальнейших исследований.

Более вероятным способом разогрева и обезвоживания андезитовых магм в рамках водных моделей генезиса андезитов представляется интенсивная приповерхностная (на глубинах менее 5—10 км) кристаллизация и дегазация в ходе адиабатической декомпрессии. Это накладывает определенное ограничение на состояние магмы в более глубоких частях вулканических областей, а именно на глубинах свыше 10 км ее температура должна быть не выше $\sim 950^\circ\text{C}$, содержание воды — более 4—5 мас. %.

Имеющийся в настоящее время петрографический материал по роговообманковым андезитам не подтверждает это следствие.

При давлениях менее 3 кбар происходит резкое падение стабильности роговой обманки по температуре и одновременное быстрое повышение температуры солидуса при снижении давления. В этой ситуации кристаллизация роговой обманки наступает лишь когда поле кристаллов в расплаве составляет ~ 50 мас. % и выше (рис. 34). В то же время в андезитах обычно присутствует от 20 до 50 об. % вкрапленников (см. табл. 2) при среднем их содержании для роговообманковых разностей ~ 30 об. % [150]. Поэтому природные роговообманковые андезиты должны кристаллизоваться главным образом при давлениях более 3 кбар (см. табл. 17). Однако при $P > 3$ кбар и высоких концентрациях воды в расплаве, как того требует "водная" модель, охлаждение расплава, согласно экспериментальным данным, приводит к более позднему выделению вкрапленников плагиоклаза по отношению к пироксенам и амфиболу, что противоречит заключению о более ранней кристаллизации плагиоклаза по отношению к другим фазам (см. гл. 1 и табл. 3).

Таким образом, исходя из имеющихся петрографических и экспериментальных данных, с позиций водной модели непонятно, каким образом в природных роговообманковых андезитах с невысокой долей вкрапленников возможна ликвидусная кристаллизация плагиоклаза. Это противоречие устраняется признанием предложенной выше (см. гл. 4) схемы образования роговообманковых андезитов в результате сопряженной эволюции $T-\text{H}_2\text{O}$ -условий при кристаллизации первичной андезитовой магмы с низкой концентрацией воды (1—3 мас. %) при $P_{\text{общ}} \geq 3$ кбар. Отсюда следует, что на глубинах более 10 км первичная андезитовая магма содержала не более 3 мас. % воды.

Таким образом, "водные" модели генезиса андезитов не находят подтверждения в вулканологических и петрографических данных по андезитам Ключевской группы вулканов; это не позволяет признать подобные модели контролирующими образование андезитов данного

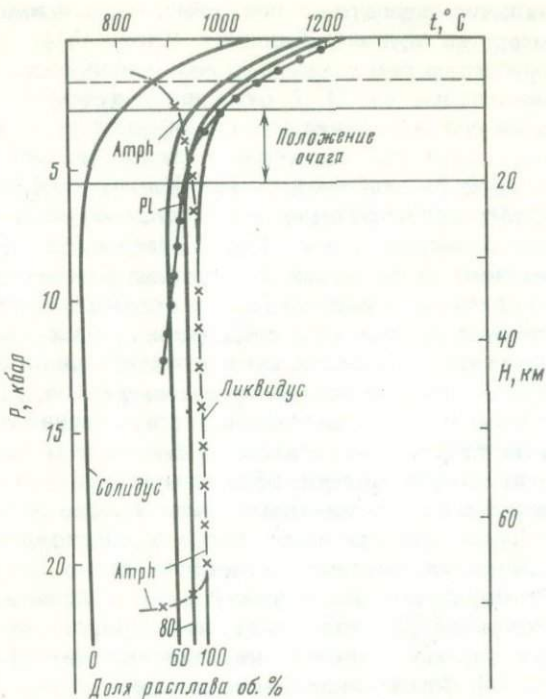


Рис. 34. Доля расплава в системе андезит—вода при $P_{H_2O} = P_{общ}$

Экстраполяция данных рис. 17, положение ликвидуса взято из рис. 9. Показаны пределы устойчивости амфибола [113] и плагиоклаза (экстраполяция при $P > 5$ кбар) в андезитовом расплаве, а также верхняя и нижняя границы очага вулкана Безымянного и верхний предел кристаллизации вкрапленников андезитов Ключевской группы вулканов (горизонтальная штриховая линия)

района и ставит под сомнение "водный" генезис типичных известково-щелочных андезитов.

Возможным продуктом прямого плавления мантии при высоких P_{H_2O} могут быть высокомагнезиальные андезитовые и бонинитовые магмы. Это подтверждается как экспериментальными данными [200; 258], так и особенностями петрографии и петрохимии этих пород, в частности высокими содержаниями в них воды (~5 мас. %) [193; 248] (см. также гл. 2). Существует мнение, что такие магмы являются вероятными первичными магмами для андезитовых серий активных окраин [103; 200; 259]. Отсутствие находок этих пород на Камчатке и факты в пользу их "водного" происхождения указывают на малую вероятность образования ключевских андезитов при фракционной кристаллизации магм высокомагнезиальных андезитов.

Фракционирование магнетитовой ассоциации из базальтового источника

На связь процессов формирования андезитов данного района с базальтовым магматизмом указывают следующие геологические данные: 1) преобладание в Ключевской группе вулканов базальтов и андезитов

базальтов, 2) наличие базальтов в постройках андезитовых вулканов группы (например, на вулкане Большая Удина [85]), 3) появление андезитов на завершающих стадиях деятельности ряда типично базальтовых вулканов (см. гл. 1). В отношении вулкана Безымянного можно указать на его положение на склоне потухшего базальтового вулкана Камень, с противоположной стороны которого находится активный базальтовый вулкан Ключевской, и на присутствие в низах геологического разреза вулкана андезито-базальтовых лав. Кислые андезито-базальты также были извергнуты на последних стадиях современного этапа активности вулкана Безымянного.

Источником андезитовых расплавов могут служить как базальтовые магмы, образованные либо в зоне субдукции, либо в мантии, так и габбро-амфиболитовые комплексы субконтинентальной коры. Отсутствие в базальтах и андезито-базальтах как амфибола, так и граната, и наличие вкрапленников магнетита предполагает именно магнетитовое фракционирование базальт—андезито-базальт—андезитовых серий.

Согласно магнетитовой модели, образование известково-щелочных андезитовых расплавов из базальтовых магм должно сопровождаться удалением не только магнетита, но также и плагиоклаза, оливина, орто- и клинопироксена. Кроме петрографических данных на это указывают как результаты экспериментов на модельных системах, так и петрохимические расчеты с составами природных известково-щелочных вулканических пород и их вкрапленников [2, табл. 28; 66; 160, с. 270—274]. Фракционирование оливина может происходить лишь на ранних стадиях процесса дифференциации, так как при возрастании кислотности расплава оливин вступает с ним в реакционные отношения, становится неустойчив, и в андезитовых магмах его место занимает ортопироксен (или иногда амфибол, если P_{H_2O} достаточно высоко, а температура опустится ниже $\sim 950^\circ\text{C}$). Таким образом, в момент образования андезитовой магмы из расплава должна кристаллизироваться $Pl-Orx-Cpx-Mt$ -ассоциация. Рассмотрим, в каких физико-химических рамках возможна реализация подобного процесса.

Раннее магнетитовая модель была признана неудовлетворительной, так как требовала повышенных, по сравнению с природными оценочными значениями, летучести кислорода для стабильности магнетита вблизи ликвидуса андезитового расплава. Такой вывод был сделан, например, Д. Эгглером и К. Бернзмом на основе экспериментов с андезитом вулкана Маунт Худ [147]. Эксперименты этих и других исследователей, рассмотренные в гл. 2, показали, что Mt не является ликвидусной фазой андезитового расплава даже при летучести кислорода, отвечающей буферу гематит—магнетит. Однако Е. Осборн [66] указал, что поскольку типичные андезиты являются резко порфиоровыми породами с обильными зональными фенокристаллами плагиоклаза, то валовый состав андезита отличается от состава того расплава, из которого в природе кристаллизовался магнетит. Осборн заключил: "Поскольку магматическая жидкая фаза имела другой состав и более низкую температуру, чем расплав, образовавшийся в лаборатории при равновесном плавлении целой породы, результаты исследований Эгглера и Бернзема [147] не могут дать ответа на вопрос, осаждался ли магнетит из жидкой

фазы андезитовой магмы или нет". Учитывая это замечание, которое относится, скорее всего, к не ликвидусной природе андезитовой магмы из-за наличия вкрапленников плагиоклаза (который кристаллизовался до ее образования, т.е. из более высокотемпературных и более основных расплавов), можно наложить следующее ограничение на условия образования андезитовой по составу магматической смеси плагиоклаз + расплав: на ликвидусе этого остаточного расплава должна кристаллизоваться ассоциация $SPx-OPx-Mt$. Как уже указывалось в гл. 2, по экспериментальным данным других авторов кристаллизация магнетита совместно с пироксеном возможна лишь при f_{O_2} на 1—2 порядка более высоких, чем $f_{O_2}^{NNO}$ [147; 235; 247]. В то же время оценки режима кислорода (гл. 4) показали, что в примитивных андезитовых магмах летучесть кислорода не более чем на 0,5—1lg f_{O_2} превышала $f_{O_2}^{NNO}$ и только по мере эволюции этих магм летучесть кислорода достигала более высоких значений.

Полученные в настоящей работе экспериментальные данные об устойчивости магнетита в андезите при 1 атм (см. гл. 3) позволяют обосновать возможность образования андезитов Ключевской группы в результате отделения магнетитовой ассоциации при f_{O_2} , заключенных в пределах 1lg f_{O_2} от $f_{O_2}^{NNO}$, характерных для природных известково-щелочных магм. Это обусловлено тем, что в наших опытах стабильность магнетита при 1 атм в условиях $f_{O_2}^{NNO}$ близка стабильности пироксенов, точнее ортопироксена. Однако температуры стабильности магнетита в опытах при высоких давлениях были значительно ниже ликвидусных температур пироксенов.

Исходя из результатов опытов при 1 атм, можно предположить, что при высоких давлениях предел стабильности магнетита должен быть существенно выше по температуре, чем получено в наших экспериментах из-за потерь расплавом железа и снижения летучести кислорода ниже $f_{O_2}^{NNO}$ в области недосыщения H_2O . Судя по результатам, представленным на рис. 14 и 15, общее давление и давление воды влияют на стабильность Mt и OPx примерно одинаково. Таким образом, в широкой области давлений и концентраций воды ликвидусы Mt и OPx , вероятно, близки. Стабильность же SPx относительно других фаз с ростом P и P_{H_2O} возрастает, тогда как предел устойчивости Pl снижается по сравнению с таковым для OPx и Mt .

Исходя из имеющихся экспериментальных данных, можно показать, что оценки физико-химических условий кристаллизации двупироксеновых андезитовых магм Ключевской группы (см. табл. 17) хорошо удовлетворяют требованиям магнетитовой модели в рамках следующей схемы.

При умеренных концентрациях воды (1—3%) и общих давлениях, присущих исходным андезитовым магмам в вулканическом очаге, стабильности магнетита и обоих пироксенов в условиях $f_{O_2}^{NNO}$ или несколько более высокой летучести кислорода будут близки из-за сближения ликвидусных кривых Mt и OPx , с одной стороны, и SPx — с другой. Плагиоклаз остается ликвидусной фазой и может находиться во взвешенном состоянии в расплаве, испытывая ограниченную гравитационную отсадку ввиду низкой разности плотностей плагиоклаза и

расплава и высокой вязкости андезитовой магмы. В этом случае процесс фракционирования идет так, что первичные андезитовые магмы вулканов Ключевской группы в момент образования представляют собой смесь кристаллов плагиоклаза и расплава, на ликвидусе которого равновесны также пироксены и магнетит. Температуры и давления, при которых может реализоваться данная модель (см. табл. 4), хорошо согласуются с параметрами кристаллизации двупироксеновых андезитов (см. табл. 15, 16, 18). Таким образом, область $P-T-f_{\text{H}_2\text{O}}-f_{\text{O}_2}$ -условий, необходимая для образования андезитов путем *фракционирования магнетитовой ассоциации из базальтовой магмы*, хорошо соответствует физико-химическим параметрам наиболее примитивных андезитовых магм корового вулканического очага, где, скорее всего, и идет образование андезитов. Напротив, *выплавление андезитовых магм из основных пород коры с образованием Mt-содержащего остатка* маловероятно ввиду высоких температур двупироксеновых андезитовых магм ($>1000^\circ\text{C}$) по сравнению с возможными температурами пород коры на уровне вулканического очага. Рассмотрим вкратце некоторые аспекты предложенной схемы.

Исходной магмой для ключевских андезитов скорее всего служила высокоглиноземистая базальтовая магма, связанная с ними постепенными переходами по составу и минералогии через андезито-базальты.

Последние являются непосредственными предшественниками андезитов в ряду дифференциации. На основании концентраций воды в двупироксеновых андезитовых магмах (1—3 мас. %) и того, что базальтовая магма может дать 30—50% андезитового расплава, содержание воды в исходной базальтовой магме не должно превышать 1—1,5 мас. %. Как показывают специальные исследования, именно такие концентрации воды характерны для островодужных базальтовых магм. Так, в базальтовых магмах, связанных с разными по минералогии андезитами района Гарибальди Лейк, дозруптивные содержания воды были около 1 мас. % и последовательно возрастали к андезито-базальтам, затем к двупироксеновым андезитам и далее к рогово-обманковым [162].

Схема фракционирования. По петрографическим данным можно заключить, что на более ранних этапах дифференциации в базальтовых составах во фракционировании участвует O_1 , который в более кислых составах сменяется OPx [85; 150; 160, гл. 11].

Магнетит не обязательно начинает выделяться непосредственно из исходной базальтовой магмы, а может появиться только в ее дифференциатах: андезито-базальтах и андезитах. Вероятно, начало отделения Mt отмечается на петрохимических диаграммах резким снижением степени увеличения Fe/Mg -отношения, что обуславливает известково-щелочной тренд дифференциации [66; 160, гл. 12]. В ходе эволюции андезитовых магм протекают два процесса, имеющие противоположное влияние на стабильность магнетита: увеличение концентрации воды, понижающее устойчивость магнетита, и повышение f_{O_2} , повышающее его устойчивость. По-видимому, совместное действие этих процессов обеспечивает постоянное присутствие магнетита в качестве вкраплен-

ника минералогически разных андезитов и его участие в их дальнейшей дифференциации, приводящей к более кислым составам.

В то же время эволюция андезитовой магмы ведет к участию в процессе фракционирования роговой обманки и одновременно снижению роли пироксенов на этапе формирования дацитов.

Плагιοклаз присутствует повсеместно во всех породах от высокоглиноземистых базальтов до дацитов и участвует в дифференциации на всех ее этапах, но масштаб этого процесса ограничен неполным его отделением от остаточных расплавов. В связи с этим часть вкрапленников P_1 в андезитах (ядра P_1-1 , см. гл. 1) наследуется из более основных магм.

Петрографические данные (см. гл. 1) хорошо соответствуют предложенной схеме образования ключевских андезитов. Можно указать на: 1) более раннее выделение плагιοклаза и котектические соотношения магнетита и пироксенов; 2) наличие в андезитах генерации плагιοклаза, несущей следы длительной кристаллизации из расплава на фоне изменяющихся физико-химических условий; 3) близость среднего состава P_1-1 в ключевских андезитах среднему составу плагιοклаза в базальтах и андезито-базальтах; 4) находки в андезитах редкого оливина, неравновесного с расплавом и, вероятно, унаследованного из более основных магм.

Наиболее основной плагιοклаз в ключевских андезитах — An_{70} . Его равновесность на ликвидусе среднего дупироксенового андезита (см. табл. 1) при 1 и 3 мас. % H_2O была проверена расчетным путем с использованием плагιοклазовых геотермометров [143, 192, 208] и экспериментальной кривой ликвидуса андезита при 3000 атмосфер (см. рис. 14, б). Давления воды при данной ее концентрации вычислялись из данных [8], а температуры равновесия плагιοклаз—расплав определялись интерполяцией между $P_{H_2O}-T$ точками, согласно [192]. Результаты не только показали неравновесность плагιοклаза данного состава в андезитовом расплаве, но и согласовались с предположением о его унаследованности из базальтовых магм. При выбранных условиях в равновесии с расплавом мог быть P_1 состава An_{55} , что соответствует интервалу средних составов плагιοклаза в ключевских андезитах (см. гл. 1). Ранее неравновесность основного P_1 в известково-щелочных андезитах была показана для андезита вулкана Малый Семячик [2], где также был сделан вывод об унаследованности этого плагιοклаза из высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Неравновесность основных P_1 в изученных андезитах ставит вопрос о правомерности приложения к природным андезитах экспериментальных фазовых равновесий в расплаве, по составу отвечающему общему составу породы. Для приблизительной оценки эффекта неравновесности части вкрапленников P_1 в андезитах, исходя из данных, приведенных в гл. 1, был рассчитан состав расплава, образованного удалением из экспериментально изученного андезита (см. табл. 1, ан. 6) 10 мас. % P_1 состава An_{70} . Рассчитанный состав незначительно отличается от исходного и хорошо соответствует среднему андезиту (например, SiO_2 — 59,7%; Al_2O_3 — 17,8%; K_2O — 1,76%). Такой способ расчета, по-видимому, переоценивает эффект неравновесности, так как в момент

образования андезитовой магмы ее физико-химические условия соответствуют полю устойчивости Pl в расплаве, и неравновесность заключается в наличии более основного Pl вместо более кислого. При замене в исходном андезите 10% Pl состава Ap_{70} на 10% Pl состава Ap_{55} не произойдет заметного изменения состава магмы. Таким образом, наличие в породе ядер основного плагиоклаза, неравновесного с общим составом породы, не должно существенно отразиться на результатах физико-химического анализа условий кристаллизации андезитов.

Петрохимические балансовые расчеты, проделанные многими исследователями для известково-щелочных серий окраины Тихого океана, хорошо подтверждают модель образования андезитов путем фракционирования магнетита вместе с другими безводными фазами [2; 154; 158; 160; 209; 239]. При этом составы и пропорции удаляемых фаз в целом соответствуют габбро [160, с. 271; 162; 206]. Магнетитовая модель значительно лучше других подтверждается и геохимическими расчетами [160].

Таким образом, магнетитовая модель хорошо согласуется с данными по физико-химическим условиям кристаллизации андезитов, подтверждается геолого-петрографическими наблюдениями, петрохимическими и геохимическими расчетами. В то же время проведенные физико-химический и изотопный анализы выявили существенные слабости остальных моделей образования андезитов. К выводу о ведущем значении фракционирования безводной магнетитовой ассоциации из базальтовой магмы для образования андезитов островных дуг на основании комплексных исследований пришли многие другие петрологи [2; 82; 160]. Наиболее убедительно, на базе всестороннего анализа обширного материала по орогенным андезитам, концепция генезиса андезитов при фракционировании $Pl-OPx/Ol-Aug-Mt$ -ассоциации из базальтовой магмы аргументирована Дж. Джиллом [160]. Примечательно, что отсутствие необходимых экспериментальных подтверждений этой модели привело его к предположению о потере железа из образца в ампулы как возможной причине недостаточно высокой стабильности Mt в экспериментах с андезитами [160, с. 307].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение физико-химических аспектов андезитового вулканизма, проведенное на примере вулкана Безымянного на базе экспериментального исследования системы андезит— H_2O в широком интервале P — T — H_2O -условий и контролируемом режиме кислорода, позволило нарисовать общую картину той физико-химической обстановки, в которой протекает образование и эволюция андезитовых магм Ключевской группы вулканов, сделать обобщающую оценку существующих представлений и высказать мнение о путях образования андезитов данного района.

Наиболее вероятным механизмом, контролирующим образование андезитовых магм Ключевской группы вулканов, является фракционная кристаллизация базальтовых магм в промежуточных вулканических очагах с отделением Pl — Crx — Orx/Ol — Mt -ассоциации. Экспериментальные и петрографические данные позволили обосновать возможность такого механизма дифференциации при содержаниях воды в исходных магмах не выше 1,5 мас. % и летучести кислорода в пределах $1lgf_{O_2}$ выше буфера NNO . Процесс фракционирования идет в условиях неполного отделения плагиоклаза, так что примитивные андезитовые магмы представляют собой смесь кристаллов плагиоклаза и остаточного расплава (по составу в целом отвечающего андезитам).

В то же время исследование изотопного состава свинца и анализ температурного и водного режима андезитовых магм, основанные на данных об условиях кристаллизации примитивных андезитовых магм, приводят к заключению о том, что другие предложенные модели не были ответственны за появление андезитов Ключевской группы вулканов. Примечательно, что именно наличие роговообманковых разностей среди андезитов Ключевской группы вулканов позволило показать малую вероятность "водного" генезиса андезитов данного района.

Фракционная кристаллизация базальтовой магмы приводит к образованию примитивных андезитовых магм, которым соответствуют двупироксеновые андезиты. Кристаллизация вкрапленников известково-щелочных двупироксеновых андезитов Ключевской группы вулканов происходила в коровых магматических очагах или подводящих каналах при давлениях не более 8—10 кбар и не менее 1,5 кбар; температуры магм перед извержением были не ниже 1000—1100°C; содержание воды в магме (смеси кристаллов и расплава) составляли 1—3 мас. %, а летучесть кислорода была не выше $1lgf_{O_2}$ от $f_{O_2}^{NNO}$.

Кристаллизация двупироксеновых андезитовых магм сопровождается локальной эволюцией их физико-химических условий, выражающейся в охлаждении расплавов, сопряженном с увеличением в них концентраций воды и относительным повышением летучести кислорода. В результате такой эволюции в кровле вулканического очага образуются роговообманково-пироксеновые и роговообманковые андезиты, которые существенно не отличаются по химическому составу и степени кристалличности от двупироксеновых андезитов. Температуры магм роговообманковых андезитов перед извержением составляли около 900—930°С, содержания воды — 5 мас. % и более, а летучесть кислорода была примерно на 1—1,5 $\lg f_{O_2}$ выше, чем в двупироксеновых андезитовых магмах. Роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты, кроме того, могут образовываться из магм роговообманковых андезитов в результате более длительного нахождения последних в вулканическом канале при давлениях менее 1,5 кбар. Особенностью таких пород по сравнению с вышеописанными является существенно более высокая доля вкрапленников при широком развитии субфенокристаллов и снижении роли микролитов.

Наиболее вероятной причиной эволюции температурного и водного режима андезитовой магмы в вулканическом очаге представляется кристаллизация расплава на стенках очага в его кровле, нижних частях вулканического канала и небольших камерах с одновременным перераспределением воды в прилегающие порции магмы. Таким образом, минералогическая и физико-химическая эволюция андезитовой магмы вызывается общим ее охлаждением в замкнутом объеме.

В зависимости от конкретной обстановки глубокая физико-химическая эволюция андезитовой магмы в замкнутом очаге после образования роговообманковых магм может завершиться их извержением на поверхность, которое будет носить высокоэксплозивный характер, типа направленного взрыва ввиду накопления в верхах очага большого количества летучих, в первую очередь воды. В противном случае кристаллизационная дифференциация андезитовой магмы, стимулируемая снижением вязкости остаточного расплава, вызовет образование дацитовых или более кислых магм. Как показал К. Бернэм [7], конечным результатом кристаллизации изолированного очага андезитовой магмы может быть образование интрузивного тела гранодиоритового порфира с окружающей его системой трещин, локализирующей медно-молибденовое порфировое месторождение.

В связи с вышеизложенным наиболее перспективным направлением дальнейших исследований дифференцированных вулканических серий Ключевской группы, Камчатки в целом и других регионов зон перехода представляется разработка концепции фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Вероятно, предлагаемая модель является общей схемой, в пределах которой возможны значительные вариации. На их существование указывают вариации химизма и минералогии андезитов [150; 243], различия в тектонической обстановке и другие характеристики известково-щелочных серий [122]. Согласно представлениям ряда исследователей, андезиты островных дуг могут образовываться различными путями, среди которых, наряду с 1) фракционированием

магнетитсодержащей кристаллической ассоциации из высокоглиноземистой базальтовой магмы, отмечаются 2) частичное плавление перидотитов в присутствии воды (для магнезиальных андезитов), 3) фракционирование $Ol \pm OPx$ из магмы магнезиальных андезитов и 4) смешение базальтовой и дацитовой магм [200]. Кроме того, вероятно, что в генезисе андезитов в той или иной мере принимают участие несколько процессов, в частности фракционная кристаллизация, ассимиляция, смешение магм и другие, относительная роль которых варьирует [160; 169]. В ряде случаев амфибол может присутствовать среди вкрапленников андезито-базальтов и играть важную роль в образовании андезитовых магм [160, табл. 11; 1; 204].

В последующих исследованиях одним из важнейших направлений должно быть изучение влияния летучих, в первую очередь H_2O и O_2 , на процесс дифференциации. Здесь, по-видимому, принципиальную важность имеют два вопроса: 1) отражают ли более высокие концентрации воды в базальтах островных дуг по сравнению с океаническими толеитами [106] соответствующее различие в содержаниях воды в мантии под этими областями и 2) как связаны между собой характер эволюции режимов H_2O и O_2 и направление дифференциации первичной магмы. Ответ на первый вопрос зависит от выяснения возможной роли дегидратации океанической плиты в зонах субдукции. Решение второго вопроса — это в первую очередь реконструкция физико-химических условий кристаллизации всех членов конкретных известково-щелочных серий как представителей отдельных этапов развития питающих вулканических очагов. Кроме того, весьма важно выяснить возможную роль контаминации глубинных базальтовых выплавов в нижних частях коры, точнее в переходной зоне кора—мантия. Степень этой контаминации может отражаться на принадлежности островодужных магм к толеитовой или известково-щелочной сериям. Это предположение близко кристаллизационно-контаминационной модели [2; 78].

ЛИТЕРАТУРА

1. Арамаки С. Пирокластические потоки и кальдеры Японии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 164—172.
2. Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
3. Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Красов Н.Ф. Термобарогеохимические исследования вулканитов и субвулканических образований. // Термобарогеохимические исследования. Новосибирск: Наука, 1981. С. 13—28.
4. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
5. Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 7—16.
6. Бернэм К.У. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Х.Л. Барнса. М.: Мир, 1970. С. 40—73.
7. Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Х.Л. Барнса. М.: Мир, 1982. С. 71—121.
8. Бернэм К.У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород / Под ред. Х. Йодера. М.: Мир, 1983. С. 425—467.
9. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. Свинцово-изотопное изучение базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. N 2. С. 77—84.
10. Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Максимов А.П., Макаров В.А. Исследование изотопного состава свинца андезитов вулкана Безымянного (Камчатка) // Геохимия. 1983. N 2. С. 163—171.
11. Богатиков О.А., Лучицкий И.В. Проблемы изучения вулканизма островных дуг (по материалам Международного симпозиума 1981 г. в Японии) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 2. С. 136—139.
12. Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного // Вулканология и сейсмология. 1981. N 2. С. 3—13.
13. Богоявленская Г.Е., Дубик Ю.М., Кирсанов И.Т. Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала // Магматизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 10—21.
14. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Будников В.А., Андреев В.Н. Извержение вулкана Безымянного в 1977 г. // Бюл. вулканол. станций. 1979. N 57. С. 16—25.
15. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Максимов А.П. Зависимость кристаллизации лав вулкана Безымянного от механизма извержения // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 118—127.
16. Борисов А.А., Кадик А.А., Запунный С.А., Олейник Б.И., Юдин Э.И. Высокотемпературная установка с регулируемой активностью кислорода для исследования силикатных систем // Геохимия. 1982. N 3. С. 453—458.
17. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю. О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1982. N 6. С. 44—55.
18. Волынец О.Н., Колосков А.В. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 133 с.
19. Генштадт Ю.С., Рудич Е.М., Салтыковский А.Я., Соловьева Т.Н. Возмож-

ные пути генерации андезитовых магм островных дуг // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 3. С. 36—47.

20. Голубев В.С., Шаранов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 280 с.

21. Горшков Г.С. О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана // ДАН СССР. 1956. Т. 106, N 4. С. 703—705.

22. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973. С. 19—33.

23. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм // Геодинамика, магмаобразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 21—31.

24. Горшков Г.С., Боговяленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963). М.: Наука, 1965. 170 с.

25. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118—131.

26. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 194—200.

27. Гуценко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.

28. Гуценко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 475 с.

29. Дубик Ю.М., Волицец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза // Бюл. вулканол. станций. 1972. N 48. С. 64—70.

30. Дубик Ю.М., Меньяйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 38—77.

31. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.

32. Ермаков В.А., Соловьева Т.Н., Геншафт Ю.С., Тронева Н.В. Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса // Эксперим. исслед. в области глубинного петрогенезиса. М.: ИФЗ АН СССР, 1976. С. 3—65.

33. Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Проблема происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях // Пробл. петрологии земной коры

и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 8—18.

34. Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Влияние щелочных и флюидных компонентов на генезис известково-щелочных магм // Экспериментальная минералогия. М.: Наука, 1980. С. 22—24.

35. Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар // ДАН СССР. 1974. Т. 219, N 2. С. 443—446.

36. Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальное изучение плавления изверженных пород щелочноземельной серии при давлении 45 кбар // ДАН СССР. 1975. т. 220, N 4. С. 936—938.

37. Иванов Б.В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 52—61.

38. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Геохимия. 1978. N 8. С. 1139—1155.

39. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химическая эволюция андезитовых расплавов и генезис андезитов // Вулканология и сейсмология. 1981. Ч. 1, N 3. С. 29—40.

40. Ишбулатов Р.А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25—45 кбар // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977. С. 97—168.

41. Кадик А.А. Влияние дегазации основных магм на режим воды и углекислоты в коре и верхней мантии // Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975. С. 67—86.

42. Кадик А.А., Луканин О.А. Зависимость дегазации магм от условий массопереноса в вулканическом очаге // Геохимия. 1974. N 5. С. 717—728.

43. Кадик А.А., Максимов А.П. Генезис андезитовых магм: Проблема режима воды и температуры // Геохимия. 1982. N 6. С. 797—821.

44. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 119 с.

45. Кадик А.А., Эгглер Д.Х. Режим воды и углекислоты при образовании и де-

газации кислых магм // Геохимия. 1976. № 8. С. 1167—1175.

46. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.

47. *Кадик А.А., Луканин О.А., Шлобреева С.Н.* Экспериментальные и теоретические данные о возможном участии углерода в формировании летучих компонентов базальтовых магм // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. 1981. С. 19—22.

48. *Кадик А.А., Остапенко Г.Т., Френкель М.Я.* Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема // Геохимия. 1975. № 6. С. 812—821.

49. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.

50. *Кеннеди Дж.* О роли воды в магме // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 505—519.

51. *Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ю.* Динамика экструзивного извержения вулкана Безымянного в 1965—1968 гг. // Бюл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 8—15.

52. *Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.

53. *Литвин Ю.А.* К методике исследования при высоких давлениях фазовых равновесий с участием железосодержащих магматических расплавов // Геохимия. 1981. № 8. С. 1234—1242.

54. *Любимова Е.А., Проль Р.М.* Геотермическая модель Мексиканского вулканического пояса // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 32—39.

55. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

56. *Мак-Берни А.Р.* Андезитовый и риолитовый магматизм складчатых поясов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 441—448.

57. *Максимов А.П.* Геохимические особенности вулканов Удинской группы // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 77—84.

58. *Маракушев А.А.* Ликвационное происхождение андезитов и связанных с ними пород // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1456—1459.

59. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1965. 255 с.

60. *Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик Ю.М.* Извержение вул-

кана Безымянного весной 1961 г. // Бюл. вулканол. станций. 1963. № 34. С. 12—35.

61. *Масуренков Ю.П.* Генерация плагноклазов в вулканических породах // Бюл. вулканол. станций. 1972. № 48. С. 51—55.

62. *Масуренков Ю.П., Иванов Б.В.* Петрологическая неоднородность в области магнеобразовая Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 61—76.

63. *Меняйлов И.А.* Фумарольные газы пирокластических потоков вулканов Безымянного и Катмаи // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 78—81.

64. *Меняйлов И.А.* Состав газов фумарол вулканов Ключевской группы в зависимости от состояния их активности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 127—141.

65. *Наумов Г.Б., Рыженков Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

66. *Осборн Е.Ф.* Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 136—171.

67. Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1981. 328 с.

68. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Э. Эрлиха. М.: Наука, 1966. 279 с.

69. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. 1956. Вып. 2. 309 с.

70. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.

71. *Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В.* Продуктивность вулканических аппаратов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22—37.

72. *Попов В.С.* Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // Геохимия. 1981. № 11. С. 1665—1676.

73. *Попов В.С.* Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий // Геохимия магматизма / Под ред. Л.Н. Овчинникова, Н.К. Дмитренко. М.: Наука, 1982. С. 93—124.

74. *Пугин В.А., Хитаров Н.И.* Экспе-

риментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 172 с.

75. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // *Геохимия*. 1976. N 12. С. 1763—1794.

76. *Рудич К.Н., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В.* Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса // *Геодинамика, магмообразование и вулканизм*. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 235—249.

77. *Рябинин Ю.Н., Родионов В.Н.* Оценка энергии вулканических взрывов // *Вулканизм и глубинное строение Земли*. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 56—60.

78. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабанский А.Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. N 8. С. 5—18.

79. *Рябчиков И.Д., Грин Д.Х., Уолл В.Д., Брей Г.П.* Состояние окисления углерода в пределах зоны пониженных скоростей // *Геохимия*. 1981. N 2. С. 221—232.

80. *Селянгин О.Б.* Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов // *Бюл. вулканол. станций*. 1974. N 50. С. 45—52.

81. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов // *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977. С. 187—201.

82. *Селянгин О.Б.* Вулканыты и включения: петрогенезис взаимосвязанных вулканических и плутонических серий // *Взаимосвязь разноглубинного магматизма*. М.: Наука, 1982. С. 116—213.

83. *Слезин Ю.Б.* О кристаллизации водонасыщенных расплавов и ретроградном повышении давления // *Бюл. вулканол. станций*. 1971. N 48. С. 40—44.

84. *Слезин Ю.Б.* Взаимодействие частиц в стационарном газопирокластическом потоке в канале вулкана // *Вулканоология и сейсмология*. 1980. N 5. С. 40—47.

85. *Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 208 с.

86. *Токарев П.И.* Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом // *Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке*. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166—175.

87. *Тэйлор С.* Геохимия андезитов // *Распространенность элементов в земной коре*. М.: Мир, 1972. С. 16—39.

88. *Тэйлор Х.П.*, мл. Изотопы кисло-

рода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1982. С. 200—237.

89. *Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И.* и др. Глубинное строение и проблемы магматических очагов // *Сов. геология*. 1974. N 2. С. 36—54.

90. *Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т.* Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов // *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977. С. 122—136.

91. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магмы к вулканам // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1976. N 4. С. 5—16.

92. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1976. N 5. С. 25—37.

93. *Федотов С.А.* О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметрах астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг // *Вулканоология и сейсмология*. 1979. N 1. С. 5—15.

94. *Федотов С.А., Горщик Ю.А.* Расчет охлаждения магмы в цилиндрических питающих каналах вулканов при движении магмы и после ее остановки // *Вулканоология и сейсмология*. 1981. N 5. С. 3—21.

95. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.

96. *Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав строения вулканических пород Камчатки // *ДАН СССР*. 1977. Т. 233, N 6. С. 1200—1203.

97. *Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Вероятность ликвации ванделитовых магм // *ДАН СССР*. 1983. Т. 271, N 4. С. 952—954.

98. *Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б.* Плавление и кристаллизация кварцевого толента при высоких давлениях и эволюция толентовых магм в глубинных условиях // *Геохимия*. 1972. N 4. С. 428—436.

99. *Хотин М.Ю., Виноградов В.И., Волинец О.Н.* и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканических Камчатки и породах фундамента // *ДАН СССР*. 1983. Т. 271, N 5. С. 1222—1225.

100. *Хренов А.П.* Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.

101. *Хренов А.П., Дубик Ю.М., Ива-*

нов Б.В. и др. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970—1980 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1982. N 4. С. 29—48.

102. Хубуня С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим данным // Вулканология и сейсмология. 1981. N 2. С. 36—48.

103. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С., Дмитриев Л.В. Главные геохимические характеристики магматизма активных окраин и его петротектоническое значение // Строение и динамика переходных зон: Тез. докл. М., 1983. С. 78.

104. Шарков Е.В., Синдеев А.С. Дифференциация известково-щелочных серий в рамках системы $Ol-Pl-Or-Q$ // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1979. Т. 108, N 1. С. 60—64.

105. Шарков Е.В., Синдеев А.С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород // Геохимия. 1981. N 5. С. 627—636.

106. Шлобруева С.Н., Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация магм океанического дна как отражение режима летучих компонентов в области магнообразования // Геохимия. 1983. N 9. С. 1257—1274.

107. Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

108. Шкодзинский В.С. Эволюция агрегатного состояния и генезис андезитовой магмы // Вулканология и сейсмология. 1981. N 5. С. 38—51.

109. Шмулович К.И., Шмонов В.М. Коэффициенты летучести (фугитивности) CO_2 от 1,0132 до 10000 бар и от 450 до 1300° K // Геохимия. 1975. N 4. С. 551—555.

110. Штейнберг Г.С. О соотношении расплав — газовая фаза в эксплозивную стадию эруптивного процесса (на примере трещинного Толбачикского извержения 1975 г., Камчатка) // ДАН СССР. 1977. Т. 234, N 2. С. 417—420.

111. Штейнберг Г.С., Бабенко Ю.И. Экспериментальное определение скорости и плотности вулканических газов во время извержения // ДАН СССР. 1976. Т. 226, N 6. С. 1399—1402.

112. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ (происхождение и эволюция): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1980. 41 с.

113. Allen J.C., Boettcher A.L. Amphiboles in andesite and basalt: 2. Stability as a function $P-T-f_{H_2O}-f_{O_2}$. — Amer.

Miner., 1978, vol. 63, N 11—12, p. 1074—1087.

114. Allen J.C., Boettcher A.L. The stability of amphibole in andesite and basalt at high pressures. — Amer. Miner., 1983, vol. 68, p. 307—314.

115. Allen J.C., Boettcher A.L., Marland G. Amphiboles in andesite and basalt: 1. Stability as a function of $P-T-f_{O_2}$. — Amer. Miner., 1975, vol. 60, N 11—12, p. 1069—1085.

116. Anderson A.T., Jun. Water in some hyperthemic magmas. — J. Geol., 1979, vol. 87, N 5, p. 509—531.

117. Anderson A.T., Jun. Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. — Amer. Miner., 1980, vol. 65, N 9—10, p. 837—851.

118. Anderson R.N., De Long S.E., Schwarz W.M. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. — J. Geol., 1978, vol. 86, N 6, p. 731—739.

119. Anderson R.N., De Long S.E., Schwarz W.M. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. — J. Geol., 1980, vol. 88, N 4, p. 445—451.

120. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, 1982. 724 p.

121. Arculus R.J., Delano J.W. Intrinsic oxygen fugacity measurements: techniques and results for spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 6, p. 899—913.

122. Arculus R.J., Johnson R.W. Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench system. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, N 1, p. 118—126.

123. Baldrige W.S., McGetchin T.R., Frey F.A. Magmatic evolution of Hecla, Iceland. — Contribs Mineral. and Petrol., 1973, vol. 42, N 3, p. 245—258.

124. Barnes C.G. Petrology and upward zonation of the Wooley Creek Batholith, Klamath Mountains, California. — J. Petrol., 1983, vol. 24, Pt. 4, p. 495—537.

125. Benhamon G. Comparisons of capsules and wire hooks for the experimental fusion of basalts. — Progr. Exp. Petrol., 1976, vol. 4, p. 120—121.

126. Biggar G.M. Oxygen partial pressures: control, variation and measurement in quench furnace of one atmosphere total pressure. — Miner. Mag., 1974, vol. 39, N 305, p. 580—586.

127. Biggar G.M. Wire hook supports for samples in atmospheric pressure quench

furnaces. — In: Progress in Experimental Petrology: 4th progress report of research supported by N.E.R.C. 1975—1978. L., 1978, p. 118—120.

128. *Boettcher A.L.* Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 17, N 3, p. 223—240.

129. *Boettcher A.L.* The role of amphiboles and water in circum — Pacific volcanism. — In: High Pressure Research: Appl. Geophys. / Ed. M.N. Manghnani, S. Akimoto. 1977, p. 107—125.

130. *Boettcher A.L., Mysen B.O., Allen J.C.* Techniques for the control of water fugacity for experimentation in solid-media high-pressures apparatus. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 5898—5902.

131. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 2, p. 310—357.

132. *Burnham C.W.* Water and magma: a mixing model. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 8, p. 1077—1084.

133. *Carmichael I.S.E.* The iron-titanium oxides of safic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, vol. 14, p. 36—64.

134. *Cawthorn R.G.* Melting relations in part of the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—Na}_2\text{O—H}_2\text{O}$ under 5 kb pressure. — *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, N 1, p. 44—72.

135. *Cawthorn R.G., O'Hara M.J.* Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. — *Amer. J. Sci.*, 1976, vol. 276, N 3, p. 309—329.

136. *Chayes F.* The chemical composition of cenozoic andesite. — In: Proceedings of the Andesite Conference / Ed. A.R. McBirney. 1969, p. 1—17.

137. *Clark S.P., Ringwood A.E.* Density distribution and constitution of the mantle. — *Rev. Geophys.*, 1964, vol. 2, p. 35—38.

138. *Corrigan G., Gibb F.G.F.* The loss of Fe and Na from a basalt melt during experiments using the wire-loop method. — *Miner. Mag.*, 1979, vol. 43, p. 121—126.

139. *Deines P., Nafziger R.H., Ulmer G.C., Woermann E.* Temperature-oxygen fugacity tables for selected gas mixtures in the system C-H-O at atmosphere total pressure. — *Bull. Earth Miner. Sci. Exp. Stat.*, 1974, N 88. 129 p.

140. *Delany J.M., Helgeson H.C.* Calculation of the thermodynamic consequences

of dehydration in subduction oceanic crust to 100 kb and 800°C. — *Amer. J. Sci.*, 1978, vol. 278, p. 638—686.

141. *Donaldson C.H.* Composition changes in a basalt melt contained in a wire loop $\text{Pt}_{30}\text{Rh}_{70}$: effects of temperature, time, and oxygen fugacity. — *Miner. Mag.*, 1979, vol. 43, N 325, p. 115—119.

142. *Donaldson C.H., Williams R.J., Lofgren G.E.* A sample holding technique for study of crystal growth in silicate melts. — *Amer. Miner.*, 1975, vol. 60, p. 324—326.

143. *Drake M.J.* Plagioclase-melt equilibria. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 457—465.

144. *Eggler D.H.* Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 34, N 4, p. 261—271.

145. *Eggler D.H.* Amphibole stability in H_2O -undersaturated calc-alkaline melts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 15, N 1, p. 28—34.

146. *Eggler D.H.* Application of a portion of the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—MgO—Fe—O}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2$ to genesis of the calc-alkaline suite. — *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, N 1, p. 297—315.

147. *Eggler D.H., Birnham C.W.* Crystallization and fractionation trends in the system andesite- $\text{H}_2\text{O—CO}_2\text{—O}_2$ at pressure to 10 kb. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 8, p. 2517—2532.

148. *Eggler D.H., Kadik A.A.* The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O—CO}_2$ to 20 kbar pressure: 1. Compositional and thermodynamic relations of liquids and vapor coexisting with albite, — *Amer. Miner.*, 1979, vol. 64, N 9—10, p. 1036—1048.

149. *Eggler D.H., Osborn E.F.* Experimental studies of the system $\text{MgO—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ — a model for subalkaline magmas. — *Amer. J. Sci.*, 1982, vol. 282, p. 1012—1041.

150. *Ewart A.* Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas — some statistics and implications. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 3, p. 417—432.

151. *Ewart A.* A petrological study of the younger tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fou Island, S.W. Pacific. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, vol. 58, N 1, p. 1—21.

152. *Ewart A., Green D.C., Carmichael I.S.E., Brown F.H.* Voluminous low

- temperature rhyolite magmas in New Zealand. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, vol. 33, N 1/2, p. 128—144.
153. *Ewart A., Stipp J.J.* Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 7, p. 699—736.
154. *Fairbrothers G.E., Carr J., Mayfield D.G.* Temporal magmatic variation at Boqueron volcano, El Salvador. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1978, vol. 67, N 1, p. 1—9.
155. *Ford C.E.* Platinum-iron alloy sample containers for melting experiments on iron bearing rocks, minerals and related systems. — *Miner. Mag.*, 1978, vol. 42, N 322, p. 271—275.
156. *French B.M., Eugster H.P.* Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibria. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 6, p. 1529—1539.
157. *Fudali R.F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, vol. 29, N 9, p. 1063—1075.
158. *Garcia M.O., Jacobson S.S.* Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 69, N 4, p. 319—327.
159. *Garcia M.O., Liu N.W.K., Muenow D.W.* Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana Island arc and trough. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 3, p. 305—312.
160. *Gill J.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin etc.: Springer, 1981. 390 p.
161. *Green D.H.* Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. — *Canad. Miner.*, 1976, vol. 14, N 3, p. 255—268.
162. *Green N.L.* Geology and petrology of Quaternary volcanic rocks, Garibaldi Lake area, southwestern British Columbia: summary. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 92, N 10, pt. 1, p. 697—702.
163. *Green N.L.* Fluorine geochemistry of quaternary volcanic rocks from Southwestern British Columbia: Some petrogenetic implications. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1982, vol. 79, N 4, p. 405—410.
164. *Green T.H.* Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 34, N 2, p. 150—166.
165. *Green T.H.* Island arc and continent-building magmatism — a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. — *Tectonophysics*, 1980, vol. 63, N 1/4, p. 367—385.
166. *Green T.H., Ringwood A.E.* High pressure experimental studies on the origin of andesites. — *Proc. Andesite Conf. State Oregon. Bull. Oregon Dept. Geol. and Miner. Industr.*, 1969, vol. 65, p. 21—32.
167. *Griggs D.T.* The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. — In: *The Nature of the Solid Earth* / Ed. E.C. Robertson. N.Y.: McGraw-Hill., 1972, p. 361—384.
168. *Grove T.L.* Use of FePt alloys to eliminate the iron loss problem in 1 atmosphere gas mixing experiments: theoretical and practical considerations. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1981, vol. 78, N 3, p. 298—304.
169. *Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W.* Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1982, vol. 80, N 2, p. 160—182.
170. *Gustafson L.B.* Prophyry copper deposits and calc-alkaline volcanism. — In: *The Earth: its Origin Structure and Evolution* / Ed. M.W. McElhinny, L.: A.P., 1979.
171. *Hamilton D.L., Anderson G.M.* Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas. — In: *Basalts* / Ed. H.H. Hess, A. Poldervaart. N.Y.: Intersci. Publ., 1967, vol. 1, p. 445—482.
172. *Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F.* The solubility of water and effects of fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 1, p. 21—39.
173. *Harmon R.S., Thorpe R.S., Francis P.W.* Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr isotope relationships. — *Nature*, 1981, vol. 290, N 5805, p. 396—399.
174. *Harris D.M.* Pre-eruption variations of H_2O , S and Cl, in a subduction zone basalt (abstr.). — *Eos*, 1979, vol. 60, N 46, p. 968.
175. *Hasebe R., Fujii N., Uyeda S.* Thermal processes under island arcs. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, p. 335—355.
176. *Helz R.T.* Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity. — *J. Petrol.*, 1973, vol. 14, N 2, p. 249—302.

177. *Helz R.T.* Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O}=5$ kb. Part 2. Melt compositions. — *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, N 2, p. 139—193.
178. *Heming R.F., Carmichael I.S.E.* High temperature Pumice Flows from the Rabaul Caldera Papua, New Guinea. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 38, N 1, p. 1—20.
179. *Hill R., Roeder P.* The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. — *J. Geol.*, 1974, vol. 82, N 6, p. 709—729.
180. *Hoffer J.M.* Petrology and mineralogy of the Campus andesite pluton, El Paso, Texas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 7, p. 2129—2135.
181. *Holloway J.R., Burnham C.W.* Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 2, p. 1—29.
182. *Holloway J.R., Ford C.E.* Fluid-absent melting of the fluoro-hydroxy amphibole pergasite to 35 kb. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, N 1, p. 44—48.
183. *Holloway J.R., Burnham C.W., Millhollen G.L.* Generation of H_2O-CO_2 -mixtures for use in hydrothermal experimentation. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 6598—6600.
184. *Huebner J.S.* Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. — In: *Research Techniques for High Temperature* / Ed. G.C. Ulmer. Springer, 1971, N 4, p. 123—177.
185. *Jakes P., Gill J.B.* Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 9, p. 17—28.
186. *Jakes P., White J.R.* Hornblends from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. — *Amer. Miner.*, 1972, vol. 57, N 5/6, p. 887—902.
187. *Johannes W., Bode B.* Loss of iron to the Pt-container in melting experiments with basalt and a method to reduce it. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1978, vol. 67, N 2, p. 221—225.
188. *Johnston I.J.* The effect of enstatite addition on calc-alkaline liquidus phase relationships (H_2O -saturated). — *Progr. Exp. Petrol.*, 1978, vol. 4, p. 68—72.
189. *Kay R.W., Sun S.-S., Lee-Hu C.N.* Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 3, p. 263—273.
190. *Katsui J., Oba J., Ando S., Nishimura S., Masuda J., Kurasawa H., Fujimaki H.* Petrochemistry of the quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, 1978, vol. 18, N 3, p. 449—484.
191. *Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O.* The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1983, vol. 83, N 1/2, p. 136—140.
192. *Kudo A.M., Weill D.F.* An igneous plagioclase thermometer. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 25, p. 52—65.
193. *Kurodo N., Shiraki K., Urano H.* Boninite as a possible calc-alkaline primary magma. — *Bull. Volcanol.*, 1978, vol. 41, N 4, p. 563—575.
194. *Kushiro I.* The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. — *Amer. J. Sci. A*, 1969, vol. 267, p. 269—274.
195. *Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 2, p. 311—334.
196. *Kushiro I.* Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 17, N 3, p. 211—222.
197. *Kushiro I.* The system forsterite-anorthite-albite-silica- H_2O at 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle. — *Carnegie Inst. Wash. YB-73*, 1974, p. 244—248.
198. *Kushiro I.* Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma; an approach from synthetic systems. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 4, p. 294—299.
199. *Kushiro I.* On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis. — *Amer. J. Sci.*, 1975, vol. 275, N 4, p. 411—431.
200. *Kushiro I., Sato H.* Origin of some calc-alkaline andesites in the Japanese islands. — *Bull. Volcanol.*, 1978, vol. 41, N 4, p. 576—585.
201. *Kushiro I., Yoder H.S., Nishikawa M.* Effect of water on the melting of enstatite. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, p. 1685—1692.
202. *Lipman P.W.* Water pressures during differentiation and crystallization of some ash flow magmas from southern Nevada. — *Amer. J. Sci.*, 1966, vol. 264, p. 810—826.
203. *Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M.* Andesites and high alumina basalts from the Central-South Chile high Andes, geochemical evidence bearing on

- their petrogenesis. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1977, vol. 63, N 3, p. 199—228.
204. *Luhr J.F., Carmichael I.S.E.* The Colima volcanic complex, Mexico. 1: Post-caldera andesites from Volcan Colima. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1980, vol. 71, N 4, p. 343—372.
205. *McBirney A.R.* Mixing and unmixing of magmas. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1980, vol. 7, N 3/4, p. 357—371.
206. *Marsh B.D.* Some Aleutian andesites: their nature and source. — *J. Geol.*, 1976, vol. 84, N 1, p. 27—45.
207. *Marsh B.D.* On the cooling of ascending andesitic magma. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1978, vol. 288, N 1355, p. 611—625.
208. *Mathez E.A.* Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. — *Contribs Mineral. and Petrol.* 1973, vol. 41, N 1, p. 61—72.
209. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and geochemistry of the island of Sargigan in the Mariana Arc, calc-alkaline volcanism in an oceanic setting. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1981, vol. 77, N 4, p. 337—354.
210. *Mitchell A.H., Bell J.D.* Island-arc evolution and related mineral deposits. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 4, p. 381—405.
211. *Muan A.* Silver-palladium alloys as crucible materials in studies of low-melting iron silicates. — *Amer. Ceram. Soc. Bull.*, 1963, vol. 42, p. 344—347.
212. *Muan A., Osborn E.F.* Phase equilibria at liquidus temperatures in the system $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. — *J. Amer. Soc.*, 1956, vol. 39, p. 121—140.
213. *Mueller R.F.* Hydration, oxidation, and the origin of the calc-alkali series. — *NASA TN, D-5400*, 1969, p. 1—27.
214. *Mueller R.F.* Oxidative capacity of magmatic components. — *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 270, N 3, p. 236—243.
215. *Murase T., McBirney A.R.* Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 11, p. 3563—3592.
216. *Mysen B.O.* The solubility of H_2O and CO_2 under predicted magma genesis conditions and some petrological and geophysical implications. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1977, vol. 15, p. 351—361.
217. *Mysen B.O., Arculus R.J., Eggler D.H.* Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite, and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975, vol. 53, N 4, p. 227—239.
218. *Mysen B.O., Kushiro I., Nicholls J.A., Ringwood A.E.* A possible mantle origin for andesitic magmas: discussion on a paper by Nicholls and Ringwood. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, N 3, p. 221—230.
219. *Nafziger R.H., Ulmer G.C., Woermann E.* Gaseous buffering for the control of oxygen fugacity at one atmosphere. — In: *Research Techniques for High Pressures and High Temperatures / Ed. G.C. Ulmer.* N.Y.: Springer, 1971.
220. *Nakamura Y.* Chemical compositions of calc-alkaline andesites and its phenocrysts in Bandai Volcano, North-Eastern Japan. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1977, vol. 22, N 2, p. 88—89.
221. *Nicholls I.A.* Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 45, N 4, p. 289—316.
222. *Nicholls I.A., Ringwood A.E.* Effect of water on Ol stability in tholeiites and the production of silicasaturated magmas in the island-arc environment. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 3, p. 285—300.
223. *Osborn E.F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. — *Amer. J. Sci.*, 1959, vol. 257, N 9, p. 609—647.
224. *Osborn E.F.* Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure. — *Amer. Miner.*, 1962, vol. 42, N 3/4, p. 211—226.
225. *Osborn E.F.* The complementarity of orogenic andesite and alpine peridotite. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, vol. 33, N 3, p. 307—324.
226. *Osborn E.F.* Change on phase relations on response to change in pressure from 1 atm to 10 kbar for the system Mg_2SiO_4 — iron oxide — $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$. — *Carnegie Inst. Wash. Yb-77*, 1978, p. 784—790.
227. *Osborn E.F., Arculus R.J.* Phase relations in the system Mg_2SiO_4 — iron oxide — $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$ at 10 kbar and their bearing on the origin of andesite. — *Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*, 1974—1975. Wash., 1975, p. 504—507.
228. *Oversby V.M., Ewart A.* Lead isotopic compositions of Tonga—Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 37, p. 181—210.

229. *Oxburgh E.R., Turcotte D.L.* Thermal structure of island arcs. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 6, p. 1665—1688.
230. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, vol. 58, N 1, p. 63—81.
231. *Presnall D.C.* The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing in the crystallization of basaltic and ultramafic magmas. — *Amer. J. Sci.*, 1966, vol. 264, N 10, p. 753—809.
232. *Presnall D.C., Brenner N.L.* The method studying iron silicate liquids under reducing conditions with negligible iron loss. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, p. 1785—1788.
233. *Prunier A.R., Jun., Hewitt D.A.* Calculation of temperature-oxygen fugacity tables for H₂-CO₂-gas mixtures at one atmosphere total pressure: Summary. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 92, N 7, pt. 1, p. 414—416.
234. *Ringwood A.E.* The petrological evolution of island arc systems. — *J. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, pt 3, p. 183—204.
235. *Ritchey J.L.* Divergent magmas at Crater Lake, Oregon: products of fractional crystallization and vertical zoning in a shallow water-undersaturated chamber. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1980, vol. 7, p. 373—386.
236. *Ritchey J.L., Egger D.H.* Amphibole stability in a differentiated calc-alkaline magma chamber: an experimental investigation. — *Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Instit.*, 1977—1978. Wash., 1978, p. 790—793.
237. *Roeder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 29, N 4, p. 275—289.
238. *Roeder P.L., Osborn E.F.* Experimental date for the system MgO—FeO—Fe₂O₃—CaAl₂Si₂O₆—SiO₂ and their petrologic implications. — *Amer. J. Sci.*, 1966, vol. 264, p. 428—480.
239. *Rose W.I., Grant N.R., Nahn G.A. et al.* The evolution of Santa Maria volcano, Guatemala. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 1, p. 67—88.
240. *Rose W.J., Jun., Anderson A.T., Jun., Woodruff L.G., Bonis S.G.* The October 1974 basaltic tephra from Fuego volcano: description and history of the magma body. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1978, vol. 4, p. 3—54.
241. *Rubey W.W.* Geologic history of sea water. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1951, vol. 62, p. 1111—1148.
242. *Sack R.O., Carmichael I.S.E., Rivers M., Chiorso M.S.* Ferrio-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1980, vol. 75, N 4, p. 369—376.
243. *Sakuyama M.* Lateral variations of H₂O contents in quaternary magmas of Northeastern Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 43, N 1; p. 103—111.
244. *Sakuyama M., Kushiro I.* Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalis by separated vapor phase. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 71, N 1, p. 61—66.
245. *Sato M.* Oxygen fugacity of basaltic magmas and the role of gas-forming elements. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, vol. 5, N 6, p. 447—449.
246. *Scarfe C.M., Fujii T., Harris D.M.* Properties of subduction zone magmas during ascent. — *In: Arc Volcanism (Abstr.)*. Tokyo; Hakone, 1981, p. 325.
247. *Sekine T., Katsura T., Aramaki S.* Water-saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial temperature and water pressure at the time eruption. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 8, p. 1367—1376.
248. *Shiraki K., Maruyama S., Kuroda N., Urano H.* Origin and differentiation of boninite magma in the Bonin Islands. — *In: Arc Volcanism (Abstr.)*. Tokio; Hakone, 1981, p. 338—339.
249. *Skibo D.N., Frey F.A.* Equilibrium temperature and oxygen fugacity of andesites from trace element partitioning data. — *Eos*, 1977, vol. 58, N 6, p. 527.
250. *Stanton R.L.* A numerical approach to the andesite problem. 1, 2, 3. — *Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B*, 1967, vol. 70, N 2, p. 176—216.
251. *Stefani J.P., Geller R.J., Kroeger G.C.* A direct measurement of the distance between a hypocenter in a Benioff-Wadati zone and the slab-asthenosphere content. — *J. Geophys. Res. B*, 1982, vol. 87, N 1, p. 323—328.
252. *Steinberg G.S.* On melt/gas phase relationships in various stages of the eruptive process (volcano Tolbachic eruption of 1975—1976, Kamchatka). — *Modern Geol.*, 1981, vol. 8, N 1, p. 51—65.
253. *Stern C.R., Wyllie P.J.* Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H₂O and a pelagic red clay at 30 kilobars. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 42, N 4, p. 313—323.

254. Stern C.R., Wyllie P.J. Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H₂O at 30 kbar with implication for subduction zone magmas. — Amer. Miner., 1978, vol. 63, N 7/8, p. 641—663.

255. Stern C.R., Huang W.-L., Wyllie P.J. Basalt-andesite-rhyolite-H₂O: crystallization intervals with excess H₂O and H₂O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 2, p. 189—196.

256. Stewart D.C. Crystal Clots in calcalkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. — Contribs Mineral and Petrol., 1975, vol. 53, N 3, p. 195—204.

257. Sun S.-S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1980, vol. 297, p. 409—445.

258. Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andesite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 54, N 2, p. 357—365.

259. Tatsumoto M., Knight R. Isotopic compositions of lead in volcanic rocks from central Honshu with regard to basalt genesis. — Geochem. J., 1969, vol. 3, p. 53.

260. Taylor H.P., Jun. Stable isotope studies of spreading centers and their bearing on the origin of granophyres and

plagiogranites. — In: Oregon Mafic Ultramafic Assoc. Colloq. Grenoble, 1977. Paris, 1980, p. 149—165.

261. Taylor H.P., Jun., Forster R.W. Low-O¹⁸ igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, western Scotland. — J. Petrol., 1971, vol. 12, N 3, p. 465—497.

262. Taylor S.R., White A.J.R. Geochemistry of andesites and the growth of continents. — Nature, 1965, vol. 208, p. 271—273.

263. Toksöz M.N., Minear J.W., Julian B.R. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 5, p. 113—138.

264. Utsu T.T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, vol. 9, p. 839—890.

265. Wells P.R.A. Pyroxene Thermometry in simple and complex systems. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 62, N 2, p. 129—139.

266. Wyllie P.J. Experimental petrology and global tectonics. — a preview. — Tectonophysics, 1973, vol. 17, N 3, p. 189—209.

267. Wyllie P.J., Huang W.-L., Stern C.R., Maale S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. — Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, N 8, p. 1007—1019.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Условные обозначения	6
<i>Глава 1</i>	
Геолого-петрографическая характеристика андезитового вулканизма Ключевской группы вулканов	7
Геологическая обстановка проявления андезитового вулканизма Ключевской группы вулканов	12
Минералогические типы андезитов	14
Краткая характеристика деятельности вулкана Безымянного	24
Петрографические особенности пород современного извержения вулкана Безымянного	25
Закономерности смены минерального состава в ходе эволюции андезитового вулканизма	26
Выводы	27
<i>Глава 2</i>	
Физико-химические условия образования андезитовых расплавов по экспериментальным данным	28
Фракционирование магнетитовой ассоциации	31
Устойчивость магнетита в природных андезитовых магмах	33
Отделение амфиболовой ассоциации из базальтового состава	34
Устойчивость амфибола в андезитовых расплавах	36
Частичное плавление эклогитов	38
Анатексис перидотитов мантии	41
Выводы	43
<i>Глава 3</i>	
Экспериментальное исследование системы андезит—вода при регулируемом режиме кислорода	44
Условия экспериментов	45
Методика экспериментов	45
Методика экспериментов при 1 атм	46
Методика экспериментов при 1000—5000 атм и 12 кбар	49
Результаты экспериментов	52
Составы фаз	55
Фазовые соотношения в системе андезит—вода при регулируемом режиме кислорода	66
Растворимость воды в андезитовом расплаве при давлениях 1000—5000 атм ..	79
Выводы	80
<i>Глава 4</i>	
Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов	81
Реконструкция условий кристаллизации по экспериментальным данным	81

Условия кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов	82
Условия кристаллизации вкрапленников роговообманково-пироксеновых андезитов	85
Условия кристаллизации вкрапленников роговообманковых андезитов	86
Кристаллизация роговообманково-пироксеновых андезитов купола Нового...	87
Условия кристаллизации минералов основной массы	89
Итоги анализа	89
Физико-химические условия кристаллизации андезитов других районов окраины Тихого океана	90
Эволюция условий кристаллизации андезитов	94
Эволюция режима воды и температуры андезитовых магм в вулканическом очаге	94
Эволюция режима кислорода при кристаллизации андезитов	97
Возможные механизмы коровой эволюции андезитовых магм	101
<i>Глава 5</i>	
Генезис андезитов Ключевой группы вулканов	108
Исследование изотопного состава свинца андезитов вулкана Безымянного	109
Постановка задачи и объекты исследования	109
Результаты и обсуждение	111
Выводы	115
Генезис андезитов в свете физико-химических условий их кристаллизации	116
Роль амфибола в андезитовом вулканизме Ключевой группы	116
Плавление эклогитов погружающейся океанической коры	118
Плавление верхней мантии	119
Эволюция режима воды и температуры "водных" андезитовых магм	120
Фракционирование магнетитовой ассоциации из базальтового источника	137
Заключение	143
Литература	146

Арнольд Арнольдович Кадик,
Александр Павлович Максимов,
Борис Владимирович Иванов

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
И ГЕНЕЗИС АНДЕЗИТОВ**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *Н. Комарова*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 31130

Подписано к печати 29.08.86. Т-19005
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,2. Уч.-изд.л. 12,3
Тираж 700 экз. Тип. зак. 639. Цена 1 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати:

Антарктика. Вып. 26. 20 л. 3 р.

В очередном сборнике помещены статьи, содержащие результаты метеорологических наблюдений в Южном полушарии, геологических исследований в Восточной Антарктике и бассейнах морей Уэддела и Росса. В ряде статей рассматриваются состав и строение материкового льда, процессы его деформации, а также термомеханические свойства айсбергов. Освещаются результаты биологических и медицинских исследований.

Для геологов, широкого круга специалистов, занимающихся изучением Антарктики.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга—почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 Днепрпетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002, Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 ления, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/

1 р. 90 к.

4692