

ГЕНЕЗИС ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

© 1995 г. А. А. Аришкин*, Г. С. Бармина*, А. Ю. Озеров**, Р. Л. Нильсен***

* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

117975 Москва, ул. Косыгина 19, Россия

** Институт вулканологии ДВО РАН

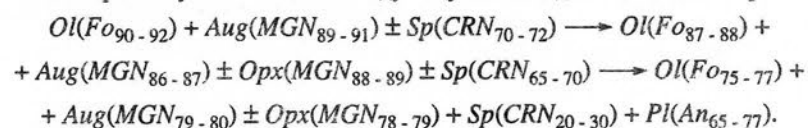
683006 Петропавловск-Камчатский, бульв. Пийна 9, Россия

*** Department of Geological Sciences, Wilkinson Hall, 104. Oregon

State University, Corvallis, Oregon 94331-5506, USA

Поступила в редакцию 25.11.94 г.

Для определения механизма и условий образования высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана проведено комплексное изучение 45 образцов, представляющих 40 побочных извержений, с последующим ЭВМ-моделированием формирования высокоглиноземистых магм из высокомагнезиальных исходных расплавов. Петролого-геохимическое исследование включает петрохимическую и геохимическую типизацию базальтов Ключевского вулкана, а также анализ составов минералов, сосуществующих в виде кристаллических сростков и взаимных твердофазных включений. На основании полученных данных сделан вывод, что наблюдаемый спектр составов от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых разновидностей представляет единую магматическую серию, которая формировалась в результате однотипных процессов фракционирования исходных магм, близких по составу к высокомагнезиальным базальтам прорыва Булочка. Анализ котектических взаимоотношений минералов указывает на следующую последовательность кристаллизации:



Для ЭВМ-моделирования и оценки условий фракционирования на базе комплекса петрологических ЭВМ-программ КОМАГМАТ разработана модель полибарического (декомпрессионного) фракционирования базальтовых магм в водосодержащих условиях. На основе этой модели выполнено более 600 расчетов изобарической и декомпрессионной фракционной кристаллизации исходной магмы Ключевского вулкана (средний высокомагнезиальный базальт) в интервале давлений 1 атм - 20 кбар и начальных содержаний H_2O 0 - 2 мас. %. Установлено, что оптимальная модель образования данной магматической серии отвечает полибарическому фракционированию исходной магмы со скоростью декомпрессии -0.33 кбар на 1% кристаллизации при содержании около 2 мас. % H_2O в исходном расплаве. Согласно этой модели кристаллизация магмы начинается с выделения оливина и клинопироксена (по природным данным в присутствии шпинели) при давлении около 19 кбар и температуре ~1350°C. К этим минералам при давлении около 15 кбар и температуре ~1260°C присоединяется высокомагнезиальный *Opx*. Накопление воды в расплаве приводит к значительной задержке кристаллизации плагиоклаза и образованию высокоглиноземистых продуктов дифференциации, содержащих более 18 мас. % Al_2O_3 . Линия накопления глинозема обрывается в момент появления на ликвидусе *Pl* при давлении около 7 кбар, температуре 1110°C и содержании в расплаве H_2O ~3 мас. %. К этому моменту спектр составов модельных жидкостей представляет полное разнообразие лав Ключевского вулкана, а дальнейшая кристаллизация приводит к быстрому насыщению системы водой с последующей дегазацией при давлениях около 1.5 кбар.

ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МАГМ

Выделение высокоглиноземистых базальтов в качестве самостоятельного типа базальтовых магм было впервые проведено К. Тилли на основании повышенных, до 18 мас. %, содержаний Al_2O_3 в некоторых афировых вулканитах Север-

ной Калифорнии (Tilley, 1950). Х. Куно в своей известной работе (Куно, 1960) предложил ряд минералогических и петрохимических критериев для отделения высокоглиноземистых базальтов от ассоциирующих толеитовых и щелочных пород, рассматривая высокоглиноземистые базальты как один из наиболее распространенных базальтовых типов на Японских о-вах. Именно

Куно впервые поставил вопрос о природе высокоглиноземистых базальтов, полагая, что эти вулканы представляют первичную магму, формирующуюся в результате частичного плавления мантийного перидотита. Позднее была высказана альтернативная точка зрения, согласно которой накопление Al_2O_3 в магмах может быть обусловлено задержкой кристаллизации плагиоклаза из водосодержащих пикрит-базальтовых магм (Yoder, Tilley, 1962). В течение последующих десятилетий эта альтернатива первичности и непервичности высокоглиноземистых магм составляет ядро дискуссий о происхождении высокоглиноземистых базальтов (см. обзоры Crawford et al., 1987; Кадик и др., 1990).

Современное состояние проблемы включает несколько конкурирующих гипотез, в соответствии с которыми высокоглиноземистые базальты рассматриваются как: (1) продукты частичного плавления погружающейся океанической коры (включая поступление в зоны плавления осадочного материала (Marsh, Carmichael, 1974; Бабанский и др., 1983; Baker, Eggler, 1983; Brophy, Marsh, 1986; Johnston, 1986)); (2) остаточные расплавы, возникшие в результате фракционирования высокомагнезиальных мантийных магм (Perfit et al., 1980; Kay, Kay, 1985; Nye, Reid, 1986; Uto, 1986; Gust, Perfit, 1987; Кадик и др., 1989, 1990; Draper, Johnston, 1992); (3) продукты переуравновешивания первичных расплавов и их дериватов с веществом стенок магмовода (Kelemen, Ghiorso, 1986; Kelemen et al., 1990) или (4) кумулятивные породы, образованные за счет механического накопления кристаллов плагиоклаза, циркулирующих в кристаллизующихся магнезиальных магмах (Grawford et al., 1987; Plank, Langmuir, 1988; Brophy, 1988, 1989; Fournelle, Marsh, 1991). Можно заметить, что первые две гипотезы указывают на возможность формирования собственно высокоглиноземистых расплавов, тогда как гипотеза аккумуляции представляет скорее дополнительный механизм для объяснения широкого спектра содержаний Al_2O_3 в породах толеитовых и известково-щелочных серий, вызванного вариациями количества вкрапленников плагиоклаза. В какой-то мере известные противоречия между сторонниками гипотез первичности и непервичности высокоглиноземистых магм разрешились с обнаружением весьма примитивных высокоглиноземистых расплавов, равновесных с высокомагнезиальным Ol^I состава For_{90} (Соболев и др., 1988), хотя в данном случае речь идет о первичных

¹ Символы минералов и минералов: Aug - авгит, Ab - альбит, An - анортит, Wo - волластонит, Cpx - клинопироксен, Ol - оливин, Opx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Pig - пижонит, Mt - титаномagnetит, Fa - фаялит, Fs - ферросилит, Fo - форстерит, Sp - хромшпинелид, En - энстатит.

магмах океанических толеитов, а не породах островодужных серий.

В этой связи представляются важными данные геологических наблюдений, свидетельствующие, что для многих крупных вулканических центров островных дуг характерно совместное нахождение высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов, содержащих более 10 мас. % MgO (Perfit et al., 1980) и обогащенные форстеритом фенокристаллы оливина - For_{88-92} (Kay, Kay, 1985). Подобные ассоциации установлены для вулканов Окмок и Макушин на Алеутских о-вах (Nye, Reid, 1986; Gust, Perfit, 1987), Ключевского вулкана (Хренов и др., 1989; Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 1993), а также Большого трещинного Толбачинского извержения на Камчатке (Сборник БТТИ 1975 - 1976 гг., под ред. С. А. Федотова, 1984). Несмотря на относительно низкую распространенность, высокомагнезиальные базальты привлекли внимание как возможные родоначальные для этих ассоциаций расплавы, имеющие своим источником перидотитовое вещество верхней мантии. Эта гипотеза получила развитие в серии экспериментальных работ, направленных на изучение фазовых равновесий в образцах островодужных высокомагнезиальных базальтов при давлениях от 1 атм до 20 кбар (Gust, Perfit, 1987; Кадик и др., 1989, 1990; Draper, Johnston, 1992). В результате этих исследований было установлено, что продуктом фракционирования высокомагнезиальных магм при давлениях более 8 кбар в сухих условиях являются расплавы, содержащие 16 - 18 мас. % Al_2O_3 и близкие по другим петрохимическим параметрам к природным высокоглиноземистым базальтам. Вместе с тем, по некоторым характеристикам, например соотношениям CaO и MgO , реальные породы островодужных серий не находят аналогов среди экспериментальных закалочных стекол (Draper, Johnston, 1992), что оставляет открытым вопрос об условиях реализации в природе механизма полибарического фракционирования первичных магм.

Задача представленной работы состоит в том, чтобы используя комплекс петролого-геохимических данных, включая методы ЭВМ-моделирования, продемонстрировать возможность формирования высокоглиноземистых расплавов из исходной высокомагнезиальной магмы посредством декомпрессионного (по мере подъема) фракционирования в водосодержащих условиях (Бармина, Аришкин, 1992; Ariskin et al., 1994). В качестве модельного объекта нами выбрана серия лав Ключевского вулкана, представляющая непрерывный тренд от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых базальтов (Хренов и др., 1989; Kersting, Arculus, 1994).

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Ключевской вулкан расположен в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса, к которому приурочена основная часть действующих вулканов полуострова. Он является главным вулканом Курило-Камчатской вулканической зоны и по объему изверженного материала относится к числу наиболее активных вулканов мира (Федотов и др., 1987). Этот гигантский стратовулкан имеет высоту около 4800 м и сформировался на склонах более древнего вулкана Камень; возраст Ключевского вулкана около 7 тыс. лет (Мелекесцев и др., 1992). Начиная с первых описаний Ключевского вулкана XVIII в. и до 1932 г. в его эруптивной деятельности отмечались только извержения из вершинного кратера. Они имели эксплозивный, реже эксплозивно-эффузивный характер, поэтому объем пирокластического материала в постройке вулкана существенно превышает объем лавовых потоков. В 1932 г. произошло резкое изменение режима вулканической деятельности: на фоне продолжающейся активности центрального кратера на склонах вулкана начались побочные извержения, в среднем 1 раз в 4 года (Федотов и др., 1987). С 1932 г. по настоящее время произошло 16 крупных побочных извержений с образованием протяженных, от сотен метров до 7 - 8 км, лавовых потоков. Кроме того, на склонах Ключевского вулкана сохранилось более 100 шлаковых паразитических конусов.

Вулканическая постройка на 90% сложена глиноземистыми базальтами; остальные вулканиды относятся к магнезиальным и промежуточным разностям (Хренов и др., 1989). Наряду с лавами вершинных извержений, вещество побочных прорывов представляет собой один из главных источников петрологической информации. По данным тефрохронологических исследований, побочные извержения подразделяются на 6 возрастных групп (Богоявленская, 1985): I. 1932 - 1991 гг., II. 150 - 1000 лет назад, III. 1500 - 2000 лет назад, IV. 2000 - 2500 лет назад, V. 2500 - 4000 лет назад, VI. более 4000 лет назад. Прорывы приурочены, главным образом, к северо-восточному, восточному и юго-восточному секторам вулкана (рис. 1), при этом изливания магмы чаще происходили по радиальным трещинам; реже наблюдались одиночные эруптивные центры и лишь дважды зафиксированы многовыходные боковые прорывы. Гипсометрические отметки выхода магмы на поверхность варьируют в интервале высот 450 - 4000 м. Начиная с 1984 г. в кратере вулкана отмечается высокое стояние магмы при одновременном возрастании высоты

побочных прорывов: в 1987 - 1989 гг. извержения происходили на отметках не ниже 2800 м.

По оценкам Г.С. Горшкова (1956) магматический очаг Ключевского вулкана расположен на глубинах 50 - 60 км и имеет форму плоской линзы диаметром около 30 км и мощностью не менее 10 - 12 км. Эти представления получили развитие в последующих работах, где наличие под Ключевским вулканом сейсмических "теней" интерпретировалось как сочетание мантийного диапира и вертикального магматического канала, поднимающегося от верхней границы диапира с глубин 60 - 70 км (Ермаков и др., 1971). Однако наиболее надежные сейсмические данные в настоящее время имеются лишь для верхней 25-километровой части питающей магматической системы Ключевского вулкана (Федотов и др., 1988). Согласно этим данным, наиболее сейсмоактивная часть этой зоны имеет диаметр около 5 км, причем на глубинах от 5 до 20 км отмечается наличие асейсмичной области с поперечным размером около 3 км (предположительно зона пластичных пород, окружающих основной питающий канал). Важный вывод этих работ состоит в том, что в пределах сейсмоактивных зоны не установлены асейсмичные области размером более 5 км, которые можно было бы аппроксимировать крупными промежуточными магматическими очагами. Об этом свидетельствует и примерно одинаковая интенсивность землетрясений в интервале 0 - 25 км, что также интерпретируется как отсутствие крупных неоднородностей (магматических очагов) в питающей системе вулкана на этих глубинах (Федотов и др., 1988). Таким образом, геофизические данные по Ключевскому вулкану указывают, что эта магматическая система имеет мантийное питание при отсутствии в магмоводе крупных коровых или периферийных очагов. Данный вывод, как будет показано ниже, находит подтверждение в результатах ЭВМ-моделирования фазовых равновесий и полибарического фракционирования исходного для серии лав Ключевского вулкана магматического расплава.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основе исследования лежит коллекция из 45 образцов, отобранных А. Арискиным и Г. Барминой в 1987 г. на шлаковых конусах и побочных прорывах нижней части Ключевского вулкана, в интервале высот 500 - 2000 м. В этой коллекции представлены главным образом древние конуса возрастом около 2000 лет - всего 24, а также некоторые исторические извержения: Туйла (1932 г.), Билокай (1938 г.), Былинкиной (1951 г.), Белянкина (1953 г.) и Пийпа (1966 г.) - 17 образцов.

Аналитические исследования образцов были проведены в ЦАЛ ГЕОХИ РАН: методом рентгенофлуоресцентного анализа определены содержания главных элементов; 15 представителей образцов анализировались на РЗЭ и другие микроэлементы. Содержания Ni, Co, Sr, Ba и Li определялись методом ICP, Cr и Cu-методом атомной абсорбции, Rb - методом пламенной фотометрии, для РЗЭ и Sc применялся нейтронно-активационный анализ.

Ниже будет показано, что данная серия образцов охватывает по составу практически полный спектр составов базальтов и может являться основой для построения и тестирования ЭВМ-моде-

лей дифференциации магм Ключевского вулкана. Следует отметить, что до недавнего времени геохимические данные по базальтам Ключевского вулкана носили весьма отрывочный характер (Леонова, Кирсанов, 1974; Хренов и др., 1989), поэтому полученная информация (наряду с данными (Kersting, Arculus, 1994)) представляет одну из первых попыток систематизации этого материала. При петрохимической типизации в работе была также использована наиболее полная сводка составов по базальтам шлаковых конусов и побочных прорывов, любезно предоставленная А.П. Хреновым, а также отдельные анализы лав вершинных извержений из коллекции В.Н. Андреева (Институт вулканологии ДВО РАН).

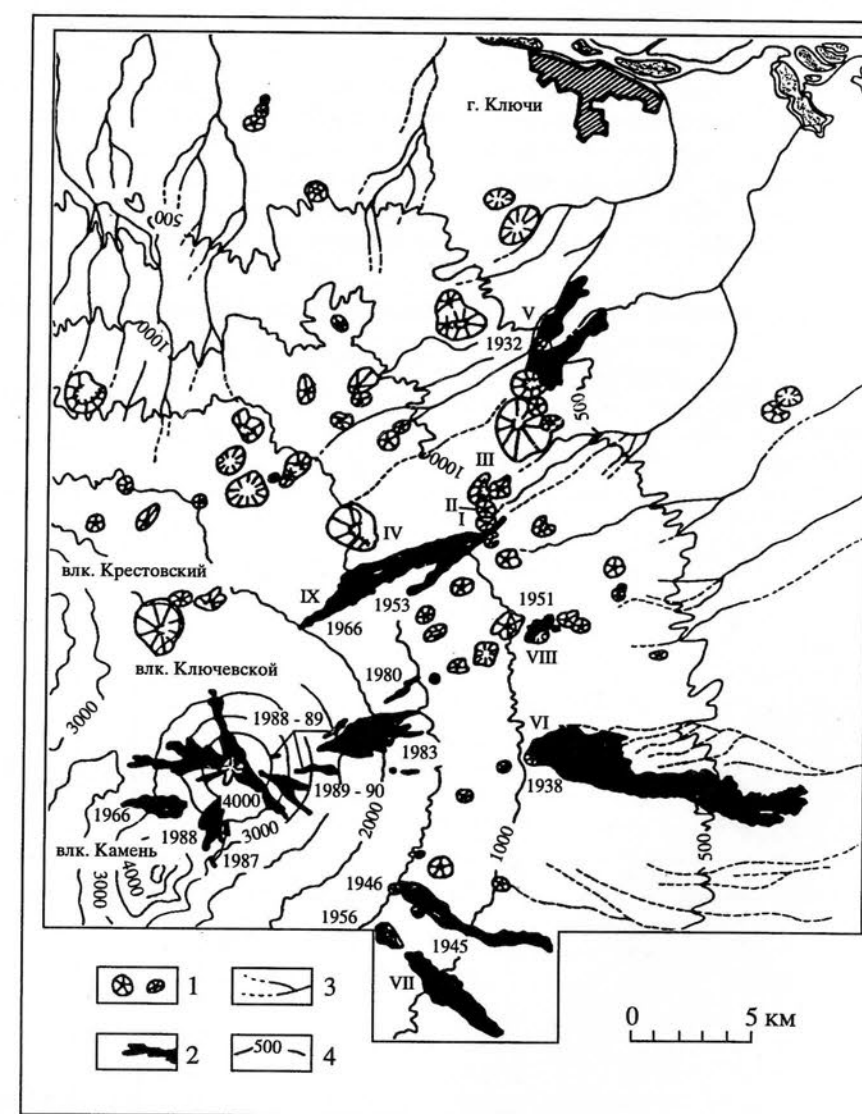


Рис. 1. Схема расположения побочных прорывов Ключевского вулкана по В.Н. Двигало (Институт вулканологии ДВО РАН) с добавлениями авторов.

1 - шлаковые конуса (I - Булочка, II - Новограбленова, III - Лучицкого, IV - Слюнина); 2 - лавовые потоки 1932 - 1990 гг. с указанием года извержения (V - Туйла, VI - Билокай, VII - Заварицкого, VIII - Былинкиной, IX - Пийпа); 3 - русла сухих рек; 4 - горизонтали.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВ

Серия лав Ключевского вулкана варьирует по составу от высокомагнезиальных (~12 мас. % MgO, 13.5 мас. % Al_2O_3) до высокоглиноземистых (4 - 5 мас. % MgO, 18 - 19 мас. % Al_2O_3) базальтов, образуя на вариационных диаграммах практически непрерывные тренды для главных и примесных элементов (Хренов и др., 1989; Kersting, Arculus, 1994). Разрывы в составах на этих трендах для главных компонентов не превышают 0.3 - 0.5 мас. % (рис. 2), тем не менее в литературе по Ключевскому вулкану традиционно используется двучленное деление этой серии на магнезиальные и глиноземистые базальты. Под промежуточными разностями обычно подразумеваются породы, содержащие около 7% MgO и 16 - 17% Al_2O_3 (Хренов и др., 1989). Для магнезиальных базальтов IV возрастной группы отмечаются небольшие, порядка 0.2 мас. %, но систематические отличия в содержании K_2O от лав исторических извержений I - II групп, однако, учитывая однородность изотопных составов по Sr, Nd и Pb (Kersting, Arculus, 1994a, b), очевидно, нет оснований

предполагать различные источники для базальтов разного возраста.

Двучленное деление базальтов Ключевского вулкана основано на использовании одной вариационной диаграммы MgO- Al_2O_3 (рис. 2) и вносит определенные трудности при сопоставлении с данными по другим островодужным вулканическим центрам (Crawford et al., 1987; Plank, Langmuir, 1988). Во избежание последующей терминологической путаницы, мы провели более систематический анализ информации о базальтах Ключевского вулкана, используя методику иерархической петрохимической типизации магматических пород, разработанную на кафедре геохимии МГУ А.А. Ярошевским с сотрудниками (пример применения см. (Бармина и др., 1989)). Эта методика была реализована в виде компьютерной программы ПЕТРОТИП, позволяющей идентифицировать области сгущения составов в пространстве размерности, отвечающей числу заданных для классификации петрогенных оксидов.

Петрохимическая типизация была проведена для выборки из 242 составов базальтов Ключевского вулкана с использованием содержаний 10 петрогенных оксидов в качестве базовых

Таблица 1. Химический и нормативный составы петрохимических типов базальтов Ключевского вулкана

Компоненты	Петрохимический тип			
	I, высокомагнезиальный базальт	II, магнезиальный базальт	III, глиноземистый базальт	IV, высокоглиноземистый базальт
	15*	46	50	131
SiO ₂	51.76 (0.34)	53.39 (0.55)	53.22 (0.78)	53.50 (0.48)
TiO ₂	0.86 (0.07)	0.84 (0.11)	0.95 (0.13)	1.09 (0.07)
Al ₂ O ₃	13.86 (0.33)	15.29 (0.55)	16.79 (0.66)	18.26 (0.50)
FeO*	8.83 (0.18)	8.52 (0.24)	8.83 (0.47)	8.67 (0.33)
MnO	0.17 (0.01)	0.17 (0.02)	0.17 (0.04)	0.16 (0.02)
MgO	11.55 (0.43)	8.58 (0.65)	6.89 (1.00)	5.24 (0.34)
CaO	9.73 (0.20)	9.41 (0.30)	8.91 (0.46)	8.22 (0.38)
Na ₂ O	2.47 (0.18)	2.72 (0.24)	3.11 (0.32)	3.45 (0.20)
K ₂ O	0.63 (0.09)	0.90 (0.15)	0.96 (0.19)	1.20 (0.10)
P ₂ O ₅	0.15 (0.02)	0.18 (0.03)	0.18 (0.04)	0.20 (0.04)
Mg/(Mg + Fe)	0.699	0.641	0.580	0.517
Ca/(Ca + Al)	0.561	0.528	0.491	0.450
CIPW, мас. %				
Or	3.72	5.32	5.67	7.09
Ab	20.90	23.01	26.31	29.19
An	24.88	26.86	29.02	30.80
Di	18.18	15.24	11.54	7.20
Hu	17.93	25.04	21.96	21.15
Ol	12.42	2.52	3.28	2.02
Ilm	1.63	1.60	1.80	2.07
Ap	0.36	0.43	0.43	0.47

Примечание. Составы типов пересчитаны на безводную основу. При расчетах нормативного минерального состава разделение на FeO и Fe₂O₃ не проводилось. FeO* - все железо в виде FeO. В скобках приведены стандартные отклонения (1σ).

* Число составов.

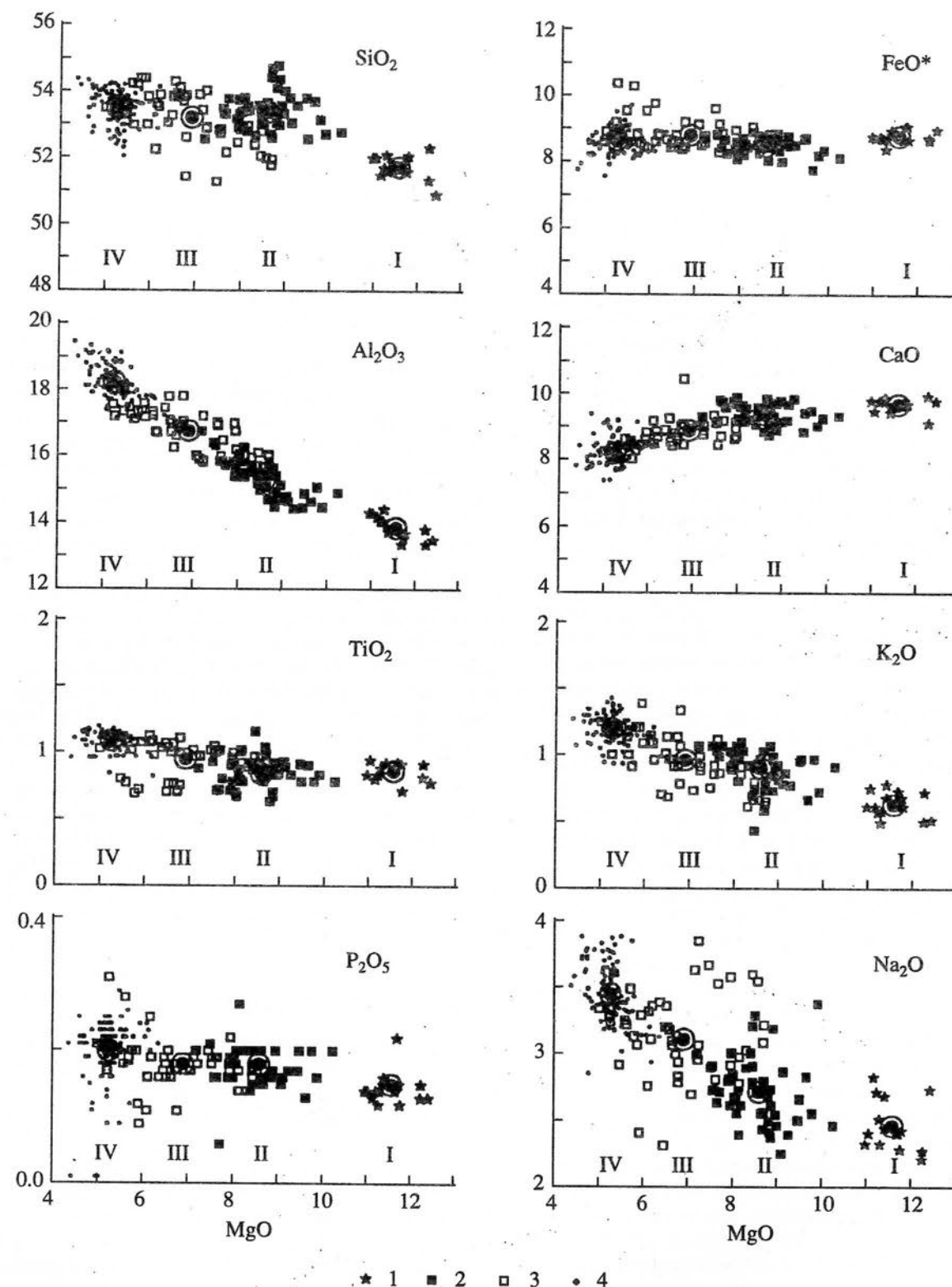


Рис. 2. Вариационные диаграммы базальтов Ключевского вулкана (оксиды в мас. %).

Выборка составов включает 242 анализа, представляющих данные авторов, А.П. Хренова и В.Н. Андреева (Институт вулканологии ДВО РАН). Разделение на группы проведено при помощи программы иерархической типизации ПЕТРОТИП.

1 - высокомагнезиальные, 2 - магнезиальные, 3 - глиноземистые, 4 - высокоглиноземистые базальты. Большие обведенные кружки отвечают средним составам петрохимических типов и маркированы римскими цифрами в соответствии с табл. 1.

параметров. Из табл. 1 видно, что составы этих вулканитов группировались в 4 типа, равномерно распределенных в пространстве составов, которые определены как высокомагнезиальные (15 образцов), магнезиальные (46), глиноземистые (50) и высокоглиноземистые (131) базальты. Средние составы этих типов показаны также на рис. 2. В соответствии с этой классификацией к высокомагнезиальным относятся лавы древних конусов Булочка, Малыш, Лучицкого, Незаметный, Новограбленова. Типичные магнезиальные базальты представлены системой прорывов 1932 г. – Туйла, Киргурич, Биокось, а также лавами конуса Слюнина и некоторых других. Глиноземистые и высокоглиноземистые базальты широко распространены среди древних и современных прорывов, причем наиболее высокоглиноземистые составы отмечены для привершинных прорывов и вершинных излияний последнего десятилетия. В случае прорыва Билукай (1938 г.) примерно 2/3 образцов представляют глиноземистые, остальные – магнезиальные базальты.

В целом переход от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам характеризуется закономерным увеличением содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 при монотонном понижении концентраций MgO и CaO . Содержание FeO остается примерно постоянным, поэтому магнезиальность пород $MGN = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ монотонно падает примерно от 0.7 до 0.5 в наиболее глиноземистых составах. Эти признаки указывают на то, что ведущим процессом, контролирующим формирование серии лав Ключевского вулкана, могло являться фракционирование исходной высокомагнезиальной магмы за счет кристаллизации феррических фаз при отсутствии или весьма незначительной кристаллизации плагиоклаза. В этой связи весьма информативно сопоставление приведенных в табл. 1 нормативных минеральных составов для выделенных петрохимических типов. Наиболее характерная особенность в изменении нормативных параметров от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам – систематическое накопление плагиоклазовых компонентов при понижении содержания оливина и диопсидовой составляющей. Если принять, что петрохимические типы представляют эволюцию расплава при кристаллизационном фракционировании исходной высокомагнезиальной магмы, можно сделать вывод, что основными кристаллизующимися фазами в этом процессе являлись Ol и Crx . При этом на ранних стадиях фракционирования в кристаллизующемся материале преобладал оливин, тогда как при переходе к более глиноземистым составам вероятно увеличение пропорции кристаллизующегося авгита и выделение небольших количеств Orx . Эти выводы находят подтверждение в эволюции

составов фенокристаллов и минеральных включений.

Определенный интерес представляет сравнение в табл. 1 стандартных отклонений (1σ) от средних содержаний для выделенных петрохимических типов. Как видно из этих данных, при переходе от высокомагнезиальных к глиноземистым разностям отмечается систематическое увеличение 1σ – отклонений для всех 10 петрогенных компонентов; высокоглиноземистые базальты по сравнению с глиноземистыми базальтами образуют гораздо более компактную группу (рис. 2). Это предполагает, что на фоне общего фракционирования в эволюции составов магм Ключевского вулкана принимали участие некоторые процессы, вносящие дополнительную дисперсию в составы вулканитов, например, аккумуляция кристаллов и/или смешение продуктов фракционной кристаллизации. Значение процессов аккумуляции в магмах Ключевского вулкана на стадии формирования генеральных петрохимических трендов в целом представляется незначительным в силу существующих геофизических данных о строении питающей его магматической системы (Федотов и др., 1988), а также отчетливого, “не размазанного” характера этих трендов (рис. 2). Минералогические признаки смешения как фактора, дополнительного фракционирования, будут рассмотрены ниже. Здесь можно отметить, что менее компактный характер группы глиноземистых базальтов относительно более эволюционированных высокоглиноземистых базальтов (табл. 1) позволяет рассматривать последние как один из важных краевых компонентов, участвующих в процессах перемешивания магм на протяжении длительной истории развития данного вулканического центра.

ЭВОЛЮЦИЯ СОДЕРЖАНИЙ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В таблице 2 приведены содержания главных и примесных элементов в 15 образцах, представляющих главные петрохимические типы базальтов Ключевского вулкана (КЛ-3, 5, 9, 12 – I тип; КЛ-28, 45 – II; КЛ-19, 15, 40, 34, 35, 6 – III; КЛ-18, 1, 31 – IV). Как и в случае главных компонентов, эти данные показывают, что для элементов-примесей характерны закономерные (хотя и с большими вариациями) изменения концентраций при переходе от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам. Они выражаются в монотонном понижении содержаний Ni , Co , Cr и Sc (т.е. компонентов, предпочтительно распределяющихся в оливин и пироксены) при одновременном накоплении некогерентных элементов – Ba , Rb , Li и легких лантаноидов. Симптоматично поведение Sr : этот элемент также накапливается в высокоглиноземистых базальтах, но в

меньшей степени, чем типичные некогерентные элементы. Еще меньшее обогащение демонстрируют тяжелые лантаноиды – Lu и Yb (табл. 2). Наблюдаемое распределение микроэлементов вполне отвечает гипотезе фракционирования, которое, судя по степени накопления K , P , Li и La , составляло ~50% от массы исходной магмы. Эволюция содержаний Sc , Sr и тяжелых лантаноидов в этом процессе контролировалась, очевидно, кристаллизацией пироксенов.

В то же время приведенные геохимические данные не согласуются с предложенной ранее гипотезой образования магнезиальных базальтов из глиноземистой магмы (Леонова, Кирсанов, 1974; Хренов и др., 1989). Например, пятикратное увеличение содержаний Ni и десятикратное обогащение хромом от высокоглиноземистых к

высокомагнезиальным составам (табл. 2, рис. 3) потребовало бы кристаллизации исходного расплава примерно на 80 – 90% с плагиоклазом в качестве единственной ликвидусной фазы. Это запрещено экспериментальными данными по фазовым соотношениям высокоглиноземистых базальтов (Бабанский и др., 1983; Baker, Eggler, 1983; Johnston, 1986). Кроме того, в результате столь продолжительной кристаллизации плагиоклаза в конечных дифференциатах наблюдались бы аномально высокие содержания Sc и некогерентных элементов, без существенных изменений магнезиальности системы (MGN). Данные по эволюции составов фенокристаллов также не позволяют рассматривать глиноземистые базальты в качестве исходной магмы Ключевского вулкана (см. ниже).

Таблица 2. Содержания главных и примесных элементов в базальтах Ключевского вулкана

Компоненты	КЛ-3	КЛ-5	КЛ-9	КЛ-12	КЛ-28	КЛ-45	КЛ-19	КЛ-15	КЛ-40	КЛ-34	КЛ-35	КЛ-6	КЛ-18	КЛ-1	КЛ-31
SiO_2	50.90	51.40	50.84	50.90	52.65	52.24	51.73	51.80	52.42	53.46	53.83	53.55	53.07	53.10	53.23
TiO_2	0.80	0.70	0.83	0.79	0.83	0.88	0.96	0.88	0.95	1.01	1.04	1.01	1.10	1.12	1.13
Al_2O_3	13.70	13.50	14.19	14.00	14.44	14.41	15.63	15.80	15.22	15.90	16.76	16.93	17.92	17.70	17.96
FeO^*	8.70	8.60	8.61	8.70	8.37	8.38	8.75	9.00	8.54	9.08	8.66	8.76	8.38	8.70	8.38
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15
MgO	12.10	11.60	11.11	11.00	9.87	8.98	8.37	8.20	7.83	7.01	6.50	5.62	5.21	5.10	4.81
CaO	9.90	9.60	9.74	9.70	9.29	9.57	9.33	9.30	9.08	8.98	8.84	8.17	7.91	7.80	7.77
Na_2O	2.20	2.40	2.29	2.80	3.37	2.83	3.58	3.00	3.54	2.68	3.36	3.45	3.82	3.60	3.72
K_2O	0.50	0.60	0.57	0.60	0.72	0.85	0.66	0.60	0.88	0.72	0.68	0.90	0.92	1.20	1.15
P_2O_5	0.13	0.12	0.14	0.13	0.16	0.16	0.17	0.14	0.18	0.17	0.18	0.19	0.20	0.23	0.23
П. п. п.	0.91	1.24	1.06	1.11	0.72	1.06	0.85	0.99	1.26	0.95	0.82	1.36	1.24	1.11	0.65
Сумма	100.02	99.93	99.54	99.94	100.55	99.55	100.17	99.87	100.07	100.08	100.78	100.08	99.89	99.80	99.19
Ni	210	210	170	190	160	110	96	96	82	46	52	44	32	28	40
Co	52	51	49	44	42	39	43	37	40	37	38	44	36	34	34
Cr	580	570	470	520	370	320	310	270	350	170	165	110	42	54	58
Sc	40	41	41	41	37	39	36	38	38	39	32	31	30	30	27
Cu	70	72	71	78	69	87	91	63	74	40	78	60	68	87	102
Sr	260	260	260	260	320	320	300	320	350	330	325	340	370	380	400
Ba	220	230	230	230	280	310	240	240	330	300	235	390	380	450	420
Rb	10	10	10	9	13	17	9	18	18	12	12	15	17	16	17
Li	6.8	6.3	7.2	7.6	11.0	9.4	8.0	7.0	10.0	8.7	8.3	12.0	11.0	14.0	12.0
La	4.4	4.7	5.0	4.8	6.7	6.2	5.3	5.5	6.7	6.8	6.4	7.7	7.2	9.0	9.8
Ce	9.8	11.3	10.1	10.4	14.0	13.3	10.9	11.6	15.0	14.5	14.8	16.4	15.5	17.9	18.7
Nd	6.8	7.7	6.8	7.1	8.7	8.6	7.7	7.8	8.7	9.3	8.6	9.8	9.4	11.8	10.8
Sm	2.1	2.2	2.2	2.2	2.1	2.4	2.3	2.5	2.7	2.6	2.5	2.7	3.0	3.8	3.0
Eu	0.96	0.92	1.05	0.87	0.93	–	0.96	1.01	–	1.04	1.01	1.36	1.20	1.27	1.17
Gd	3.1	3.2	3.2	3.0	3.0	3.6	3.3	3.3	3.6	3.6	3.6	4.2	3.9	5.4	3.9
Yb	1.6	1.9	1.6	1.9	1.6	1.9	1.9	1.8	2.0	2.2	1.8	2.5	2.0	2.6	1.9
Lu	0.31	0.32	0.26	0.32	0.25	0.31	0.31	0.29	0.34	0.37	0.29	0.42	0.33	0.45	0.32

Примечание. Аналитические исследования проведены в ЦАЛ ГЕОХИ РАН: содержания главных элементов определены методом рентгенофлуоресцентного анализа; Ni , Co , Sr , Ba , и Li – методом ICP, Cr и Cu – методом атомной абсорбции, Rb – методом пламенной фотометрии, для P_2O_5 и Sc применялся нейтронно-активационный анализ. Содержания главных элементов даны в мас. %, микроэлементов – г/т. Образцы серии КЛ, прорывы: 3 и 5 – Булочка, 9 и 12 – Новограбленова, 28 – Малеева, 45 – Туйла, 19 – Меньялова, 15 – Цирк, 40 – Билукай, 34 и 35 – Лепешка, 6 – Белянкина, 18 – Кулакова, 1 – Пийпа, 31 – Былинкиной.

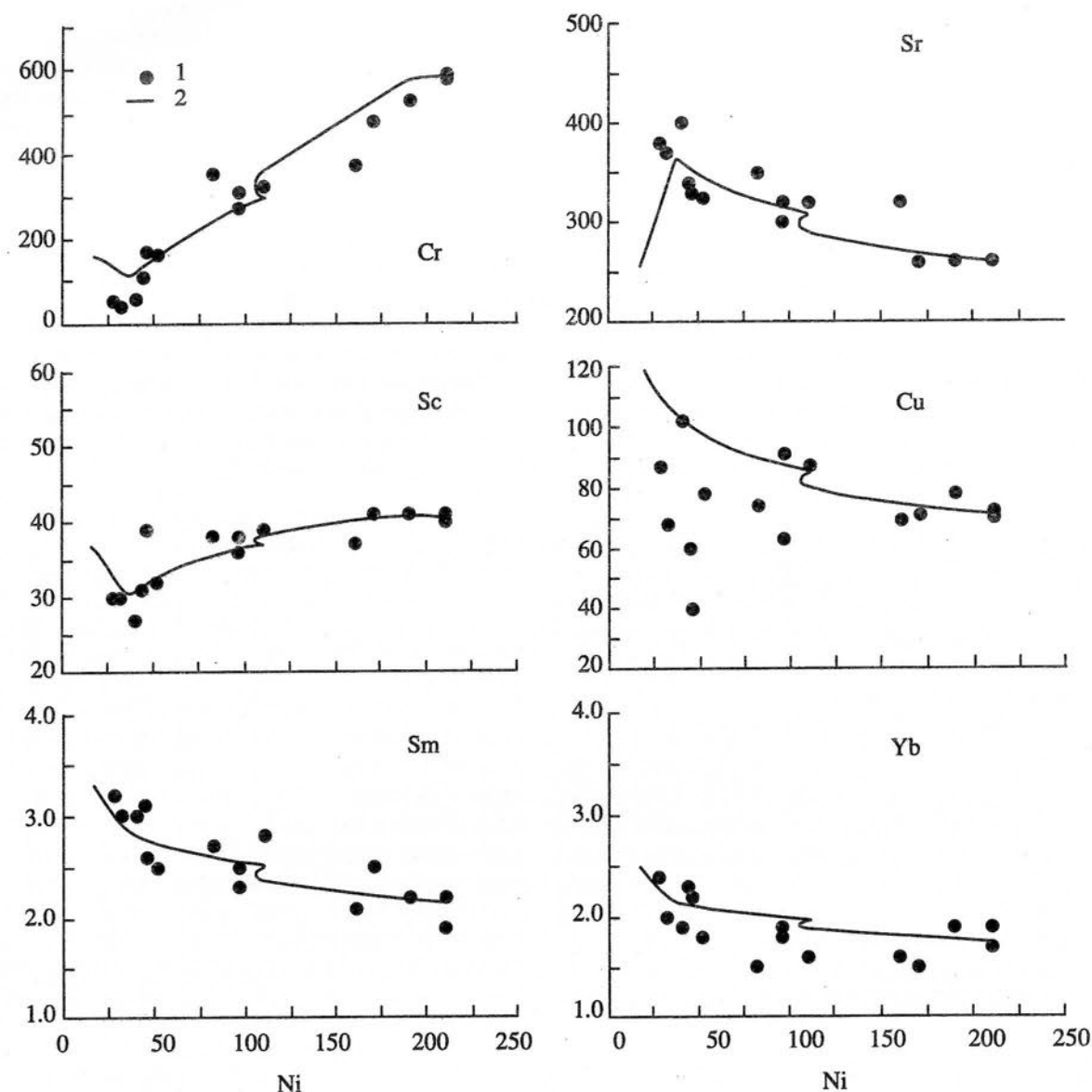


Рис. 3. Наблюдаемые и расчетные вариации содержаний примесных элементов в базальтах Ключевского вулкана (содержание микроэлементов – г/т).

1 – природные образцы (по данным табл. 2), 2 – эволюция состава расплава при декомпрессионном фракционировании исходной высокомагнезиальной магмы в водосодержащих условиях (расчеты выполнены по программе КОМАГ-МАТ, параметры оптимальной модели см. в пояснениях к рис. 8д, 8е и 9).

На рисунке 3 показаны вариации содержаний некоторых микроэлементов в зависимости от концентрации Ni (как параметра фракционирования). За исключением Cu для этих элементов можно отметить устойчивость содержаний при близких значениях содержаний Ni, что указывает на относительно узкий диапазон составов магм, не зависящий от времени образования соответствующих базальтовых прорывов. Эти графики еще раз подтверждают генетическое родство серии лав Ключевского вулкана как в отношении

состава исходной магмы, так и механизма ее дифференциации. Представляется принципиально важным, что для некоторых элементов (например, Sc и Yb) наблюдается отсутствие линейной корреляции с содержанием Ni, скорее плавные изгибы геохимических трендов. Эта особенность была впервые отмечена для базальтов Ключевского вулкана на диаграммах содержаний микроэлементов в зависимости от содержаний TiO_2 (Kersting, Arculus, 1994) и свидетельствует о невозможности формирования всех промежуточных

разновидностей базальтов за счет простого смешения крайних компонентов, отвечающих высокомагнезиальным и высокоглиноземистым магмам.

Медь является элементом, для которого не наблюдается явной зависимости от содержаний MgO, Ni или других параметров фракционирования. Содержания Cu в высокомагнезиальных базальтах варьируют незначительно, однако при переходе к менее магнезиальным и более глиноземистым разновидностям наблюдается расходящийся «веер» концентраций меди, охватывающий область обогащения и обеднения дифференциатов этим элементом (рис. 3). Подобное распределение в базальтах Ключевского вулкана отмечалось также и для V (Kersting, Arculus, 1994). С позиций фракционирования это означает, что в процессе кристаллизации исходных и производных магм Ключевского вулкана валовые коэффициенты распределения Cu и V между твердой фазой и расплавом ($D_{Cu, V}^{S/L}$) варьировали около единицы: при превышении 1 происходило обеднение расплава этими элементами, в случае $D_{Cu, V}^{S/L} < 1$ – накопление в продуктах дифференциации. Это предположение согласуется с известными свойствами Cu и V, существующих в магматических системах в виде разновалентных форм – Cu^+/Cu^{2+} и $V^{3+}/V^{4+}/V^{5+}$, соотношения между которыми в жидкой фазе (а следовательно, и валовые коэффициенты распределения кристалл–расплав) сильно зависят от летучести кислорода (Борисов, 1986). Таким образом, распределения Cu и V в породах позволяют предполагать отсутствие стабильных окислительно-восстановительных условий на протяжении истории развития (фракционирования) данной магмогенерирующей системы. Этот вывод также находит косвенное подтверждение в широком диапазоне составов шпинелидов, кристаллизовавшихся в базальтах Ключевского вулкана.

ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СРОСТКАХ И ТВЕРДОФАЗНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Петрография. Лавы Ключевского вулкана представляют везикулярные или массивные базальты порфировой структуры, где в качестве минералов-вкрапленников присутствуют оливин, клинопироксен, плагиоклаз и ортопироксен. Размеры фенокристаллов варьируют в диапазоне 0.1–1 мм, иногда наблюдаются изометричные зерна оливина и пироксена до 5–7 мм диаметром. Во всех типах пород распространены гломеропорфировые сростки кристаллов, размер которых может достигать 10 мм. Парагенезис вкрапленников и сростков имеет тенденцию к из-

менению от оливин-клинопироксенового (с преобладанием Ol – высокомагнезиальные базальты; с преобладанием Crx – магнезиальные и глиноземистые базальты) к обогащенным плагиоклазом высокоглиноземистым базальтам. В отдельных случаях зерна Pl фиксируются в магнезиальных базальтах, однако систематическое присутствие этого минерала в виде фенокристаллов и в составе сростков отмечается в породах III и IV типов. Орх редок: случайные зерна, иногда в сростках с плагиоклазом и клинопироксеном, обнаружены только в глиноземистых и высокоглиноземистых базальтах; при детальном микроскопическом исследовании его присутствие устанавливается по составам твердофазных включений в Ol и Crx во всех типах пород (Озеров, 1993; Хубуная и др., 1993). Обогащенная хромом шпинель (пикотит) распространена в виде микровключений в оливинах, особенно из древних высокомагнезиальных базальтов прорывов Булочка, Новограбленова и магнезиальных базальтов Туйлы (табл. 2). Для высокоглиноземистых базальтов характерно наличие мелкой вкрапленности титаномagnetита, иногда в сростках с Ol и Crx; включения низкохромистого шпинелида весьма распространены и в плагиоклазе.

Суммарное количество вкрапленников (гломерокристаллов) в наиболее магнезиальных разновидностях колеблется в пределах 3–7 об. %, в высокоглиноземистых базальтах может достигать ~20%. Для последующего рассмотрения важно отметить, что среди высокоглиноземистых базальтов при общем преобладании типичных порфировых пород с размером кристаллов плагиоклаза 0.5–1 мм встречаются микропорфировые, вплоть до субафировых разновидностей, причем нередко в пределах одного и того же прорыва. Структура основной массы базальтов варьирует от витрофировой до интерсертальной. В ее составе преобладают тонкие лейсты плагиоклаза и мелкие сростки оливина, клинопироксена (авгит, пижонит) и титаномagnetита. Мезостазис представлен слабоизмененным или девитрифицированным стеклом, которое в глиноземистых базальтах имеет андезит-дацитовый состав (Озеров, 1993).

Предшествующие микроскопические исследования. Подробная информация о химическом составе породобразующих минералов из лав Ключевского вулкана приведена в ряде работ (Озеров, Хубуная, 1992; Озеров, 1993; Хубуная и др., 1993; Kersting, Arculus, 1994). Эти данные указывают на несколько основных особенностей. Во-первых, среди минералов-вкрапленников и их сростков присутствует весьма магнезиальная ассоциация кристаллов клинопироксена ($MGN = 87–90$) и оливина ($MGN = 88–92$), содержащих многочисленные включения обогащенной Cr, Al и Mg шпинели и, реже, включения Орх (максимальные значения MGN ортопироксена около 89 установлены

среди включений в оливинах из базальтов прорыва Заварицкого (Озеров, 1993)). Зерна высокомагнезиальных минералов преобладают среди высокомагнезиальных и магнезиальных базальтов, но распространены также и в других породах, включая обогащенные глиноземом разновидности.

Во-вторых, по составам центральных зон фенокристаллов и минеральных включений для всех типов пород устанавливается широкий спектр составов *Ol*, *Spx* и *Orx*, от магнезиальности *MGN* ~ 90 до значений *MGN* = 65 - 70 с параллельным изменением химического состава сосуществующей шпинели в сторону обеднения хромом и обогащения титаномагнетитом (например, Озеров, 1993). Характерно, что наиболее магнезиальные клинопироксены с *MGN* около 90 установлены по составам включений в наиболее магнезиальных оливинах; среди вкрапленников и в сростках подобные составы *Spx* практически отсутствуют (Хубуная и др., 1993).

В-третьих, для многих фенокристаллов оливина и пироксена характерна нормальная зональность, проявляющаяся в более железистом составе внешних зон, однако эти различия обычно не превышают первых мол. %. В некоторых случаях, например для прорыва Билукай, устанавливается сложная картина зональности, от нормальной к обратной и наоборот, которая наиболее четко проявлена в зернах клинопироксена (Kersting, Arculus, 1994). Это рассматривается как свидетельство неоднородности состава магмы вследствие смешения жидких продуктов фракционирования до стадии извержения (Sakuyama, 1981). В пользу смешения свидетельствует и резко выраженная бимодальность распределения составов *Spx* в лавах прорыва Билукай (Хубуная и др., 1993). Можно заметить, что широкий спектр составов фенокристаллов лав Ключевского вулкана в отдельных образцах сам по себе указывает на неоднородность (неравномерность) сосуществующих минералов и расплава, что может свидетельствовать не только о смешении магм, но также о возможности продолжительной циркуляции более ранних и тугоплавких кристаллов в низкотемпературных дериватах исходной магмы.

Составы фенокристаллов плагиоклаза варьируют от Al_{84-85} до Al_{60} . Вкрапленники такого состава распространены в глиноземистых и высокоглиноземистых базальтах, часто в сростках с фемическими минералами. При этом важно, что магнезиальность оливинов и пироксенов из включений в *Pl* не превышает 72 - 76 (Озеров, 1993). Это позволяет рассматривать плагиоклаз в качестве фазы, кристаллизовавшейся из поздних продуктов фракционирования исходного высокомагнезиального расплава, возможно в процессе или непосредственно перед извержением магмы.

В поддержку этой гипотезы мы приводим новые данные по эволюции составов сосуществующих минералов, представленных в сростках и твердофазных включениях.

Анализ сосуществующих минеральных фаз. Для изучения составов минералов были выбраны образцы из 10 базальтовых потоков, представляющие высокомагнезиальные (КЛ-3, 12), глиноземистые (КЛ-35, 40) и высокоглиноземистые (КЛ-2, 8, 25, 27, 30, 31, 33) базальты. Аналитические определения проводились в микрозондовой лаборатории университета штата Орегон на тонких шлифах, предварительно сканированных экспресс-анализатором с целью идентификации полиминеральных сростков. Эта процедура отличается проведенное исследование от других работ, главным содержанием которых являлось определение общего диапазона составов фенокристаллов (Kersting, Arculus, 1994) или акцент на изучение минеральных включений (Озеров, 1993; Хубуная и др., 1993). При этом подразумевается, что составляющие гломеропорфировые сростки кристаллы представляют котектические ассоциации сосуществующих фаз, одновременно кристаллизовавшихся из родоначальных и производных магматических расплавов. При наличии силикатных и железорудных твердофазных включений их составы также рассматривались как котектические. В общей сложности получено около 700 анализов, в том числе для оливина - 266, авгита - 187, плагиоклаза - 104, шпинели - 107 и ортопироксена - 33.

Следует отметить, что решение поставленной таким образом задачи осложнено проявлениями зональности кристаллов, размах которых в фемических минералах составляет обычно 2 - 3 мол. % (Озеров, 1993; Kersting, Arculus, 1994). Чтобы свести эту проблему к минимуму, мы анализировали главным образом зоны кристаллов вблизи границ минеральных зерен и включений, полагая, что эта процедура гарантирует определение наиболее равновесных составов. Как видно из нижеследующих графиков, предложенная методика позволяет идентифицировать достаточно четкие эволюционные тренды составов сосуществующих минералов.

Рисунок 4 характеризует наблюдаемый диапазон составов отдельных фенокристаллов, гломеропорфировых сростков и включений для пироксенов, оливина, шпинели и плагиоклаза. Высококальциевый клинопироксен представлен здесь авгитами с содержанием 37 - 45 мол. % *Wo* при вариациях *MGN* от 91 до 67. Субкальциевые разновидности и пизонит имеют повышенную железистость и относятся к краевым зонам кристаллов авгита, некоторые из этих разновидностей отмечены в виде микрофенокристаллов, однако детальных исследований основной массы нами не проводилось. Ортопироксен содержит 2 - 3 мол. % *Wo* и имеет

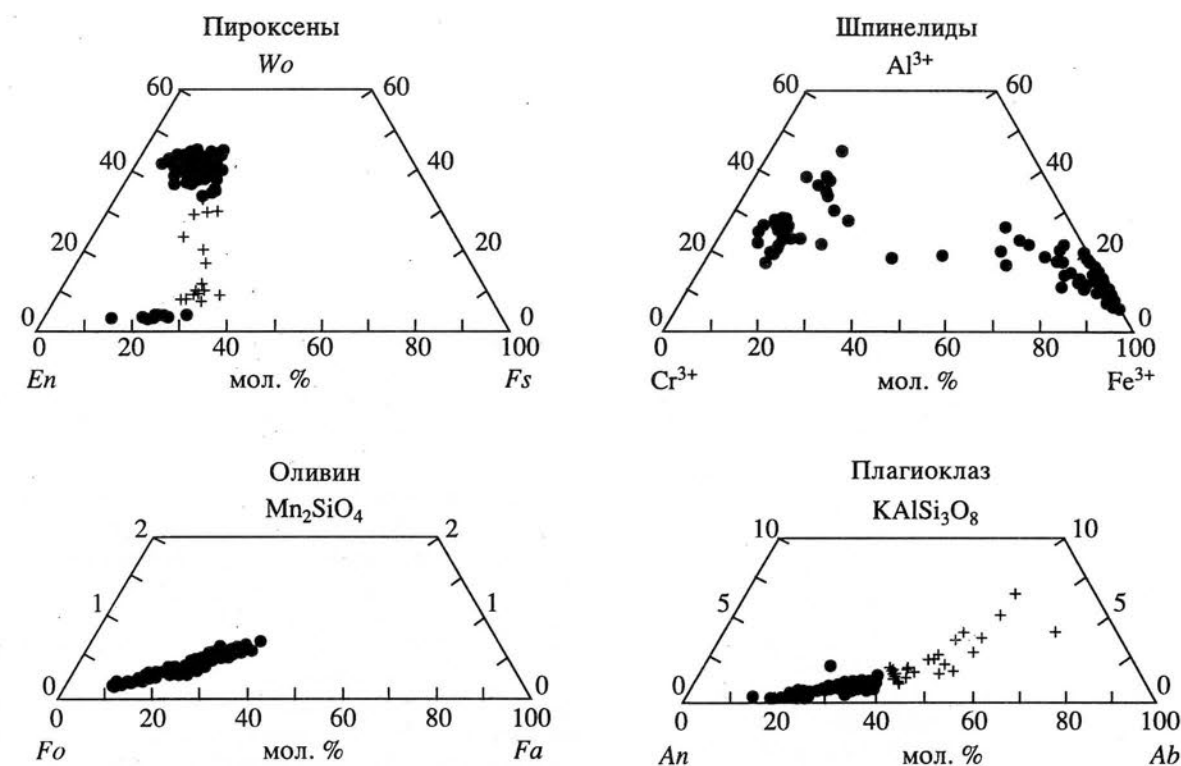


Рис. 4. Составы порообразующих минералов в базальтах Ключевского вулкана (по данным микрозондового анализа).

Кружки представляют отдельные фенокристаллы, сростки и минеральные включения; крестиками показаны составы пироксенов и плагиоклаза в краевых зонах кристаллов и мезостазисе.

MGN в диапазоне 85 - 68. Наиболее магнезиальный состав (*MGN* = 85) имеет единственное включение *Orx* в авгите, обнаруженное нами в высокомагнезиальном базальте КЛ-12; остальные составы ортопироксенов характеризуют III и IV типы базальтов Ключевского вулкана.

Составы шпинелидов изменяются в широких пределах: от обогащенных Mg и Al хромитов до обедненных этими элементами титаномагнетитов, сильно варьирующих по соотношениям магнетитового и ульвошпинелевого компонентов (отдельные включения титаномагнетитов содержат около 16 мас. % TiO_2). Распределение этих составов носит явный бимодальный характер, что позволяет предполагать в кристаллизационной истории быструю смену одного типа составов шпинели другим (Озеров, 1993). Наличие промежуточных разностей по соотношению Cr^{3+} и Fe^{3+} свидетельствует о том, что серия шпинелидов представляет единый ряд твердых растворов, а скачкообразное изменение их состава отражает достаточно резкое изменение (окислительно-восстановительных?) условий кристаллизации.

Составы оливинов и плагиоклазов образуют четкие тренды: содержание *Fo* в оливине варьирует от 90 до 60% при монотонном обогащении

Mn и накоплении CaO примерно от 0.12 до 0.25 мас. %; содержание *An* в крупных, хорошо оформленных кристаллах *Pl* колеблется в пределах 85 - 58% при одновременном накоплении калия. Краевые зоны кристаллов плагиоклаза обогащены альбитовой составляющей, а микрофенокристаллы имеют состав An_{20-40} .

Направленность показанных на рис. 4 композиционных трендов не противоречит гипотезе фракционной кристаллизации как главному механизму формирования наблюдаемого спектра составов. Однако приведенные для отдельных минералов, эти данные сами по себе не могут рассматриваться как свидетельство в пользу крупномасштабного фракционирования, отражая скорее общие, известные особенности эволюции минеральных составов при понижении температуры расплавных базальтовых систем. Из проведенного выше анализа петрохимических данных был сделан вывод, что серия базальтов Ключевского вулкана могла формироваться как результат одновременного фракционирования оливина и пироксенов. Поэтому более убедительным доказательством реалистичности этого процесса будет являться установление попарной (для всех фаз полиминеральной ассоциации) эволюции составов

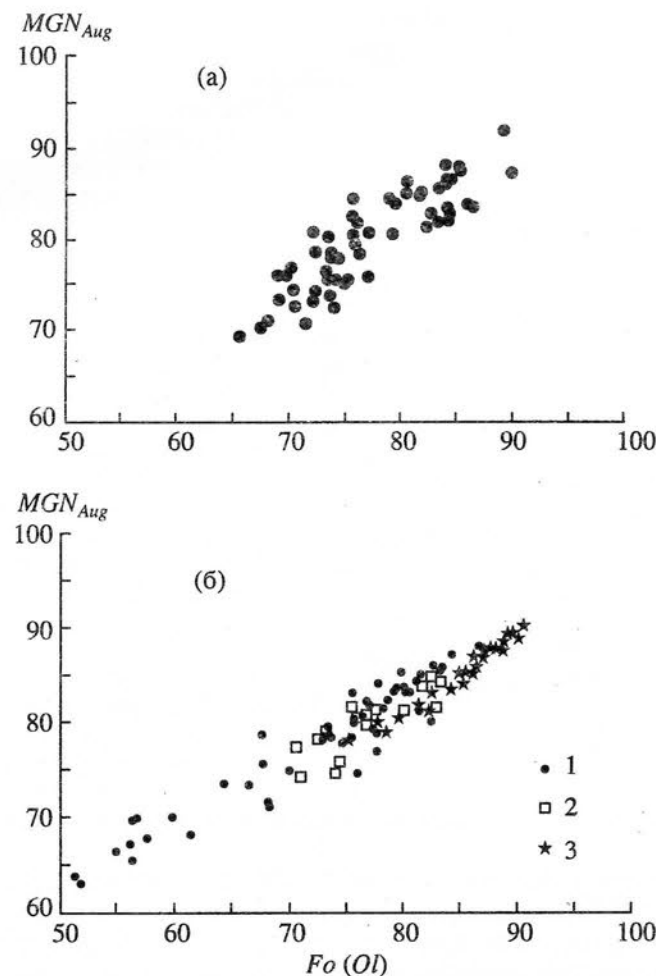


Рис. 5. Составы сосуществующих оливинов и авгитов, наблюдаемые в ключевских базальтах и полученные в экспериментальных условиях.

(а) – природные образцы (данные авторов); (б) – эксперименты при: 1 – атмосферном давлении, 2 – 2–9 кбар, 3 – 10–20 кбар.

Экспериментальные данные по составам сосуществующих *Ol* и *Aug* извлечены из базы данных ИНФОРЭКС (Ariskin et al., 1992), последняя версия которой содержит полную информацию по условиям проведения закалочных опытов и составам фаз, представленных в 120 экспериментальных исследованиях (статьи, книги, диссертации и неопубликованные данные). В представленную выборку вошли результаты 20 работ, включающие 55 низкобарных ($P = 1$ атм) и 44 высокобарных ($2 \leq P \leq 20$ кбар) опыта, проведенных в системах низкой и умеренной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 5$ мас. %). При использовании поисковой процедуры системы ИНФОРЭКС среди низкобарных опытов отбирались эксперименты продолжительностью не менее 48 ч, в случае более высокотемпературных и высокобарных экспериментов минимальная продолжительность опытов составляла 12 ч.

минералов и соответствие этих соотношений имеющимся экспериментальным данным по фазовым равновесиям. Многочисленные сростки оливина и высококальциевого пироксена представляют для этого идеальный петрологический материал.

На рисунке 5 проводится сопоставление магнетиальности сосуществующих оливинов и авгитов, наблюдаемых в базальтах Ключевского вулкана и полученных разными авторами в экспериментах по плавлению природных образцов (см. пояснения к рисунку). Оба графика показывают тренды, практически перекрывающиеся в диапазоне *MGN* 65–90, хотя в случае природных данных дисперсия магнетиальности авгитов при одних и тех же содержаниях *Fo* заметно выше. Последнее обстоятельство выглядит естественным, если учесть проблему зональности и более сложную историю остывания реальных лав по сравнению с продуктами экспериментальной закалки.

Принципиально важным, на наш взгляд, представляется распределение экспериментальных составов в зависимости от давления. Как видно из рис. 5б, большинство атмосферных экспериментов попадают в область наиболее железистых составов, отражая тот факт, что клинопироксен при низком давлении обычно является третьей кристаллизующейся фазой, появляющейся при температурах ниже 1180°C вслед за *Ol* и *Pl* (более магнетиальные авгиты образуются при проведении низкобарных экспериментов на образцах пироксенпорфировых базальтов, содержащих не менее 12 мас. % CaO и около 10 мас. % MgO). В интервале давлений 2–9 кбар составы клинопироксенов перекрывают диапазон значений *MGN* 74–85, причем авгиты, имеющие *MGN* более 80, синтезированы в ходе высокотемпературных ($T > 1200^\circ\text{C}$) опытов при давлении 8–9 кбар. Подавляющее большинство наиболее высокомагнетиальных *Cpx*, с *MGN* около 90, относятся исключительно к высокобарным экспериментам при $P = 10$ –20 кбар. Во всех случаях полученная экспериментально высокомагнетиальная ассоциация *Ol* и *Aug* равновесна с высокомагнетиальным базальтовым расплавом, содержащим более 10 мас. % MgO .

Таким образом, идентичность наблюдаемых и экспериментальных трендов эволюции составов оливинов и клинопироксенов может рассматриваться не только как аргумент в пользу фракционирования исходного высокомагнетиального расплава, но позволяет также дать предварительную оценку давления в процессе кристаллизации магм Ключевского вулкана. Судя по реальному диапазону составов сосуществующих *Ol* и *Aug*, процессы фракционной кристаллизации, вероятно, протекали в неизобарических условиях, при вариациях давления примерно от 20 до 2 кбар. Независимые подтверждения этих оценок будут даны при рассмотрении результатов ЭВМ-моделирования фазовых соотношений и фракционной кристаллизации высокомагнетиальной магмы. Рассмотрим теперь попарные эволюционные

тренды для остальных фаз данной котектической ассоциации.

Учитывая, что по распространенности и протяженности эволюционных трендов главными кристаллизующимися фазами лав Ключевского вулкана являются оливин и клинопироксен, данные по остальным сосуществующим минералам представлены в зависимости от содержания *Fo* в *Ol* и магнетиальности авгита *MGN(Cpx)* (рис. 6). Для полноты картины мы использовали также данные по составам твердофазных включений, полученные при детальных микронзондовых исследованиях высокоглиноземистых базальтов прорыва Заварицкого (Озеров, 1993).

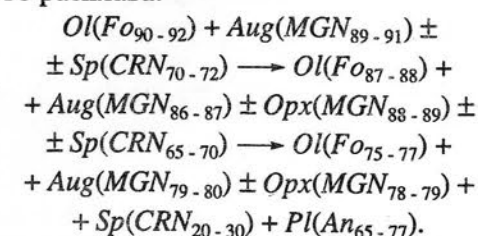
Верхняя пара графиков на рис. 6 представляет эволюцию составов ортопироксенов. Отчетливые тренды охватывают диапазон *MGN(Opx)* 89–72, не оставляя сомнений, что этот минерал присутствовал в кристаллизующейся ассоциации если не с начальных, то с ранних стадий фракционирования исходного расплава. В этой связи представляет проблему низкая распространенность ортопироксена, которая по нашим оценкам в магнетиальных и большинстве глиноземистых базальтов не превышает 1–2%. Симптоматично распределение составов плагиоклаза: при широком разбросе содержаний *An* этот минерал не показывает сколько-нибудь значимой корреляции с составами сосуществующих фемических фаз. Причем средняя магнетиальность *Ol*, *Cpx* и *Opx* в сростках и включениях в плагиоклазах составляет ~75 и не превышает 77–78. Очевидно, эти значения маркируют первое появление *Pl* в качестве кристаллизующейся фазы, тогда как наиболее железистые составы с *MGN* около 65 фиксируют заключительные стадии фракционирования в этой системе. Отсюда следует, что объяснение наблюдаемому широкому спектру составов плагиоклазов лав Ключевского вулкана следует искать за рамками модели длительного фракционирования *Pl*, возможно в связи с вариациями режима летучих компонентов (прежде всего содержания воды в магмах).

Весьма информативным представляется также сопоставление данных по составам включений шпинели в оливине и клинопироксене (рис. 6, нижняя пара графиков). В первом случае наблюдается достаточно систематическое уменьшение содержания *Cr* в *Sp* по мере понижения содержания *Fo*: $70 > \text{CRN} > 0$ ($\text{CRN} = \text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$), что хорошо согласуется с концепцией фракционной кристаллизации примитивной магмы. Однако в зернах клинопироксена (даже наиболее магнетиальных) нам не удалось обнаружить ни одного включения со значением *CRN* более 25. Это наблюдение, по-видимому, является наиболее серьезным противоречием с гипотезой фракционирования, т.к. в сосуществующих *Ol* и *Cpx* следовало ожидать идентичный или близкий состав включе-

ний шпинелида. На наш взгляд, “магнетитовый” состав *Sp* в клинопироксенах можно объяснить высокой растворимостью *Cr* в минерале-хозяине и вызванным этим практически полным переуравновешиванием составов хромитовых включений за счет обменной реакции $\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$. Признаки подобного переуравновешивания первичных составов минералов в последние годы активно обсуждаются в литературе, но применительно к равновесию *Sp*–*Cpx*, очевидно, необходима экспериментальная проверка этого предположения.

Не было установлено хромитовых включений и в плагиоклазах. Однако, в отличие от клинопироксена, в данном случае можно предполагать котектические соотношения между *Pl* и железистым шпинелидом, доказательством которых являются несколько пироксен-плагиоклаз-магнетитовых сростков, обнаруженных нами в высокоглиноземистых базальтах. Показательно, что резкий переход от обогащенных хромом шпинелей к титаномагнетитам происходит в том же диапазоне магнетиальности сосуществующего *Ol*, который фиксирует начало кристаллизации *Pl*: 75–77% *Fo* (рис. 6). Это дает основание для вывода, что обильное выделение плагиоклаза и магнетита в дериватах исходной магмы началось практически одновременно, на конечных стадиях ее фракционирования.

Таким образом, результаты изучения составов сосуществующих (котектических) минеральных сростков и взаимных твердофазных включений позволяют сформулировать два главных вывода о природе базальтов Ключевского вулкана. Во-первых, широкий диапазон составов темноцветных минералов в одних и тех же образцах свидетельствует, что эти базальты к моменту извержения представляли резко неравновесные ассоциации расплава и взвешенных минеральных фаз. Это предполагает, что в подводящем канале происходило смешение расплавов и кристаллов, отвечающих разным стадиям фракционирования исходных магм. Во-вторых, закономерные попарные вариации составов минералов указывают на однотипность процессов фракционирования, которые вне зависимости от времени формирования прорывов отвечают следующей генеральной последовательности кристаллизации минералов из предполагаемого исходного высокомагнетиального расплава:



Знаки “ $\pm$ ” отвечают ситуации, когда минералы не образуют котектических сростков и

диагностируются только в качестве твердофазных включений (иными словами, их доля в составе кристаллизующего материала не превышает долей процента). Оценки условий фракционирования, при которых реализуется данная последовательность кристаллизации, получены с использованием методов компьютерного моделирования.

РАСЧЕТ P - T ДИАГРАММ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ МАГМЫ В БЕЗВОДНЫХ И ВОДОСОДЕРЖАЩИХ УСЛОВИЯХ

При анализе условий образования и эволюции магматических систем важнейшее значение имеет установление глубин, на которых происходило

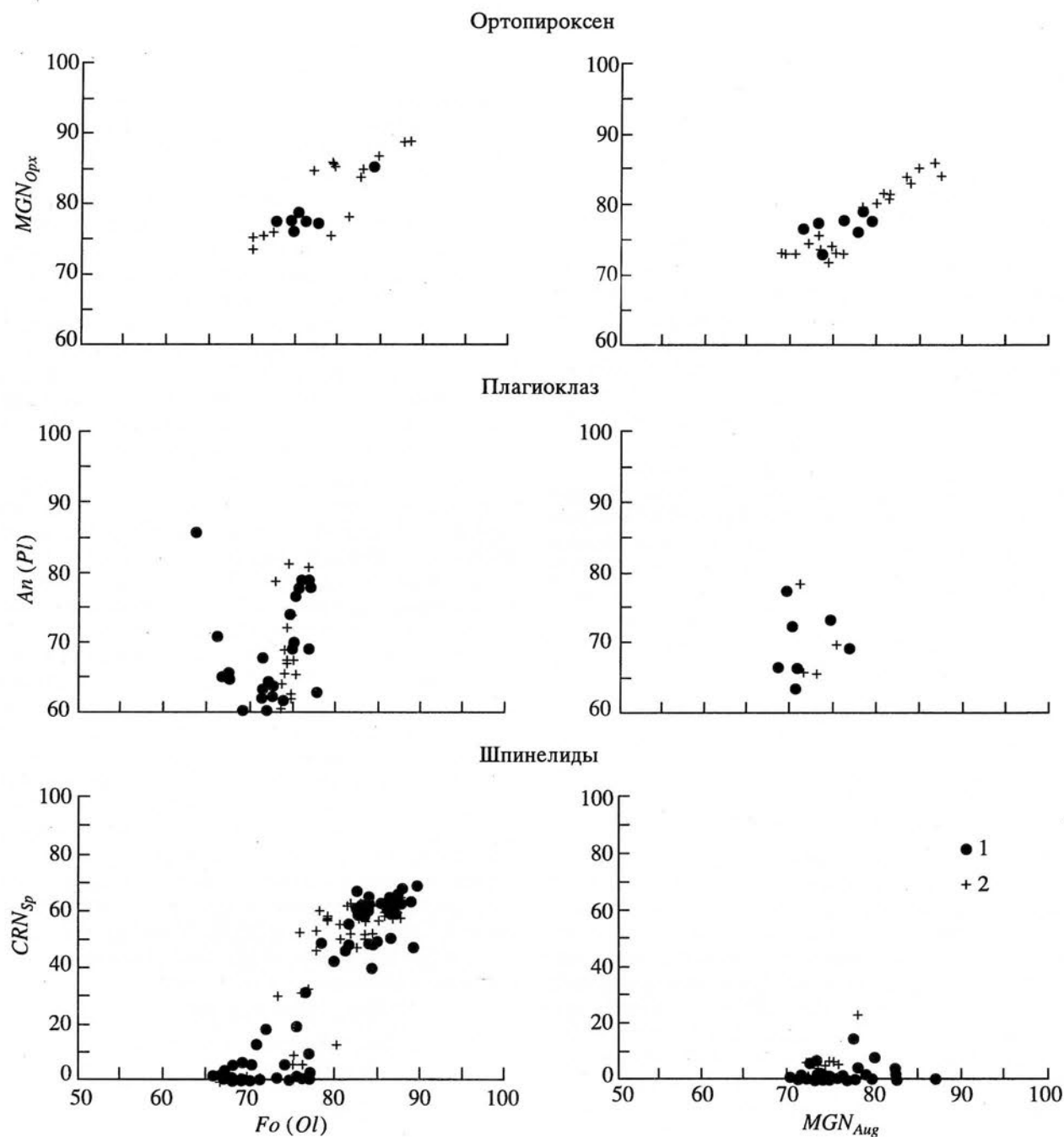


Рис. 6. Составы ортопироксенов, плагиоклазов и шпинелидов, представленных в виде сростков или включений в оливинах и клинопироксенах базальтов Ключевского вулкана. 1 – данное исследование, 2 – минеральные включения высокоглиноземистых базальтов прорыва Заварицкого (Озеров, 1993). $MGN = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, $An = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, $CRN = \text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$.

фракционирование исходных расплавов. Эта задача непосредственно связана с определением давления, контролирующего последовательность выделения и составы минеральных фаз. Традиционный способ барометрии базальтов состоит в проектировании их реальных составов на псевдотройные фазовые диаграммы, построенные по результатам высокотемпературных закалочных опытов в природных силикатных системах. Именно на основании такого сопоставления в рамках диаграммы Ol - Cpx - SiO_2 были получены первые оценки давления при кристаллизации магм Ключевского вулкана – 5 - 9 кбар (Kersting, Arculus, 1994). Этот метод, однако, имеет определенные недостатки, связанные с тем, что сама процедура проектирования предполагает: во-первых, существование "сворачивание" химической информации об объекте путем пересчета природных и экспериментальных составов на системы меньшей размерности; во-вторых, требует визуальных оценок давления при использовании разного рода палеток и заранее градуированных диаграмм. Применение компьютерных моделей полибарической кристаллизации магм открывает в этом направлении новые возможности (Арискин и др., 1990, 1991).

Система КОМАГМАТ как основа термодинамического моделирования

При последующих расчетах была использована высокотемпературная версия системы КОМАГМАТ, разработанная в ГЕОХИ РАН (Арискин et al., 1993). Этот пакет прикладных петрологических ЭВМ-программ реализован на персональных компьютерах IBM PC и предназначен для расчета последовательности выделения минералов и химической эволюции расплава по мере равновесной или фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Основой программ является решение систем уравнений равновесия минерал-расплав (геотермометров) для главных фаз базальтовой системы при заданной степени ее кристаллизации (Френкель, Арискин, 1984). Геотермометры для оливина, плагиоклаза, пироксенов и магнетита откалиброваны авторами по результатам описанных в литературе экспериментов и гарантируют точность определения температуры кристаллизации в пределах 10 - 15°C при атмосферном давлении и 20 - 30°C при давлениях до ~15 кбар. Составы минералов рассчитываются с точностью 1 - 3 мол. %. Программа КОМАГМАТ моделирует кристаллизацию магмы шаг за шагом по мере увеличения доли кристаллизующегося материала, причем в процессе вычислений можно варьировать окислительно-восстановительный потенциал в условиях закрытой или открытой (12 буферов) по кислороду системы.

К недостаткам этого программного комплекса на данном этапе можно отнести отсутствие кристаллизации хромшпинелида, недостаточную устойчивость схемы при моделировании перитектических соотношений между Orx , Ol и Aug (особенно при повышенных давлениях) и отсутствие граната при высокотемпературных (15 - 20 кбар) расчетах. Тем не менее в толеитоподобных системах с преобладанием кристаллизации Ol , Cpx и Pl применение программ КОМАГМАТ представляется оправданным (Арискин и др., 1990, 1991; Бармина и др., 1989; Ariskin et al., 1993).

Равновесная кристаллизация высокомагнезиального расплава в сухих условиях

В качестве исходной гипотезы мы принимаем допущение, что средний состав высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (табл. 1) является достаточно надежной аппроксимацией состава родоначальной магмы. В пользу этого предположения свидетельствует вся совокупность рассмотренных выше петрохимических и геохимических особенностей лав Ключевского вулкана. Дополнительным подтверждением являются результаты расчета составов оливина на ликвидусе высокомагнезиальных базальтов. В частности, С.А. Хубуная с соавторами (1993) применил оливиновые геотермометры Форда (Ford et al., 1983) для расчета при атмосферном давлении состава оливина в равновесии с расплавом высокомагнезиального базальта из прорыва Булочка (табл. 2) и получил значение $Fo_{89.7}$. Близкие значения $Fo_{89.3-90.0}$ были получены нами при расчете состава оливина на ликвидусе расплава среднего высокомагнезиального базальта (табл. 1) по модели КОМАГМАТ в интервале давлений 1 атм - 15 кбар и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM . Эти оценки несколько ниже состава наиболее магнезиального Ol ($Fo_{91.5}$), обнаруженного в лавах Ключевского вулкана, но практически совпадают с максимумами распространенности составов оливина в высокомагнезиальных базальтах прорывов Булочка, Лучицкого и Малыш (Хубуная и др., 1993). Это и позволяет предполагать, что, несмотря на высокую вероятность существования более магнезиальной родоначальной (или первичной) магмы, средний состав высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана можно использовать при ЭВМ-моделировании условий образования промежуточных и высокоглиноземистых базальтов.

Модельная P - T диаграмма фазовых отношений исходной высокомагнезиальной магмы в сухих условиях показана на рис. 7 (левый график). Эти данные представляют результаты расчета по программе КОМАГМАТ серии изобарических траекторий равновесной кристаллизации расплава высокомагнезиальных базальтов при

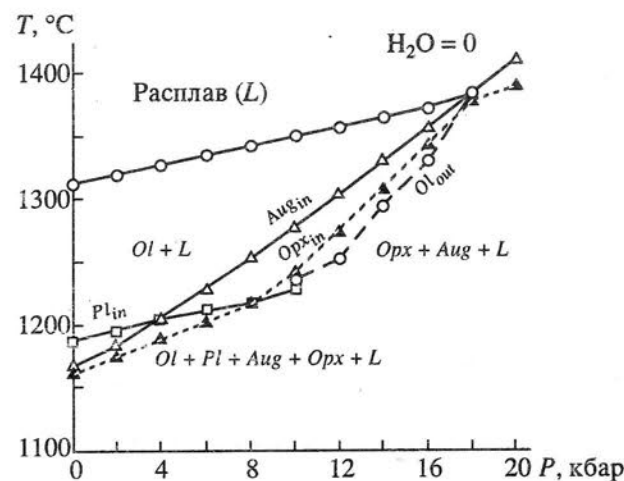
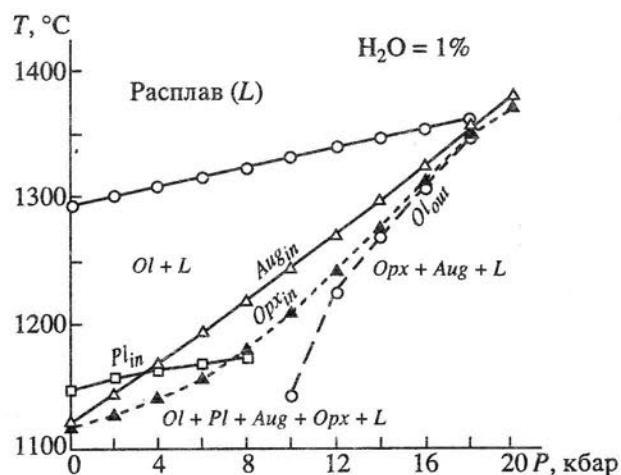


Рис. 7. P - T диаграммы сухого и водосодержащего высокомагнезиального расплава, рассчитанные по модели КОМАГМАТ в условиях буфера QFM (равновесная кристаллизация). Исходный состав отвечает среднему высокомагнезиальному базальту Ключевского вулкана (табл. 1, тип I).



давлениях 1 атм, 1, 2, 3 ... 20 кбар. Порядки кристаллизации при каждом давлении рассчитывались начиная от полного ликвидуса до общей степени закристаллизованности $F = 50$ мол. % при шаге кристаллизации $dF = 1$ мол. %. Рассчитанная диаграмма отражает известные особенности базальтовых систем, связанные с расширением полей кристаллизации пироксенов за счет оливина и плагиоклаза при увеличении общего давления.

В отношении точности расчетов наиболее проблематичной является линия появления ортопироксена. Это связано с тем, что при экспериментах с магнезиальными базальтами "выход" Opx на ликвидус идентифицируется в широком диапазоне давлений, что затрудняет разработку оптимальной модели для данного минерала. Независимо от этого, важный результат моделирования состоит в том, что при давлениях около 18 кбар исходный расплав оказывается насыщен оливином ($F_{O_{90.3}}$) и авгитом ($MGN = 89.8$), т.е. фазами, отвечающими наиболее магнезиальной минеральной ассоциации, установленной в лавах Ключевского вулкана (рис. 5). Близко к ликвидусу при этом давлении располагается и поле модельного ортопироксена с $MGN = 89.7$. Эти соотношения можно рассматривать как указание на то, что фракционирование исходной магмы началось по меньшей мере при давлениях около 20 кбар, т.е. на глубинах, совпадающих с геофизическими оценками положения главного очага Ключевского вулкана (Горшков, 1956).

Равновесная кристаллизация
высокомагнезиального расплава
в водосодержащих условиях

P - T диаграмма расплава высокомагнезиального базальта в водосодержащей системе при ис-

ходном содержании $H_2O = 1$ мас. % показана на правом графике рис. 7. Эти данные представляют первую попытку численного моделирования фазовых равновесий в присутствии воды при помощи усовершенствованной, "водной" версии системы КОМАГМАТ. Эта эмпирическая модель учитывает различную степень влияния воды на температуры ликвидуса Ol , Pl , пироксенов и основана на сравнении расчетных температур "сухого" ликвидуса с наблюдаемыми в экспериментах, когда известно содержание H_2O в закалочном стекле, сосуществующем с тем или иным минералом. Поделив разницу между температурами "сухого" и "водного" ликвидуса на содержание в расплаве H_2O , для каждой минеральной фазы можно оценить понижение температуры, приходящееся на 1 мас. % воды в данном опыте. При разработке "водной" версии КОМАГМАТ мы использовали средние значения, рассчитанные по нескольким экспериментальным сериям для отдельных минералов. В базе данных ИНФОРЭКС (см. пояснения к рис. 5) таких экспериментов найдено: для $Pl - 45$, $Ol - 7$, $Aug - 28$ и $Opx - 2$. Эти опыты охватывают интервал давлений 1 - 5 кбар, температур 800 - 1350°C и содержаний в расплаве H_2O от 1.7 до ~8 мас. %. Соответствующие им коэффициенты "влияния воды" составляют: для $Pl - 42.2 \pm 4.8^\circ C$, $Ol - 17.5 \pm 4.9^\circ C$, $Aug - 27.4 \pm 6.5^\circ C$ и $Opx - 14.2 \pm 4.1^\circ C$. В случае Opx оценка представляется заниженной из-за непредставительности экспериментальной выборки, поэтому при последующих расчетах для этой фазы мы приняли среднее значение между коэффициентами Ol и $Aug - 22.4^\circ C$.

При моделировании водосодержащих систем вода рассматривается как некогерентный компонент, монотонно накапливающийся в продуктах

фракционирования: прогнозные температуры кристаллизации минералов рассчитываются для "сухого" расплава, а затем корректируются в сторону уменьшения пропорционально найденным коэффициентам и концентрации H_2O . Этот примитивный подход следует рассматривать в качестве первого приближения, которое, однако, неплохо воспроизводит известные закономерности смещения фазовых полей в водосодержащих системах (Yoder, Tilley, 1962; Baker, Eggler, 1983). Как видно из рис. 7, на фоне общего понижения ликвидусной температуры в случае водного расплава заметно расширяется поле оливина и сокращается поле кристаллизации плагиоклаза. Точка пересечения ликвидусных поверхностей Ol и Aug смещается примерно на 0.5 кбар в область более высокого давления.

Концентрирование воды в расплаве не может превышать предельно допустимой растворимости, поэтому в данную модель было необходимо добавить уравнение насыщения системы H_2O . С этой целью была проведена обработка экспериментальных данных по прямому определению растворимости воды в расплавах базальтов и андезитов. В качестве базовой информации были использованы результаты 20 опытов, проведенных при температурах 1100 и 1200°C в интервале давлений 1 - 6 кбар (Hamilton, 1964; Кадик и др., 1971). Эти данные были обработаны по методу МНК для линейной модели зависимости растворимости от давления, температуры и состава расплава. Окончательное уравнение имеет вид:

$$C_{H_2O} = -2787(\pm 935)/T(K) + \\ + 0.610(\pm 0.030) \ln P(\text{бар}) + 3.107(\pm 0.873) C_{SiO_2} - \\ - 6.282(\pm 1.785) C_{Al_2O_3} - 67.65(\pm 18.03),$$

где C_{H_2O} , C_{SiO_2} и $C_{Al_2O_3}$ - концентрации компонентов в расплаве (мас. %). При использовании параметров этого уравнения экспериментальные значения растворимости (которые варьируют от 3.1 до 11.1 мас. % H_2O) воспроизводятся с точностью около 0.3 мас. %.

При моделировании кристаллизации водосодержащих расплавов по программе КОМАГМАТ расчетное содержание воды в жидкой фазе после каждого шага кристаллизации сравнивается с предельной растворимостью, оцененной по уравнению (1). Если модельное содержание H_2O выше растворимости, вычисления прекращаются. При этом подразумевается, что ранее гомогенный расплав должен терять значительную часть воды в процессе дегазации.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛИБАРИЧЕСКОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИСХОДНОЙ МАГМЫ В СУХИХ УСЛОВИЯХ

Некоторые методические аспекты
ЭВМ-моделирования

Реалистичность фазовых отношений и составов минералов, рассчитанных для среднего высокомагнезиального базальта, является основанием для применения новой версии КОМАГМАТ в численном моделировании фракционирования магм Ключевского вулкана. Главная цель такого моделирования состоит в ответе на вопрос: "Можно ли задать (найти) такие условия фракционирования, при которых модельные тренды эволюции содержаний главных и примесных элементов в минералах и расплаве будут отвечать реальным геохимическим особенностям данной магматической серии?". Методика исследования заключается в проведении серии расчетов фракционной кристаллизации исходного расплава по программе КОМАГМАТ при заданной "сетке" внешних условий (давление, f_{O_2} , содержание H_2O) и поиске оптимального варианта, удовлетворяющего наблюдаемым геохимическим и минералогическим признакам. Главным критерием оптимальности модели (условий кристаллизации) является соответствие рассчитанных и природных трендов содержаний петрогенных элементов.

Интерпретация полученных таким образом результатов базируется на двух основных допущениях. Во-первых, в случае надежной идентификации исходного расплава сравнение составов модельных продуктов фракционирования, строго говоря, можно проводить только с составами природных закалочных стекол, афировых пород или расплавных включений в минералах. В этом отношении серия лав Ключевского вулкана представляет собой хотя и не идеальный, но приемлемый объект, поскольку суммарное количество кристаллических сростков и отдельных фенокристаллов редко превышает в них 5 - 10 об. %. Во-вторых, рассчитанная последовательность кристаллизации и линии эволюции составов являются функцией степени фракционирования и времени (для динамических моделей), т.е. каждый последующий дифференциат может быть получен из предыдущего на строго определенной стадии. Извержения Ключевского вулкана, напротив, не дают четкой временной последовательности для базальтов разных петрохимических типов: при общей тенденции излияний все более кислых и высокоглиноземистых лав (Озеров, 1993) известны случаи, когда магнезиальные базальты поступали на поверхность после глиноземистых (Хренов и др., 1989). По этой причине авторы не рассматривали магматическую серию Ключевского вулкана как результат простого

одностадийного фракционирования одной и той же исходной магмы, но полагали, что отсутствие значительного разброса составов относительно генеральных петрохимических и геохимических трендов (рис. 2, 3) отражает стабильность составов первичных магм и условий их фракционирования на протяжении истории развития этого вулканического центра. Этот подход не противоречит проявлению смещения дифференциатов, отвечающих разным стадиям фракционирования или времени образования: в любом случае валовые составы гибридных базальтов по петрогенным и примесным элементам также не должны сильно отклоняться от главной линии котектического контроля (Nielsen, 1990).

Изобарическое фракционирование в сухой системе

На первом этапе ЭВМ-моделирования лав Ключевского вулкана были рассчитаны серии изобарических траекторий фракционной кристаллизации расплава высокомагнезиального базальта при давлениях 1 атм, 1, 2, 3 ... 20 кбар. Вычисления проводились в сухих условиях при летучести кислорода, отвечающей буферу *QFM* (по оценкам работы (Khuhunaya et al., 1994)). Модельные последовательности появления на ликвидусе минеральных фаз близки показанным на рис. 7, а рассчитанные тренды эволюции состава расплава приведены на верхней паре графиков рис. 8а и 8б. Для сравнения выбраны содержания трех оксидов — Al_2O_3 , CaO и MgO как главных "барометрических" компонентов базальтовых систем (Арискин и др., 1990, 1991). Эти графики показывают, что при давлениях более 8 кбар из исходной высокомагнезиальной магмы могут быть получены высокоглиноземистые расплавы, однако по сравнению с природными образцами они содержат систематически меньше CaO — на 1.5 - 2 мас. %. Характерно, что наиболее сильное отклонение расчетных трендов от природного наблюдается при давлениях 16 - 20 кбар, т.е. вблизи точки котектического насыщения исходного расплава оливином ($\sim Fo_{90}$) и авгитом ($MGN \sim 90$) (рис. 7).

Расхождение высокobarных и наблюдаемых трендов $CaO-MgO$ не является артефактом модели, поскольку впервые было продемонстрировано экспериментально на примере известково-щелочной серии Алеутских о-вов (Draper, Johnston, 1992): авторы объяснили это возможным влиянием воды, хотя и не привели конкретных доказательств в поддержку этой гипотезы. В работе предлагается альтернативное объяснение.

Декомпрессионное фракционирование в сухой системе

Тот факт, что природные тренды $CaO-MgO$ пересекают экспериментальные и расчетные ли-

нии изобарной кристаллизации, является указанием на более низкую пропорцию клинопироксена, кристаллизующегося в реальных условиях. Это может быть вызвано сокращением поля кристаллизации *Srx* по мере фракционирования, например за счет понижения давления при движении магмы к поверхности. Для проверки этого предположения были проведены дополнительные расчеты, моделирующие кристаллизацию исходной высокомагнезиальной магмы в сухих условиях от давлений ~ 19 кбар, отвечающих *Ol-Aug* котектике, до $\sim 1-2$ кбар. В процессе этих вычислений варьировалась скорость декомпрессии dP/dF , т.е. изменение давления на 1% кристаллизации расплава. Результаты расчетов показаны на рис. 8в и 8г. Анализ рассчитанных траекторий приводит к выводу, что при скорости декомпрессии ~ 0.4 кбар/моль модельная эволюция состава расплава хорошо воспроизводит большую часть природных трендов Al_2O_3-MgO и $CaO-MgO$, однако на заключительных стадиях фракционирования вновь наблюдаются заметные отклонения, проявляющиеся в прекращении обогащения расплава Al_2O_3 и небольшом обогащении CaO .

Если предположить, что фракционирование магм Ключевского вулкана протекало по декомпрессионному механизму, то для объяснения отмеченных отклонений следует принять, что на заключительных стадиях кристаллизации природных расплавов проявилось действие некоторого дополнительного фактора, влияющего на фазовые равновесия. Таким фактором, очевидно, могло являться присутствие летучих компонентов, например воды (Yoder, Tilley, 1962; Baker, Eggler, 1983). Это предположение находит подтверждение в результатах исследования состава флюидных и расплавных включений в оливинах и клинопироксенах из лав Ключевского вулкана (Khuhunaya et al., 1994; Sobolev, Chaussidon, 1995). Данные этих авторов указывают на существенно гидрокарбонатный состав растворенного в магме флюида, причем непосредственные определения концентрации H_2O в гомогенизированных расплавных включениях при помощи ионного зонда дают ~ 2.5 мас. % при содержании в расплаве MgO около 9 мас. %.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИСХОДНОЙ МАГМЫ В ПРИСУТСТВИИ ВОДЫ

Гипотеза декомпрессионного фракционирования водосодержащего расплава была также исследована методом численного моделирования с использованием "водной" версии программы КОМАГМАТ. При поиске оптимальных условий фракционной кристаллизации расчеты

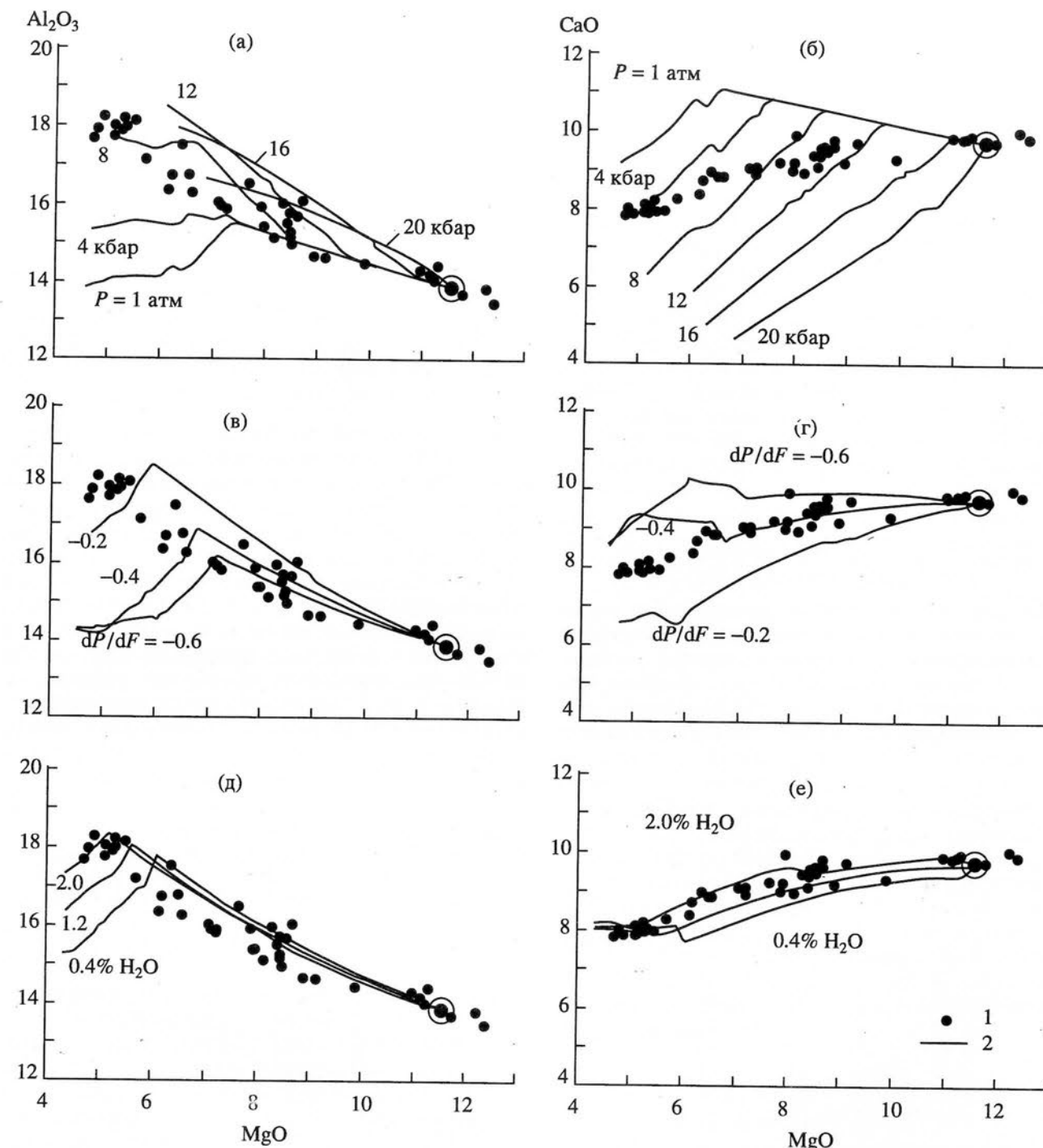


Рис. 8. Результаты ЭВМ-моделирования трендов эволюции состава (мас. %) жидкой фазы при полибарическом фракционировании сухого и водосодержащего высокомагнезиального расплава.

1 — природные образцы (данные авторов), 2 — результаты расчетов. Исходный состав отвечает среднему высокомагнезиальному базальту Ключевского вулкана и обозначен большим обведенным кружком (табл. 1, тип I). Вычисления проводились по модели КОМАГМАТ с шагом кристаллизации 1 мол. % в условиях буфера *QFM*.

(а), (б) — изобарическое фракционирование в сухой системе (цифры у линий обозначают давление при кристаллизации);

(в), (г) — декомпрессионное фракционирование в сухой системе (начальное давление $P_n = 18$ кбар; конечное давление $P_k = 1$ кбар; параметр dP/dF характеризует изменение давления P при увеличении степени фракционирования расплава F на 1 мол. %);

(д), (е) — декомпрессионное фракционирование в присутствии воды (исходное давление $P_n = 19.3$ кбар; скорость декомпрессии $dP/dF = -0.33$ кбар/моль; цифры у линий указывают начальное содержание воды; при $P \sim 1.5$ кбар и содержании в расплаве 3.6 - 3.8 мас. % H_2O модель предсказывает насыщение расплава водой).

проводились по гораздо более сжатой сетке параметров: $-0.50 \leq dP/dF \leq -0.30$ кбар/моль (с шагом 0.02 кбар/моль) и исходных содержаниях $0.25 \leq \text{H}_2\text{O} \leq 2.00$ мас. % (с шагом 0.25 мас. %). Во многих случаях приходилось еще более сгущать сетку исходных данных, поскольку вследствие сложных реакционных соотношений между *Ol*, *Aug* и *Orx* при высоких давлениях система оказалась чрезвычайно чувствительна даже к минимальным изменениям входных параметров, что приводило к исчезновению в кристаллизационной последовательности одной из фаз. Это несколько снижает предсказательную возможность модели и сама работа по ЭВМ-моделированию приобретает черты оптимизации с использованием сразу множества геохимических и минералогических критериев. Всего было проанализировано более 600 комбинаций параметров; наиболее принципиальные результаты этой работы показаны на рис. 8 д, 8е и рис. 9.

Последовательность кристаллизации и эволюция состава расплава

По результатам ЭВМ-моделирования оптимальная модель фракционирования исходной высокомагнезиальной магмы отвечает начальному содержанию воды 1.2 - 2.0 мас. % при скорости декомпрессии $dP/dF = -0.33$ кбар/моль. При этих параметрах расчетные линии фракционирования

на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$ и CaO--MgO наилучшим образом описывают наблюдаемые петрохимические тренды (рис. 8д, 8е). Линия "0.4% H_2O " характеризуется небольшим, но систематическим отклонением от природного тренда CaO--MgO и заметно "не дотягивает" до типичных высокоглиноземистых базальтов по содержанию Al_2O_3 и MgO . Рассчитанная последовательность кристаллизации и изменение составов минералов по мере понижения температуры и давления при содержании 2 мас. % воды в исходной магме показаны на рис. 9. В правой части этого графика сопоставляются составы среднего высокоглиноземистого базальта (табл. 1, ВГБ-1) и модельного дифференциата (ВГБ-2) в момент начала кристаллизации плагиоклаза.

Из этих данных следует, что кристаллизация исходной высокомагнезиальной магмы начинается с *Ol-Aug* котектики при давлении ~19 кбар и температуре около 1350°C. Оливин и авгит фракционируют в соотношении 1 : 1.5 вплоть до 1260°C (~15 кбар, степень фракционирования $F = 15$ мас. %), когда на ликвидусе появляется магнезиальный *Orx* ($\text{MGN} = 87.8$). Дальнейшее фракционирование этих минералов характеризуется нарастанием доли кристаллизующегося авгита до 90% при понижении пропорции оливина до 15 - 10 мас. %. Средняя доля *Orx* в составе кристаллизующейся ассоциации составляет около

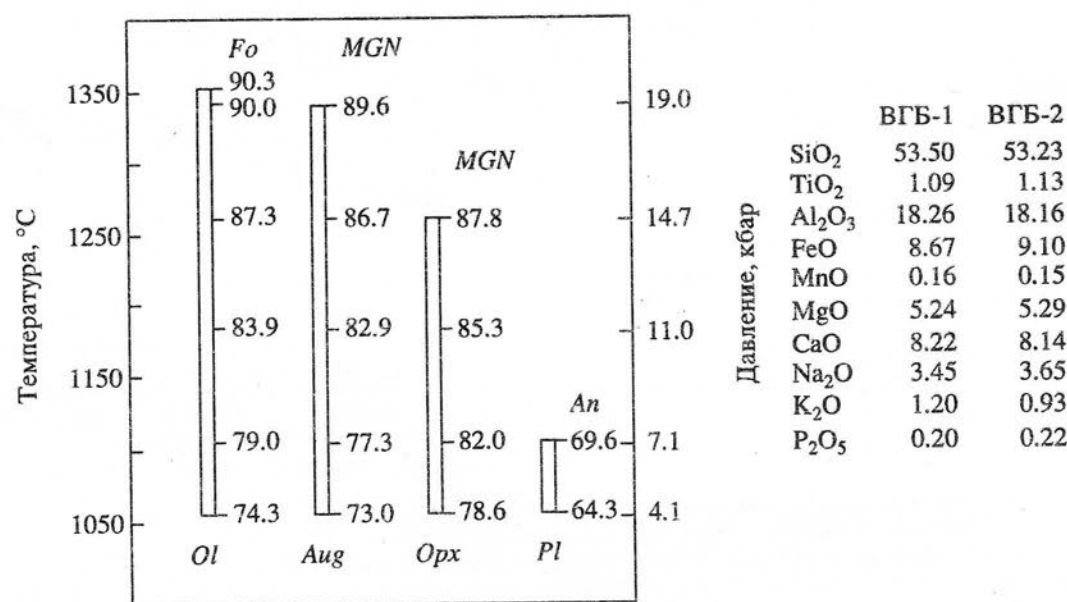


Рис. 9. Результаты ЭВМ-моделирования последовательности кристаллизации и составов минералов при декомпрессионном фракционировании водосодержащего высокомагнезиального расплава (оптимальная модель образования высокоглиноземистой магмы Ключевского вулкана).

Исходный состав отвечает среднему высокомагнезиальному базальту Ключевского вулкана (табл. 1, тип I). Расчеты проводились по модели КОМАГМАТ с шагом кристаллизации 1 мол. % в условиях буфера *QFM*: скорость декомпрессии $dP/dF = -0.33$ кбар/моль, начальное содержание в расплаве $\text{H}_2\text{O} = 2$ мас. %. ВГБ-1: средний состав высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана (табл. 1, тип IV); ВГБ-2: состав модельного дифференциата после фракционирования исходного расплава на 36% ($P = 7$ кбар, $T = 1110^\circ\text{C}$, 3.0 мас. % H_2O в расплаве).

2 мас. %. Более интенсивное выделение *Aug* приводит к изгибу тренда CaO--MgO (рис. 8е) в сторону более резкого понижения содержания кальция. Заметим, что при понижении давления увеличение пропорции клинопироксена происходит на фоне сокращения поля его кристаллизации (эта на первый взгляд парадоксальная особенность кристаллизации в базальтовых системах уже обсуждалась ранее (Арискин и др., 1990)).

При давлении ~7 кбар, температуре 1110°C и содержании в расплаве около 3 мас. % воды начинается кристаллизация плагиоклаза. Степень фракционирования системы при 1110°C составляет 36% от массы исходного расплава, при этом состав оливина в момент появления на ликвидусе несколько более магнезиальный ($F_{0.79}$), чем следует из данных микрозондовых исследований ($F_{0.75-0.77}$). В целом модельные составы фемических минералов хорошо воспроизводят наблюдаемые тренды (рис. 4), однако ниже 1150°C они более сильно отклоняются от равновесных соотношений (рис. 5, 6). Это дает основания считать, что при низкотемпературных расчетах водосодержащих систем в модели КОМАГМАТ не удается добиться полного согласования составов сосуществующих оливина и пироксенов (в настоящий момент мы не учитываем также влияние воды на состав плагиоклаза). Тем не менее главный вывод о формировании идентичного природным высокоглиноземистого расплава на высокobarной стадии (сравните ВГБ-1 и ВГБ-2 на рис. 9) представляется обоснованным. При уменьшении исходного содержания воды в высокомагнезиальной магме точка начала кристаллизации *Pl* смещается в область более низкого давления, но для оптимальных значений 1.2 - 2.0 мас. % H_2O при скорости декомпрессии $dP/dF = -0.33$ кбар/моль никогда не составляет менее 5 кбар.

Модельные последовательности кристаллизации, показанные на рис. 9, обрываются при температуре около 1050°C и давлении 4 кбар, что отвечает 46% фракционирования исходного расплава. Сделано это искусственно, поскольку при более низких температурах и высоком содержании воды программа КОМАГМАТ не гарантирует реалистичности проведенных расчетов. В целом интервал фракционирования после появления плагиоклаза характеризуется резким преобладанием последнего в составе кристаллизующегося материала (70 - 75 мас. %) при одновременном повышении пропорции ортопироксена. Может также представлять интерес, что в случае оптимальной модели "2.0% H_2O " примерно при 1000°C, давлении 1.6 кбар, содержании в расплаве 3.6 - 3.8 мас. % H_2O и андезитоподобном составе по результатам расчетов наступает насыщение этой системы водой (см. уравнение (1)).

Эволюция содержаний примесных элементов

На рисунке 3 сопоставляются природные и рассчитанные для оптимальной модели тренды содержаний микроэлементов в расплавах, представляющих дифференциаты исходной высокомагнезиальной магмы. Эти вычисления проводились с использованием фиксированных значений или температурно-композиционных зависимостей для коэффициентов распределения кристалл-расплав (Бармина и др., 1989; Ariskin et al., 1993). При заданных условиях декомпрессионного фракционирования модельные линии хорошо воспроизводят весь спектр составов, характеризующий переход от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам. Резкое понижение содержания *Sr* на заключительных стадиях фракционирования связано с обильной кристаллизацией плагиоклаза, т.е. точка перегиба является функцией исходного содержания воды и может быть смещена в область реалистичных значений при более детальном ЭВМ-моделировании. Накопление *Sr* и *Sc* к концу процесса обусловлено резким сокращением доли кристаллизующегося авгита при температурах ниже 1100°C; этот результат, очевидно, является следствием несовершенности расчетов в низкотемпературной области. В случае *Si* модельная линия описывает только часть природных составов, что вызвано отсутствием экспериментальных данных о влиянии летучести кислорода на распределение этого элемента между минералами и базальтовым расплавом.

Небольшой скачок содержаний в средней части модельных трендов связан с недостаточной устойчивостью вычислительной схемы при наличии реакционных взаимоотношений сразу между несколькими минералами и не несет в себе какой-либо информации. Таким образом, результаты моделирования эволюции содержаний примесных элементов можно рассматривать как еще одно свидетельство в пользу декомпрессионного фракционирования.

ПРОБЛЕМА Ca/Al ОТНОШЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ

Вывод о том, что наблюдаемая в лавах Ключевского вулкана ассоциация фенокристаллов, кристаллических сростков и минеральных включений представляет существенно высокobarные образования, является одним из главных результатов проведенного анализа. Этот вывод не зависит от точности или специфики используемой ЭВМ-модели, но основан прежде всего на детальном анализе имеющихся экспериментальных данных по составам высокомагнезиальных клинопироксенов и оливинов, сосуществующих при давлениях более 10 - 15 кбар (рис. 5). Достаточно высокие давления кристаллизации магм Ключев-

ского вулкана (5 - 9 кбар) получены методом графического проектирования (Kersting, Arculus, 1994). Определение плотности углекислого флюида из включений, захваченных кристаллами магнезиальных оливинов, приводит к минимальным оценкам давления 5 - 6 кбар (Khubunaya et al., 1994). Существует, однако, одна особенность минералогии лав Ключевского вулкана, которая ставит под сомнение вывод об их высокобарической природе.

В результате анализа значительного объема экспериментальных данных по составам авгитов, синтезированных в опытах с образцами базальтов и перидотитов, установлено, что высокобарные пироксены при давлениях более 5 кбар характеризуются значениями $CAN = 100CaO/Al_2O_3$ (мас. %) < 400; низкобарные пироксены имеют CAN в интервале 500 - 1000 (Нестеренко, Арискин, 1993). По этому признаку подавляющее большинство клинопироксенов из лав Ключевского вулкана имеют типичные низкобарные характеристики: при средних содержаниях CaO 19.7 ± 2.0 мас. % и Al_2O_3 3.5 ± 1.4 мас. % среднее значение CAN составляет 558 (число анализов $n = 187$). Представительные составы сосуществующих высокомагнезиальных *Aug* и *Orx* даны в табл. 3 (Озеров, 1993). В этой таблице приведены также составы экспериментальных *Aug* и *Orx*, синтезированных при давлении 15 кбар и температурах 1125°C (Meen, 1990) и 1250°C (Dra-

per, Johnston, 1992). Оба клинопироксена в этих экспериментах содержат более 7 мас. % Al_2O_3 и имеют $CAN < 300$.

Пытаясь разрешить эту проблему, мы вновь обратились к базе данных ИНФОРЭКС (Ariskin et al., 1992), особое внимание уделив результатам экспериментов при высоких давлениях и присутствии летучих компонентов. Дело в том, что условное разделение на "высокобарные" и "низкобарные" пироксены по значению CAN было проведено с использованием данных, полученных в сухих системах (Нестеренко, Арискин, 1993), тогда как результаты изучения расплавных и флюидных включений в минералах базальтов Ключевского вулкана указывают на значительные количества воды и углекислоты в исходных магмах (Khubunaya et al., 1994; Sobolev, Chaussidon, 1995). Несмотря на то, что данные по составам пироксенов, кристаллизующихся в водосодержащих расплавах, редки, нам удалось найти несколько таких экспериментов. Эти данные свидетельствуют, что в водонасыщенных условиях при высоком давлении в клино- и ортопироксенах по сравнению с сухими системами резко падает содержание Al_2O_3 ; как результат этого - значительное увеличение параметра CAN . Типичные составы таких высокобарных пироксенов с "низкобарными" характеристиками даны в табл. 3 (Mysen, Boettcher, 1975).

Таблица 3. Экспериментальные, природные и расчетные составы высокобарных расплавов и сосуществующих пироксенов

Компоненты	(Mysen, Boettcher, 1975) $H_2O = 20.4$ мас. % $P = 15$ кбар $T = 1120^\circ C$ $t = 13$ ч			(Meen, 1990) $H_2O = 0.0$ мас. % $P = 15$ кбар $T = 1125^\circ C$ $t = 96$ ч			(Draper, Johnston, 1992) $H_2O = 0.0$ мас. % $P = 15$ кбар $T = 1250^\circ C$ $t = 170$ ч			(Озеров, 1993) (включение <i>Orx</i> в <i>Aug</i>) $T_{рас} = 1206^\circ C$		Результаты моделирования $H_2O = 2.0$ мас. % $P = 14.7$ кбар $T_{мод} = 1261^\circ C$		
	<i>L</i>	<i>Aug</i>	<i>Orx</i>	<i>L</i>	<i>Aug</i>	<i>Orx</i>	<i>L</i>	<i>Aug</i>	<i>Orx</i>	<i>Aug</i>	<i>Orx</i>	<i>L</i>	<i>Aug</i>	<i>Orx</i>
SiO ₂	59.60	52.67	57.20	53.20	50.90	55.50	47.50	48.60	49.60	53.25	55.89	52.59	52.62	56.14
TiO ₂	0.60	0.10	0.06	1.08	0.33	0.20	0.95	0.77	0.32	0.16	0.08	0.95	0.19	0.10
Al ₂ O ₃	18.10	2.00	1.20	15.00	7.41	1.58	20.03	7.33	6.01	1.99	1.63	15.24	6.83	3.27
FeO	2.10	2.79	3.80	9.37	6.58	11.20	9.12	10.14	15.15	4.69	9.01	8.99	4.25	7.36
MnO	0.10	0.06	0.14	—	—	—	0.15	0.24	0.28	0.02	0.11	0.18	—	—
MgO	4.20	19.20	34.80	4.91	13.50	28.70	5.63	15.21	23.42	16.84	30.59	8.85	15.56	29.80
CaO	14.50	20.80	1.30	7.22	20.30	1.95	6.46	14.60	2.50	21.25	1.56	9.50	20.55	3.33
Na ₂ O	0.60	—	0.01	3.25	1.24	0.26	3.76	0.74	0.20	0.37	0.01	2.81	—	—
K ₂ O	0.10	—	—	4.77	—	—	2.65	—	—	0.01	0.01	0.72	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	1.13	—	—	1.13	—	—	—	—	0.17	—	—
MGN	78.1	92.5	94.2	48.3	78.5	82.0	52.4	72.8	73.4	86.5	85.8	63.7	86.7	87.8
CAN	80	1040	108	48	274	123	32	199	42	1068	96	62	301	102

Примечание. $T_{рас}$ рассчитано по растворимости CaO в ортопироксене при давлении 15 кбар (Sachtleben, Seck, 1981); $MGN = 100 MgO/(MgO + FeO)$, мол. %; $CAN = 100 CaO/Al_2O_3$, мас. %.

Приведенные здесь данные наглядно показывают, что высокобарные пироксены, кристаллизующиеся в присутствии воды, по своим химическим признакам близки к реальным пироксенам, наблюдаемым в базальтах Ключевского вулкана. Более убедительным доказательством высокобарной природы пироксенов из лав Ключевского вулкана и справедливости выстроенной на этой основе петрологической схемы могло бы явиться сопоставление с данными экспериментов в водосодержащей системе при давлениях более 15 кбар и температурах 1300 - 1350°C (рис. 9). К сожалению, информация такого рода в литературе отсутствует. Очевидно, что вопрос о влиянии растворенных в расплаве воды и углекислоты на составы фемических минералов, кристаллизующихся при высоких температурах и давлениях, требует скорейшего экспериментального решения.

ВЫВОДЫ

1. Представлены новые данные по геохимии и минералогии лав Ключевского вулкана, на основании которых, а также в результате обобщения имеющейся в литературе информации обоснован вывод о формировании высокоглиноземистых магм в результате высокобарного фракционирования расплавов, близких по составу высокомагнезиальным базальтам.

2. В целях детализации механизма и условий протекания этого процесса на базе комплекса петрологических ЭВМ-программ КОМАГМАТ разработана модель изобарического и неизобарического (декомпрессионного) фракционирования базальтовых магм в водосодержащих условиях.

3. Новая "водная" версия системы КОМАГМАТ использована для ЭВМ-моделирования изобарической и декомпрессионной фракционной кристаллизации исходной магмы Ключевского вулкана (средний высокомагнезиальный базальт) в интервале давлений 1 атм - 20 кбар и начальных содержаний H_2O 0 - 2 мас. %. Установлено, что оптимальная модель образования данной магматической серии отвечает полибарическому фракционированию исходной магмы со скоростью декомпрессии -0.33 кбар на 1% кристаллизации при начальном содержании в расплаве около 2 мас. % H_2O .

Согласно этой модели кристаллизация магмы начинается с выделения оливина и клинопироксена (по природным данным в присутствии шпинели) при давлении около 19 кбар и температуре ~1350°C. К этим минералам при давлении около 15 кбар и температуре ~1260°C присоединяется высокомагнезиальный *Orx*, однако его доля в составе кристаллизующейся ассоциации не превышает 2 мас. %, и существенного влияния на линии

котектического контроля он не оказывает. Накопление воды в расплаве приводит к значительной задержке кристаллизации плагиоклаза и образованию высокоглиноземистых продуктов дифференциации, содержащих более 18 мас. % Al_2O_3 . Линия накопления глинозема обрывается в момент появления на ликвидусе P_l при давлении около 7 кбар, температуре 1110°C и содержании в расплаве H_2O ~3 мас. %. К этому моменту спектр составов модельных жидкостей представляет полное разнообразие лав Ключевского вулкана, а дальнейшая кристаллизация приводит к быстрому насыщению системы водой с последующей дегазацией при давлениях около 1.5 кбар.

Предложенная петрологическая модель не претендует на роль всеобъемлющей модели магматической эволюции Ключевского вулкана, поскольку не учитывает многостадийности процессов фракционирования, смешения, динамики дегазации и т.д. По своей сути она является термодинамической и показывает, при каких внешних условиях расплавная система из одного состояния (отвечающего наблюдаемым признакам высокомагнезиальных магм) переходит в другое состояние, отвечающее реальным составам высокоглиноземистых базальтов. Динамика процесса фракционирования учитывается при этом в неявном виде - посредством параметра, характеризующего скорость декомпрессии dP/dF . Очевидно, что оптимальные значения dP/dF связаны со скоростью подъема магмы к поверхности, поэтому степень понижения давления на 1% кристаллизации расплава необходимо учитывать при построении более строгих динамических и геофизических моделей развития вулканических систем.

Конкретные оценки термодинамических параметров получены методом ЭВМ-моделирования, поэтому с учетом неопределенностей расчетов (Ariskin et al., 1993) их следует воспринимать с известной долей осторожности. Строго говоря, воспроизведение природных процессов во всех деталях не является главной задачей моделирования геохимических систем (Френкель, 1992). Этой работой мы хотели привлечь внимание петрологов к недостаточно изученному механизму декомпрессионного фракционирования и тем возможностям, которые открывает на пути этих исследований использование современных компьютерных моделей фазовых равновесий.

Благодарности. Авторы выражают признательность С.А. Хубунай (Ин-т вулканологии ДВО РАН) за помощь в организации и проведении полевых работ на Камчатке. Мы также благодарны А.В. Соболеву (ГЕОХИ РАН) за ряд полезных замечаний по содержанию статьи. Данное исследование поддержано грантами РФФИ (№ 94-05-16098) и Международного научного фонда (№ M1N000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Френкель М.Я., Цехоня Т.И. Фракционная кристаллизация толеитовых магм в условиях повышенных давлений // Геохимия. 1990. № 2. С. 172 - 183.
- Арискин А.А., Цехоня Т.И., Френкель М.Я. ЭВМ-барометрия и генетическая интерпретация базальтовых стекол Центральной Атлантики // Геохимия. 1991. № 7. С. 1038 - 1047.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я. Петрохимические типы и условия кристаллизации плагиодолеритов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 2. С. 192 - 206.
- Бармина Г.С., Арискин А.А. Декомпрессионный механизм образования высокоглиноземистых лав Ключевского вулкана // Тез. докл. 10-й Межд. школы по морской геологии. Геология океанов и морей. Геленджик, 1992. Т. 2. С. 151 - 152.
- Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Жаринов Н.А. и др. Ключевской вулкан // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 6 - 69.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975 - 1976 гг., Камчатка) / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Борисов А.А. Влияние летучести кислорода и давления на соотношение разновалентных форм железа, хрома, ванадия, никеля и меди в магматических расплавах: Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. 200 с.
- Горшков Г.С. О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703 - 705.
- Ермаков В.А., Фирстов П.П., Ширков В.П. Петрогенезис Ключевской группы вулканов // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 152 - 156.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А. Экспериментальное исследование влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. № 12. С. 1748 - 1762.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
- Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана // Геохимия. 1974. № 6. С. 875 - 894.
- Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1992. Т. 1. С. 74 - 78.
- Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубины кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия. 1993. № 1. С. 77 - 87.
- Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 2. С. 37 - 61.
- Озеров А.Ю. Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана. Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Институт литосферы, 1993. 229 с.
- Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Дмитриев Л.В., Суцневская Н.М. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит - один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов // Геохимия. 1988. № 10. С. 1522 - 1528.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932 - 1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3 - 16.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3 - 42.
- Френкель М.Я., Арискин А.А. Алгоритм решения на ЭВМ задачи равновесия для кристаллизующегося базальтового расплава // Геохимия. 1984. № 5. С. 679 - 690.
- Френкель М.Я. О термодинамике, динамике и математическом моделировании геохимических систем // Геохимия. 1992. № 10. С. 1401 - 1411.
- Хренов А.П., Антипин В.С., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3 - 15.
- Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.И. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46 - 68.
- Ariskin A.A., Bouadze K.V., Meshalkin S.S., Tsekhonja T.I. INFOREX: A data base on experimental studies of phase relations in silicate systems // Amer. Mineral. 1992. V. 77. P. 668 - 669.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. CO-MAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155 - 1170.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Meshalkin S.S. Computer simulation of polybaric fractionation of mafic magmas // Abst. Intern. Volcanological Congress. Ankara. 1994. P. 78.
- Baker D.R., Eggler D.H. Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: constraints from phase relations // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 387 - 404.
- Brophy J.G. Basalt convection and plagioclase retention: a model for the generation of high-alumina basalt // J. Geol. 1988. V. 97. P. 319 - 329.
- Brophy J.G. Can high-alumina arc basalt be derived from low-alumina arc basalt?: evidence from Kanaga Island, Aleutian Arc, Alaska // Geology. 1989. V. 17. P. 333 - 336.
- Brophy J.G., Marsh B.D. On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 763 - 789.
- Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S. The origin of island arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 97. P. 417 - 430.
- Draper D.S., Johnston A.D. Anhydrous P-T phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 112. P. 501 - 519.

- Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // J. Petrol. 1983. V. 24. P. 256 - 265.
- Fournelle J., Marsh B.D. Shisalkin Volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation // Geology. 1991. V. 19. P. 234 - 237.
- Gust D.A., Perfit M.R. Phase relations on a high Mg basalt from the Aleutian Island Arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 97. P. 7 - 18.
- Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solubility of water and effect of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas // J. Petrol. 1964. V. 5. P. 21 - 39.
- Johnston A.D. Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands: implications for the origin of island arcs and tonalite-trondhjemite // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 24 - 38.
- Kay S.M., Kay R.W. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series. I: the mafic phenocrysts // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 276 - 296.
- Kelemen P.B., Ghiorso M.S. Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P. 12 - 28.
- Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I: phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 51 - 98.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of highflux recharge, tapped, and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high-Al₂O₃ from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994a. V. 35. P. 1 - 41.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Pb systematics of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and north pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan Arc // Mineral. Mag. 1994b. V. 58A (Abstracts of Goldschmidt Conference, Edinburgh). P. 473 - 474.
- Khubunaya S.A., Soboлев A.V., Novgorodtseva T.Yu. Petrology of basalts from Klyuchevskoi Flank eruptions (Kamchatka) // Abst. Intern. Volcanological Congress. Ankara, 1994. P. 112.
- Kuno H. High-alumina basalt // J. Petrol. 1960. V. 1. P. 121 - 145.
- Meen J.K. Elevation of potassium contents of basaltic magma by fractional crystallization: the effect of pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 309 - 331.
- Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen, and carbon dioxide // J. Petrol. 1975. V. 16. P. 549 - 593.
- Nielsen R.L. Simulation of igneous differentiation processes. Reviews in Mineralogy / Eds. Nicholls J. and Russel J.K. Mineralogical Society of America. 1990. V. 24. P. 65 - 105.
- Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: implications for arc magma genesis // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 10271 - 10287.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources // Chem. Geol. 1980. V. 30. P. 227 - 256.
- Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 349 - 370.
- Sachtleben T., Seck H.A. Chemical control of Al-solubility on orthopyroxene and its application on pyroxene geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 78. P. 157 - 165.
- Sakuyama, M. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing // J. Petrol. 1981. V. 22. P. 553 - 583.
- Soboлев A.V., Chaussidon M. H₂O concentrations in primary melts from island arcs and midocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // Nature. 1995 (submitted).
- Tilley C.E. Some aspects of magmatic evolution // Quart. J. Geol. Soc. London. 1950. V. 106. P. 37 - 50.
- Uto K. Variation of Al₂O₃ content in Late Cenozoic Japanese basalts: a reexamination of Kino's High-Alumina Basalt // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. P. 397 - 411.
- Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems // J. Petrol. 1962. V. 3. P. 342 - 352.