

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ (КАМЧАТКА)

© 2007 г. С. А. Хубуная¹, Л. И. Гонтовая¹, А. В. Соболев², И. В. Низкоус³

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, 111991

³Подразделение услуг по данным, отдел данных и консультирования, компания Шлумберже Логелко, Москва, 109147

Поступила в редакцию 01.11.2006 г.

Методом сейсмической томографии построена объемная скоростная модель земной коры под Ключевской группой вулканов. Выделены аномалии скоростных параметров, связанных с зонами магматического питания активных вулканов. Получены петрологические данные о составе, температуре и давлении генерации и кристаллизации родоначальных расплавов магнезиальных базальтов Ключевского вулкана. Родоначальный расплав отвечает пикриту ($MgO = 13\text{--}14\%$, мас.) с предельным насыщением SiO_2 (49–50%, мас.), высоким содержанием H_2O (2.2–2.9%) и несовместимыми элементами (Sr, Rb, Ba, Hf). Он образуется при давлениях 15–20 кбар и температурах 1280–1320°C. Его дальнейшая кристаллизация проходит в промежуточных магматических камерах при двух дискретных уровнях давлений (более 6 и 1–2 кбар). Результаты петрологических исследований находятся в хорошем соответствии с сейсмотомографической моделью.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение магматических очагов под Ключевской группой вулканов (КГВ) является одной из актуальных задач вулканологии, тесно связанной с проблемами геодинамики и прогнозом извержений. КГВ, состоящая из 12 вулканов, образует гигантский горный массив, располагающийся в северной части Центрально-Камчатской депрессии, ограниченной с запада Козыревско-Быстринской системой сводов, а с востока – горст-антиклинорием Восточных хребтов [17]. Впервые глубокий магматический очаг под вулканом Ключевской был выделен по результатам просвечивания верхней мантии поперечными сейсмическими волнами от тектонических землетрясений [10]. В 1970-е годы прошлого столетия в районе КГВ было выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) земной коры с использованием взрывов [2]. Система наблюдений позволила составить представление об особенностях коровых сейсмических границ (мелового и кристаллического фундаментов и Конрада). Зона перехода кора–мантия (раздел Мохоровичича) была изучена, в основном, отраженными волнами и охарактеризована значениями пластовых скоростей. Помимо структурных построений, с привлечением результатов просвечивания КГВ из одного источника взрыва, авторами была предложена схема предположительного магматического питания, а именно: выделен магмовод, по которому

расплав поступает из верхней мантии к кратеру Ключевского вулкана, и магматический очаг в средней части земной коры под вулканом Безымянный, имеющий связь с этим магмоводом [2]. Последующие геолого-геофизические модели коры под КГВ в основном ориентировались на приведенные результаты [20, 21].

Значительный вклад в изучение процессов, протекающих под вулканами и имеющих непосредственную связь с системой их магматического питания, внесли исследования регистрируемой в этом районе сейсмичности [10–12, 30–33]. В связи с развитием методов построения пространственных скоростных моделей, кинематические параметры вулканотектонических (ВТ) землетрясений широко используются для решения структурных задач [8, 19]. В районе Ключевского вулкана были также выполнены измерения поля силы тяжести [15] и магнитотеллурические зондирования [18, 24], которые в целом находятся в хорошем соответствии с результатами сейсмических построений

В 1990-е годы методом преломленных волн (МПВ) от взрывов были выполнены более детальные сейсмические исследования вдоль профиля, пересекающего конус Ключевского вулкана [5]. По этим данным с использованием различных методических приемов интерпретации построен сейсмический разрез верхней части земной коры (до глубины не более 10 км) и выявлены аномалии

скорости продольных волн (V_p), вероятно, имеющие связь с зонами питания вулкана [5, 23]. Однако каких-либо видимых изменений волновых форм P -волн (поперечные S -волны при работах МПВ-ГСЗ не регистрировались), которые, казалось бы, должны наблюдаться при просвечивании сейсмическими лучами магматического очага, обнаружено не было. Авторы предположили, что зона скоростных аномалий, вероятно, обусловлена присутствием в коре толщи пород, в которой расплав (или флюид) заполняет мелкие трещины и не оказывает заметного влияния на динамические параметры сейсмических волн [5]. Очевидно, что глубинное строение Ключевской группы вулканов и по сей день вызывает много вопросов. В то же время выделение под КГВ магматических камер, областей магматического питания вулканов возможно только комплексом геолого-геофизических методов, которые могут предоставить ряд характерных признаков присутствия расплава в структуре земной коры.

Большой вклад в изучение механизма и вещественного состава извержений вулканов Ключевской группы внес Борис Иванович Пийп в своей известной монографии “Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом” [22]. Он впервые предположил существование единого магматического резервуара для вулканов всей Ключевской группы: “...имеются основания предполагать существование единого магматического резервуара для всех Ключевских вулканов” [22]. На основании изучения ксенолитов третичных пород из лав побочных прорывов северо-восточного склона вулкана Ключевской Борис Иванович Пийп обосновывал существование промежуточных очагов [22]. В последнее время пристальное внимание многих исследователей привлекли известково-щелочные высокомагнезиальные базальты побочных прорывов северо-восточного склона Ключевского вулкана, уникальные для островных дуг породы, составы которых могут быть равновесны с составом мантии [3, 34–36, 46]. Изучение этих вулканических пород в отношении главных элементов, элементов-примесей и РЗЭ может помочь выяснению их типизации, генезиса и источника магм. Принципиальную геохимическую информацию о родоначальных расплавах, эволюции их составов и физико-химических условиях генерации и кристаллизации магм могут дать интрателлурические вкрапленники минералов и заключенные в них расплавные включения [4, 25, 40–42, 50].

В настоящей статье авторы попытались сопоставить результаты петрологического изучения магнезиальных базальтов Ключевского вулкана с новыми данными сейсмической томографии, освещающими глубинную скоростную структуру земной коры под КГВ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмические методы исследований. В связи с развитием методов построения пространственных скоростных моделей, кинематические параметры вулканотектонических (ВТ) землетрясений широко используются для решения структурных задач [8, 37]. Для построения объемной скоростной модели под КГВ был использован один из методов сейсмической томографии с высоким пространственным разрешением [19]. Расчеты проводились по временам вступлений продольных (P) и поперечных (S) волн от ВТ землетрясений, зарегистрированных сетью радиотелеметрических станций в районе КГВ за период 2000–2004 гг. Каталог и станционные данные любезно предоставлены Камчатским Филиалом геофизической службы РАН. Интерпретация времен вступлений сейсмических волн включала несколько основных этапов. Они состояли из расчетов: станционных поправок, оптимальной¹ одномерной скоростной модели, переопределения на ее основе координат гипоцентров выбранных из каталога землетрясений, оценок разрешающей способности и моделирование пространственной скоростной модели земной коры. Для ее расчета по реальным данным времен пробега P и S -волн всего было выбрано из каталога 11 357 событий, общее число вступлений 164 196, включая 86 893 P -фаз и 77 303 S -фаз.

Максимум сейсмичности приходится на интервалы глубин 28–37 км и 0–3 км. В связи с особенностями расположения сейсмических станций и гипоцентров ВТ землетрясений относительно достоверную модель распределения скоростей P и S -волн возможно получить лишь в диапазоне глубин 5–30 км. Скоростные параметры вне этого интервала могут содержать значительные погрешности, и при анализе результатов моделирования следует принимать во внимание данные других методов, в частности МПВ-ГСЗ. Следует также отметить, что, согласно результатам тестирования, скоростные неоднородности с интенсивностью меньше $\pm 4\%$ следует исключать из рассмотрения, так как они могут быть привнесены вычислительным алгоритмом и не имеют отношения к скоростной структуре коры КГВ. В ходе вычислений значение средней ошибки (RMS) уменьшилось с 0.40 до 0.24 секунд. Полученное уменьшение RMS означает, что большая часть начальной величины ошибки, обусловленной недостаточно корректным (одномерным) описанием среды, скомпенсирована с помощью более точной новой трехмерной модели.

¹ Термин “оптимальная” указывает на то, что одномерная модель и станционные поправки дают минимальное среднее значение среднеквадратичной ошибки (RMS) времени пробега для всех используемых в расчетах землетрясений.

Методы изучения магнезиальных базальтов.

Объектами исследования были известково-щелочные магнезиальные базальты 21 побочного прорыва на северо-восточном склоне Ключевского вулкана. Изучение мономинеральных фракций оливинов и пироксенов детально описано в [35]. В настоящей работе применены исследования магматических включений в минералах: определение фазового состава включений и их классификация; исследования на высокотемпературной малоинерционной установке, работающей в режиме чистого гелия с визуальным оптическим контролем системы Слуцкого-Соболева [29]. Исследование состава минеральных фаз и стекла было сделано на рентгеноспектральном микроанализаторе САМЕВАХ в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 40 нА. Концентрации элементов рассчитывались по программе MBXCOR. В качестве эталонов для определения Si, Al, Na использовались лабрадор ISNM 115900; Ca – голубой диопсид; Mg, Fe – оливин Fo₇₇, K – санидин с 12% K₂O, Ti, Mn, Cr – соответственно ильменит, родонит и хромшпинель.

Определение элементов-примесей и H₂O в стеклах закаленных расплавных включений проводилось методом вторично-ионной масспектрометрии на приборе Cameca ims-4f (ИМ и И РАН, г. Ярославль). Описание методики приведено в [25]. Погрешность анализа составляла 10–15 отн. % при концентрации более 1 ppm. Предел обнаружения для элементов-примесей составлял 0.01 ppm, для H₂O – 0.05 вес. %.

Определение главных элементов и элементов-примесей в одних и тех же образцах представительной серии базальтов проводилось методом масспектрометрии с индукционно-связанной плазмой в Центре исследований петрографии и геохимии (CRPG) г. Нанси (Франция) и методом Инструментального нейтронно-активационного анализа в Центре ядерных исследований г. Сакле (Франция). Предел обнаружений легких элементов-примесей на уровне 1 ppm, тяжелых – 20–40 ppm.

Криометрические исследования флюидных включений в оливинах проводились в криокамере конструкции В.А. Симонова (ИГиГ СО РАН). Химический состав флюидного включения был определен методом спектроскопии комбинационного рассеяния (на рамановском микроанализаторе MOLE) в Центре исследований геологии урана, г. Нанси (Франция), с помощью Ж. Дебюсси по методике [56].

Для определения состава первичного расплава магнезиальных базальтов и физико-химических условий кристаллизации магнезиальных магм был применен ряд расчетных методов, основанный на равновесии минерал–расплав [39].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сейсмологическая модель земной коры. Глубинная скоростная структура земной коры под КГВ характеризуется значительной неоднородностью и контрастностью аномалий. Уже по виду кривых средних значений скорости V_p и V_s и параметра V_p/V_s можно говорить о значительной слоистости коры по упругим свойствам (рис. 1). Повышенные значения V_p/V_s приурочены к слоям 5–10 км и 25–30 км, а также, что менее достоверно, 40–50 км. Вероятно, аномалии данного параметра могут быть обусловлены ослабленными трещиноватыми зонами, содержащими расплавы и(или) флюиды.

Результаты вычислений пространственной скоростной модели КГВ представлены в виде горизонтальных сечений, глубины которых совпадают с границами слоев модели, а также вертикальных сечений, проходящих через Ключевской вулкан. На карты аномалий скорости V_p спроецированы ВТ землетрясения, соответствующие каждому слою (рис. 2). Их отсутствие в интервале глубин 0–5 км связано с тем, что на рисунок вынесены лишь события с $K_s > 5$. Четко просматривается взаимосвязь характера сейсмичности с рисунком аномалий скорости. В верхней части земной коры под активными вулканами скорость значительно понижена (до –15% по отношению к средней части земной коры). К этой аномалии приурочены ВТ землетрясения под вулканами Ключевской, Безымянный, Крестовский, которые, вероятно, связаны с активными процессами вокруг подводящих каналов (даек). Конус Ключевского вулкана расположен над центральной, наиболее низкоскоростной частью аномалии, другие активные вулканы – на ее периферии. Средняя кора под КГВ включает область повышенной (на 6–10%) скорости V_p . С ней связаны ВТ землетрясения, которые не имеют четкой связи с конкретными конусами вулканов. Можно отметить их приуроченность к границам скоростных градиентов в рамках самой данной аномалии, возможно, к разломной зоне, по которой в принципе может поступать расплав из нижней части земной коры. На глубине 25–30 км четко выделена низкоскоростная зона, к которой приурочены все активные вулканы; при этом Ключевской вулкан расположен на ее периферии, в области наиболее высоких градиентов. Глубже (30–35 км) его конус проецируется на центр аномальной области, а все другие вулканы – на ее периферию.

На рис. 3 приведена блок-схема распределения скоростных аномалий V_p в земной коре под КГВ в виде пересечения двух вертикальных сечений объемной модели; линии профилей заданы в направлениях СЗ–ЮВ и ЮЗ–СВ, Ключевской вул-

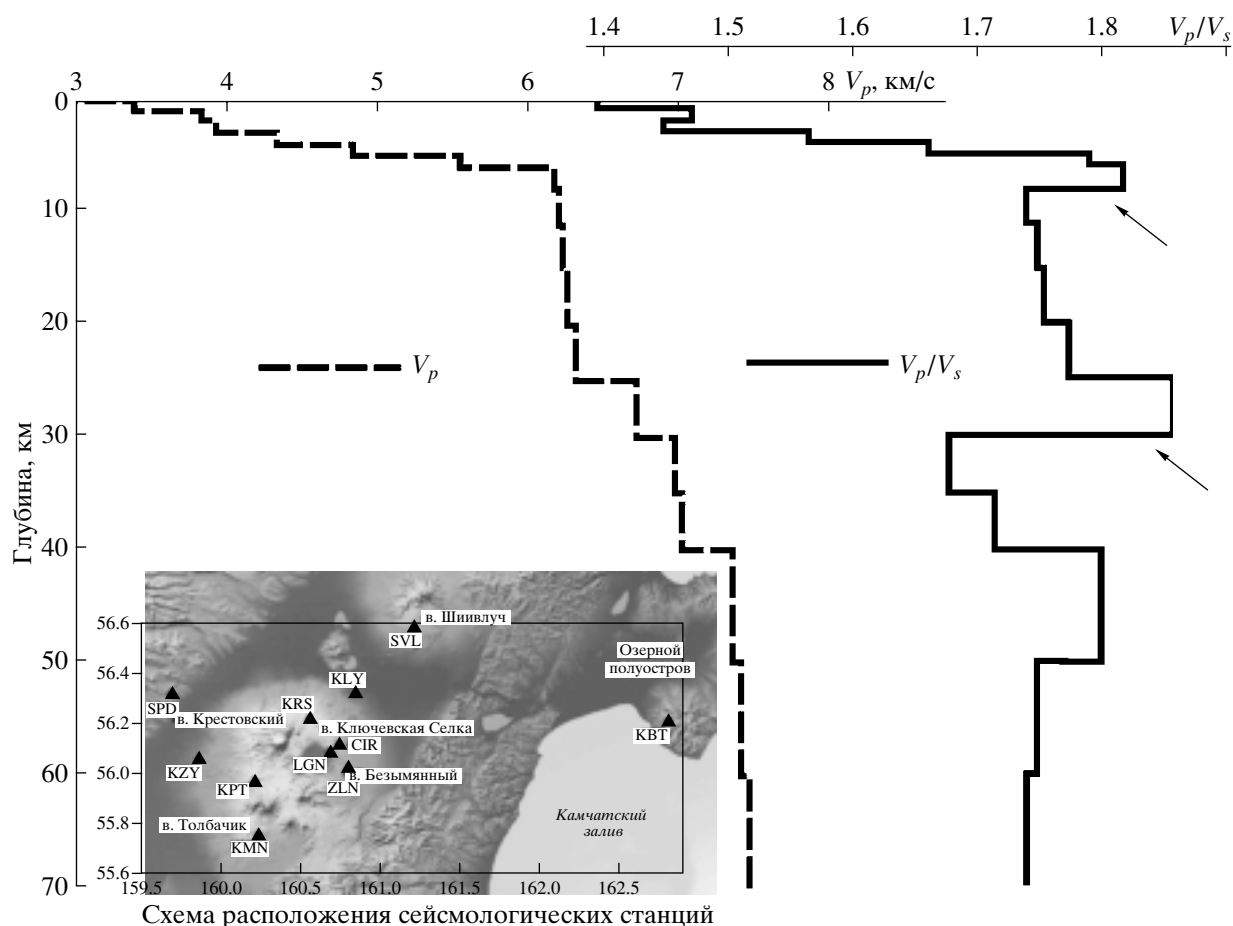


Рис. 1. Графики средних значений скорости V_p и параметра V_p/V_s для района Ключевской группы вулканов. Стрелками показаны слои с аномально высокими значениями V_p/V_s .

кан расположен в области их пересечения. На разрезах также показаны изолинии абсолютных значений скорости V_p и гипоцентры всех землетрясений, координаты которых переопределены с использованием рассчитанной скоростной модели. Согласно рисунку, глубинная скоростная структура верхней коры представляется в виде прогиба, заполненного относительно низкоскоростной толщей. В основании прогиба, вероятно, может накапливаться магматический расплав, который далее поступает к поверхности; с этим процессом связаны ВТ землетрясения. Прогиб под КГВ по границам мелового и кристаллического фундаментов согласуется с результатами МПВ-ГСЗ [2, 5]. Вулканы Крестовский, Безымянный и боковые конуса на северо-восточном склоне вулкана Ключевской, вероятно, располагаются над разломными зонами по периферии этого прогиба. Средняя часть земной коры включает высокоскоростную неоднородность. Ее центральная часть несколько смещена под северо-восточный склон Ключевского вулкана. Следует отметить, что высокоскоростная граница на глу-

бине 7–8 км под северо-восточным склоном Ключевского вулкана была отмечена и по данным МПВ [23]. Кроме того, этой области соответствуют пониженные (до 1.65) значения параметра V_p/V_s^2 . В нижней части земной коры четко выделена область пониженных значений скорости, единая для всех вулканов Ключевской группы. По-видимому, эта аномалия связана с магматическим очагом, а регистрируемый в этом интервале глубин характер сейсмичности отражает процесс поступления мантийных выделок (флюидов, расплавов) в земную кору, что согласуется с [12]. Дальнейшие особенности путей поступления расплавов к поверхности, а также возможное формирование промежуточных камер, вероятно, обусловлены особенностями структуры земной коры. Согласно нашим данным, промежуточные магматические очаги наиболее вероятны в нижней и верхней частях земной коры. Однако характер скоростных параметров не исключает возможности их формирования и в средней коре (15–

² В связи с ограниченным объемом в статье не приводятся полные данные по расчетам параметров V_s и V_p/V_s .

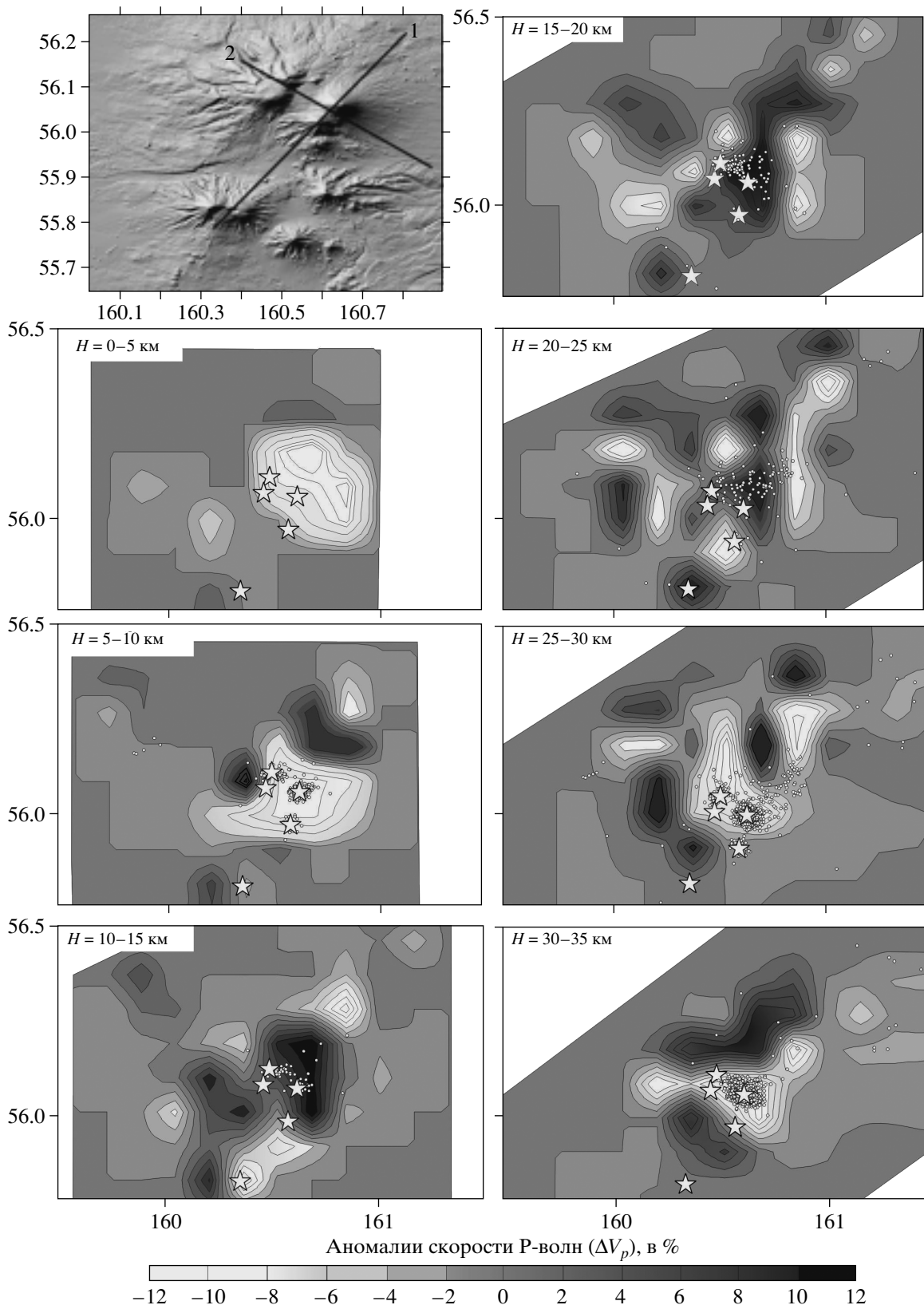


Рис. 2. Горизонтальные сечения трехмерной скоростной модели V_p земной коры под Ключевской группой вулканов, соответствующие слоям 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–25, 25–30, 30–35 км. Звездочками показано положение вулканов, кружками – эпицентры землетрясений с $M_s > 5$. На схеме приведены линии профилей 1 и 2, вдоль которых построены вертикальные сечения модели (рис. 3).

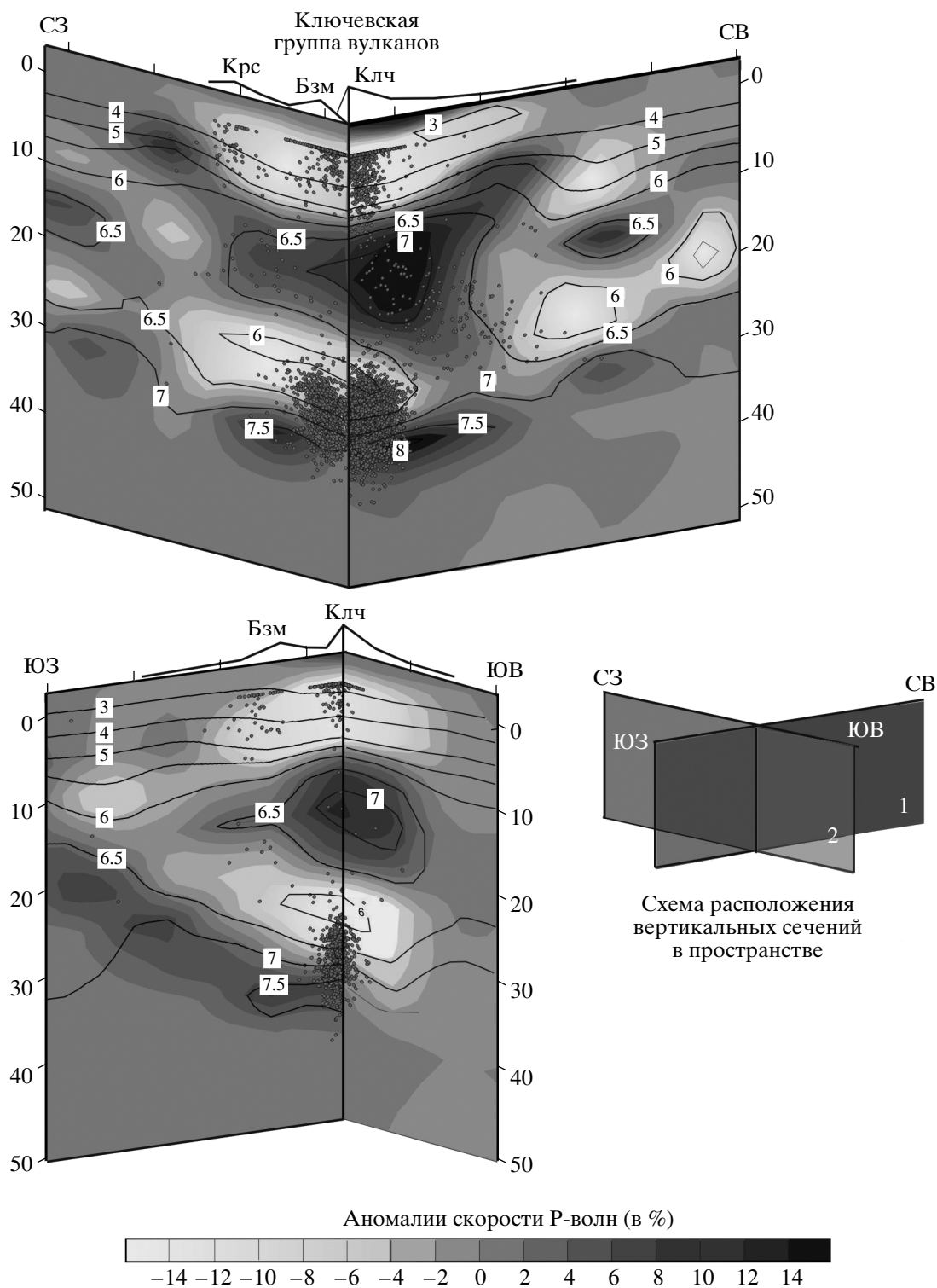


Рис. 3. Объемное изображение скоростной модели земной коры под Ключевской группой вулканов. На сечениях приведены изолинии абсолютных значений скорости V_p в км/с (сплошные линии) и проекции гипоцентров землетрясений на эти сечения (кружки).

20 км), в частности под вулканом Безымянный. Этот вопрос на современном уровне исследований может рассматриваться только в комплексе с

данными других геолого-геофизических методов и при условии более детальных сейсмологических наблюдений.



Рис. 4. Ключевской вулкан. На переднем плане – побочные прорывы (конусы) на северо-восточном склоне вулкана Ключевской. Фото В.И. Подгабачного.

Петрологическая модель магматического питания. *Геохимические особенности магнезиальных базальтов как показатели их генерации из одного магматического источника.* Объектом изучения были магнезиальные базальты Ключевского вулкана, уникальные для островных дуг вулканически породы, составы которых могут быть равновесны с составом мантии [3, 34, 35, 46]. Их извержения происходили в значительном временном интервале (от раннего голоцена до современности) на северо-восточном склоне вулкана Ключевской на высотах 400–1800 м (рис. 4). Крайние члены побочных прорывов магнезиальных базальтов удалены на расстояние более 50 км друг от друга. Несмотря на это, они характеризуются общими минералогическими и геохимическими особенностями.

Петрохимические особенности магнезиальных базальтов были изучены на основе средних химических составов 21 магнезиального побочного прорывов Ключевского вулкана [35]. По содержанию K_2O это типичные известково-щелочные магнезиальные базальты. Средние составы всех магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана образуют единый тренд. При этом повышение MgO в породе приводит к повышению в ней CaO и одновременно к понижению Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , SiO_2 , K_2O . Более того, расчетный состав магнезиального базальта, полу-

ченный балансовыми расчетами по методу наименьших квадратов [57] из высокомагнезиального базальта прорыва Булочка, показал практически идентичное совпадение с реальным магнезиальным базальтом побочного конуса Цирк [35]. Это прямо указывает на генетическую связь всего ряда магнезиальных пород [35].

Результаты изучения одних и тех же образцов представительного спектра магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов, в отношении главных элементов и элементов-примесей, полученные двумя независимыми методами: масс-спектрометрией в индукционно-связанной плазме (ICP MS) и инструментальным нейтронно-активационным анализом (INAA), показывают хорошую сходимость (табл. 1). Здесь хорошо видны одинаковые (практически совпадающие) тренды изменений концентраций элементов-примесей и TiO_2 . С возрастанием содержания MgO в вулканиках уменьшаются концентрации U , Sr , Ba , TiO_2 и увеличиваются – Co , Ni , Cr , Sc (рис. 5). При этом, если изменение концентраций элементов группы железа можно объяснить фракционной кристаллизацией или кумуляцией оливина и хромшпинелида в магматической камере, то U , Sr , Ba , Sc не входят в значительных количествах ни в одну из ранних кристаллических фаз магнезиальных базальтов. Их содержания отражают устойчивые геохимические связи между базальтами и образо-

Таблица 1. Содержания главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (ppm) в магнезиальных и высокоглиноземистых базальтах Ключевского вулкана

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Метод масспектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ISP)										
SiO ₂	50.8	50.9	52.0	52.3	52.0	51.5	52.97	52.9	53.1	53.7
TiO ₂	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0
Al ₂ O ₃	13.5	14.2	13.4	15.0	14.8	16.3	16.0	17.0	17.0	17.8
Fe ₂ O ₃	9.4	9.4	9.3	9.3	9.0	9.4	9.6	9.3	9.3	9.3
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	11.6	10.8	10.8	8.7	8.6	8.2	7.1	6.1	6.0	4.7
CaO	10.5	10.4	10.1	9.7	10.2	10.0	9.4	9.0	9.1	8.3
Na ₂ O	2.3	2.5	2.4	2.9	2.8	3.0	3.1	3.3	3.3	3.6
K ₂ O	0.5	0.5	0.5	0.9	0.9	0.6	0.9	1.0	1.0	1.1
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
Сумма	99.7	99.7	99.5	99.8	99.4	100.1	100.0	99.9	100.0	99.8
Ba	185	195	211	285	281	198	302	336	327	402
Be	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.29	1.29	1.2	1.29
Co	41	38	41	34	36	34	32	30	27	27
Cr	928	819	819	493	502	338	217	144	108	40
Cu	70	79	78	84	95	83	88	95	94	112
Ga	16	15	15	19	15	19	14	12	20	15
Ni	197	177	171	116	109	92	67	50	42	29
Rb	12	12	15	16	16	13	18	19	17	22
Sc	37.9	36.7	36.7	34.9	36.2	34	33.5	30.79	31.5	26.1
Sr	234	249	231	311	318	307	329	361	356	356
V	242	248	228	253	237	252	255	259	257	260
Y	17	17	17	19	19	19	22	21	20	22
Zn	70	109	93	75	70	73	79	79	79	88
Zr	59	56	59	71	65	63	78	79	76	95
La	4.54	4.49	4.79	5.89	5.27	4.73	6.15	6.68	6.53	6.99
Ce	17.39	19.77	14.68	24.25	18.39	15.37	18.94	17.43	18.61	22.53
Nd	8.79	9.26	8.91	11.08	10.04	9.68	11.61	12.19	12.06	12.93
Sm	2.73	3.02	2.75	3.40	3.08	2.80	3.30	3.19	3.29	3.53
Eu	0.80	0.85	0.78	0.98	0.92	0.94	0.96	1.01	1.02	1.04
Gd	3.14	3.54	3.21	3.89	3.50	3.02	3.71	3.44	3.67	3.82
Dy	2.83	2.84	2.83	3.19	2.98	3.07	3.35	3.42	3.51	3.60
Er	1.70	1.80	1.74	2.06	1.92	1.80	2.01	1.84	2.01	2.22
Yb	1.37	1.51	1.45	1.66	1.55	1.52	1.73	1.73	1.80	1.87
Lu	0.29	0.28	0.28	0.34	0.30	0.27	0.31	0.27	0.31	0.35
Nd/Sm	3.22	3.07	3.24	3.26	3.26	3.46	3.52	3.82	3.67	3.66
Rb/Sr	0.051	0.048	0.065	0.051	0.050	0.042	0.055	0.053	0.048	0.62

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Метод инструментального нейтронно-активационного анализа (INAA)										
U	0.26	0.28	0.29	0.39	0.39	0.32	0.43	0.43	0.42	0.51
Nh	0.351	0.378	0.43	0.606	0.639	0.46	0.654	0.689	0.664	0.763
Zr	57	62	53	50	70	67	67	73	89	124
Hf	1.66	1.74	1.81	2.04	2.01	2.02	2.27	2.25	2.35	2.82
Na	0.096	0.096	0.118	0.113	0.117	0.112	0.132	0.136	0.130	0.163
Ba	208	213	235	307	303	221	328	369	354	419
Cs	0.29	0.32	0.39	0.42	0.44	0.32	0.45	0.49	0.39	0.54
Rb	7.9	8.7	9.9	13.3	13.8	10.1	13.8	15.2	14.7	17.2
Sb	0.13	0.15	0.16	0.18	0.23	0.16	0.20	0.23	0.22	0.38
Cr	826	749	742	445	446	320	205	139	103	44
Co	45.6	44	43.4	37.4	35.7	37.1	33.8	31.5	31	28.4
Ni	209	191	187	117	106	97	64	49	39	28
Sc	36.2	34.9	34.5	32.9	33.2	32.4	31.7	29.7	30	25.5
La	4	4.07	4.42	5.72	5.75	4.75	5.96	6.71	6.44	7.34
Ce	8.8	8.7	9.5	11.6	12	10.1	12.4	14.3	13.3	16.1
Sm	2.48	2.52	2.46	2.96	2.89	2.77	3.16	3.38	3.23	3.62
Eu	0.85	0.95	0.88	1	0.98	1	1.08	1.12	1.13	1.21
Tb	0.44	0.444	0.455	0.482	0.46	0.47	0.523	0.543	0.526	0.592
Yb	1.59	1.64	1.56	1.74	1.65	1.75	1.94	1.93	1.97	2.18
As	1.2	1.28		0.88	1.06	1.09	1.22	1.16	1.28	4
Mo	0.54	0.92			1.67	0.83	0.84	0.9	0.88	1.06
Br		0.54	0.7	1.01	1.25			1.16	0.41	0.76
Ag	34		53	45	43			56	42	157
Au	54.89	2.41	238.9	3.23	2.57	26.79	57.95	5.06	1.85	54.85

Примечание. Магнезиальные базальты: 1 – Булочка; 2 – Новограбленова; 3 – Лучицкого; 4 – Киргурич; 5 – Биокось; 6 – Левашова; 7 – Тиранус; 8 – Невидимка. Высокоглиноземистые базальты: 9 – Заварицкого; 10 – вершинное извержение вулкана Ключевской, 1984 г.

вание последних из одного магматического источника.

Об этом же свидетельствуют и данные изучения РЗЭ и других элементов в представительной серии магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов (рис. 6). Они представлены в виде спайдердиаграммы, в которой составы базальтов нормализованы к примитивному мантийному веществу, по А.В. Хоффману [48]. Анализ этой диаграммы приводит к следующим заключениям. Изученные магнезиальные базальты характеризуются всеми особенностями, типичными для островодужных магм: отрицательными аномалиями в содержаниях высокозарядных элементов, таких как Nb, Ti, и отчетливыми положительными аномалиями в содержаниях крупноионных литофильных элементов – K, Rb, Ba, Sr, Hf. Характерной особенностью всех исследованных базальтов является дефицит Rb по отношению к Ba. Спектр РЗЭ

в исследованных породах характеризуется обогащением легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми, характерным для известково-щелочных магм. Общий вывод, полученный по нашим данным и публикациям других исследователей [3, 38, 46 и др.], свидетельствует о едином мантийном источнике для всех базальтов Ключевского вулкана и отсутствии влияния пород земной коры при их образовании.

Минералогические особенности магнезиальных базальтов как показатели фракционной кристаллизации в промежуточных магматических камерах. Все разнообразие магнезиальных базальтов изученных побочных прорывов вулкана Ключевской представлено высокомагнезиальными (MgO = 10–12%, вес.) клинопироксен-оливиновыми и магнезиальными (MgO = 7–10%, вес.) клинопироксен-оливин-плаггиоклазовыми базальтами [35]. Несмотря на разные количественные соотно-

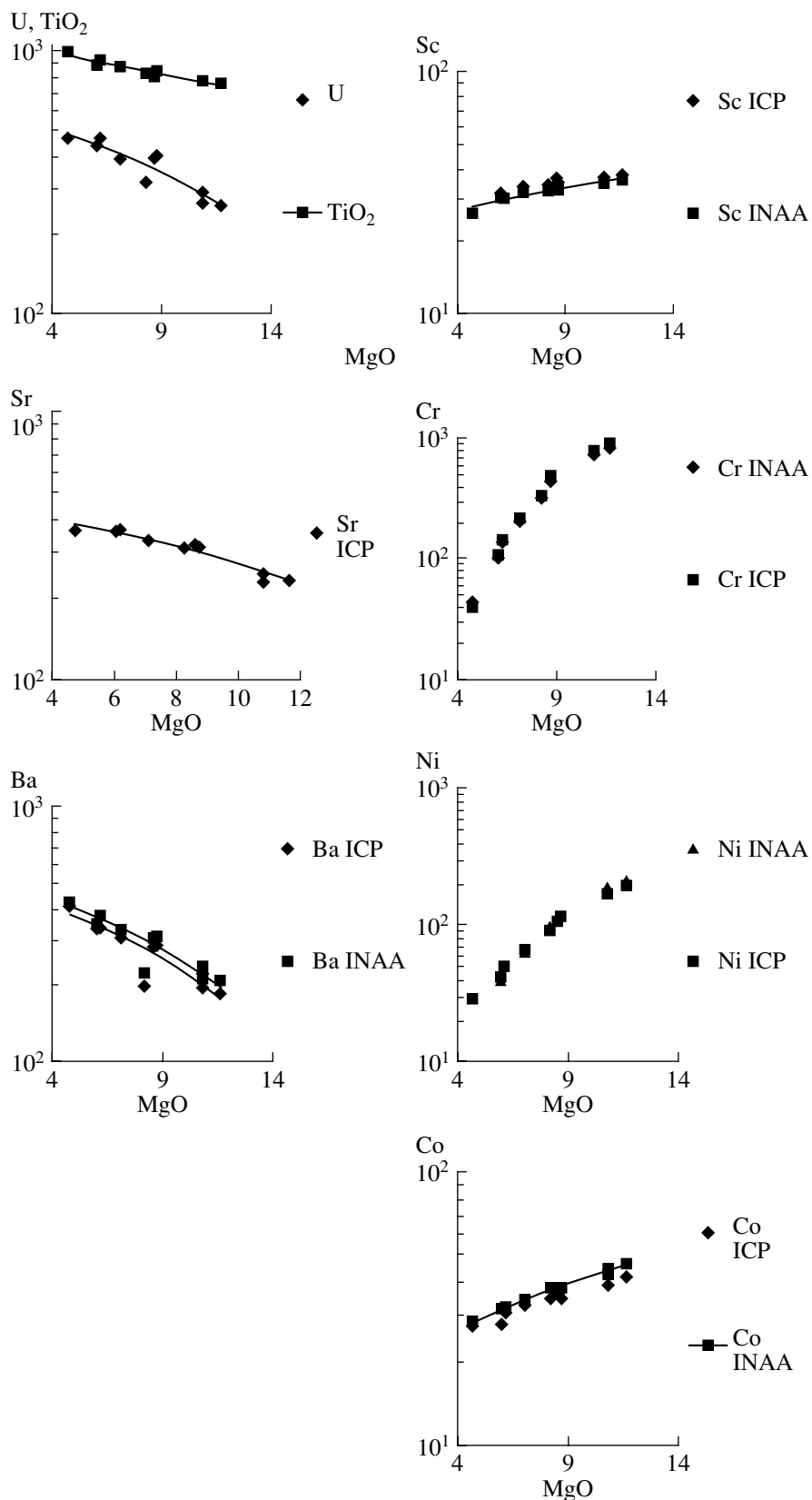


Рис. 5. Зависимость концентрации элементов-примесей от содержания MgO в магнезиальных и высокоглиноземистых базальтах Ключевского вулкана. ICP – точки составов базальтов, выполненные методом спектрометрии индукционно-связанной плазмы; INAA – точки составов базальтов, выполненные методом инструментального нейтронно-активационного анализа. Содержания элементов – примесей приведены в ppm, MgO и TiO₂ – в мас. %.

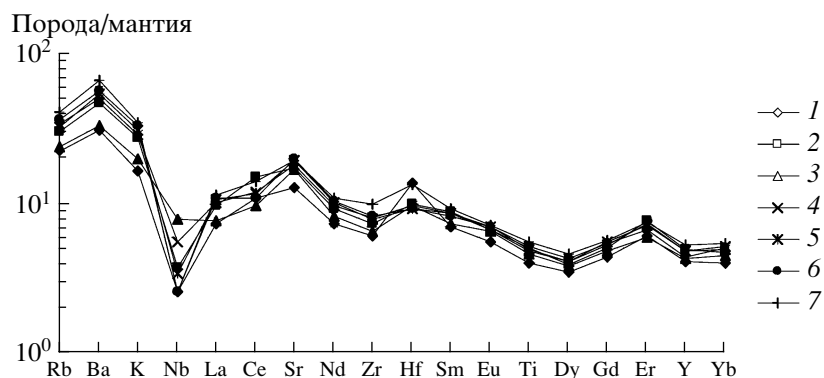


Рис. 6. Спайдер-диаграмма магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана. Магнезиальные базальты побочных прорывов: 1 – Булочка; 2 – Биокось; 3 – Киргурич; 4 – Цирк; 5 – Тиранус; 6 – Невидимка; 7 – высокоглиноземистый базальт вершинного извержения, 1984 г. Названия прорывов соответствуют таковым на схеме в [35]. Состав примитивной мантии взят из [48].

шения породообразующих минералов и химический состав пород, петрографические особенности всех вулканических пород близки. Наиболее характерной их чертой является порфировый облик, присутствие крупных (до 10 мм) гломеропорфировых моно- или полиминеральных сростков оливинов и клинопироксенов и единичных вкрапленников шпинелида. При этом во всех разностях пород количество фенокристаллов оливинов выше или равно количеству фенокристаллов клинопироксенов. Особенности химизма оливинов и пироксенов, онтогенеза, их количественные взаимоотношения наиболее ярко проявлены в высокомагнезиальных базальтах доисторического прорыва Булочка.

Оливин – наиболее распространенный минерал высокомагнезиальных базальтов; встречается среди фенокристаллов и микролитов основной массы породы. Количество фенокристаллов составляет 12% от объема породы. Оливин представлен резко идиоморфными кристаллами с характерными очертаниями в виде шестиугольников и скошенных ромбов. Размеры фенокристаллов варьируют от 0.3 до 2 мм. Для крупных кристаллов оливина характерно чистое незональное или слабо зональное магнезиальное ($Fo_{91.5-88}$) ядро, окруженное тонкой железистой каемкой. Наименее магнезиальными (Fo_{50}) являются мелкие (5–10 микрон) микролиты оливинов. Анализ статистического распределения магнезиальности фенокристаллов оливинов, основанный на изучении 280 анализа, позволяет считать, что характерной особенностью фенокристаллов оливинов является широкий диапазон их составов от $Fo_{91.5}$ до Fo_{80} (рис. 7). При этом выявляется отчетливая бимодальность в составах фенокристаллов оливинов. Здесь присутствует группа магнезиального оливинов ($Fo_{91.5-86}$) и группа более железистого оливинов (Fo_{85-80}). Оливин образует сростки с клинопироксенами и изредка с хромшпинелидами. Среди микровклю-

чений в фенокристаллах оливинов наиболее часто встречаются хромшпинелид и клинопироксен.

Наиболее характерной минералогической особенностью базальтов прорыва Булочка является присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального ($Fo_{91.5}$) оливина, характерного для равновесия с первичными мантийными расплавами. В то же время, как показано в [51] абсолютное большинство исследованных вкрапленников оливина не могут быть интерпретированы как продукты дезинтеграции мантийных ксенолитов. В нашем случае это ясно доказывается высоким содержанием CaO в изученных оливинах и низким содержанием

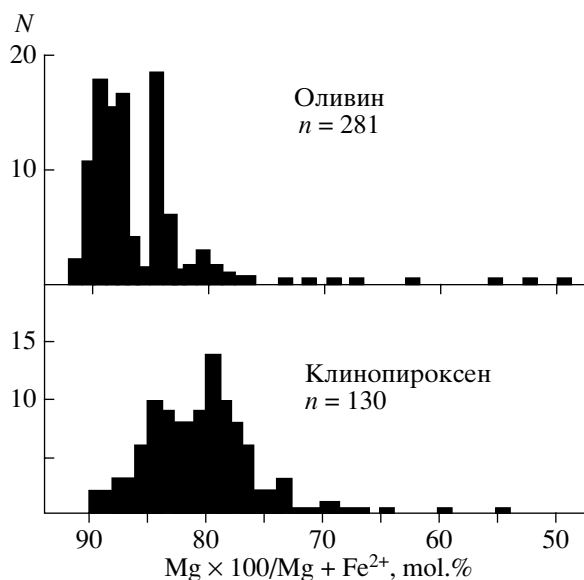


Рис. 7. Гистограммы распределения магнезиальности оливинов и клинопироксенов прорыва Булочка. N – количество подсчетов; n – количество анализов.

TiO₂ в шпинелях, являющихся твердофазными включениями в этих оливинах [35].

Клинопироксен. Фенокристаллы клинопироксена в 2.5 раза уступают оливину по распространенности в высокомагнезиальных базальтах прорыва Булочка. Его количество составляет 5% от объема породы [35]. Анализ статистического распределения магнезиальности клинопироксенов также свидетельствует о широком интервале их магнезиальности³ от Mg#75 до Mg#90 (рис. 7). Здесь видно, что у клинопироксенов, несмотря на широкий интервал магнезиальности, практически отсутствуют высокомагнезиальные разновидности минералов. Из 130 кристаллов пироксенов, отобранных из протолочной пробы, только 14 имеют магнезиальность выше 85. Среди фенокристаллов такой пироксен встречается чрезвычайно редко и только в сростках с оливином. В то же время, высокомагнезиальные клинопироксены очень часто встречаются в виде микровключений в оливинах [35]. Фенокристаллы клинопироксенов прорыва Булочка, в основном, представлены низкомагнезиальными (Mg#85–75) авгитами. Они образуют сростки с низкомагнезиальным оливином. Во включениях в низкомагнезиальных клинопироксенах встречаются оливины, ортопироксены, плагиоклазы и титаномagnetиты. Как показано в [35], точки составов клинопироксенов образуют закономерные тренды, для которых характерно резкое уменьшение содержаний Cr₂O₃ и увеличение TiO₂ при уменьшении магнезиальности клинопироксена. На графиках глинозем–магнезиальность также видны отчетливые тренды увеличения содержаний Al₂O₃ в клинопироксенах прорывов Булочка и Билукай при уменьшении их магнезиальности [35]. Эти особенности химизма низкомагнезиальных клинопироксенов (авгитов) хорошо объясняются фракционной кристаллизацией высокомагнезиальных оливинов и клинопироксенов, ранних ликвидусных фаз прорывов Булочка, которая могла осуществляться в промежуточных магматических камерах [35].

Хромшпинелид устанавливается в виде включений во вкрапленниках оливинов, существенно реже – в виде самостоятельных вкрапленников. Большинство шпинелей относится к разновидности хромпикотита с низким содержанием TiO₂ [35]. В низкомагнезиальных клинопироксенах прорыва Булочка в микровключениях обнаружен титаномagnetит. Хромпикотит присутствует в виде микровключений только в высокомагнезиальных клинопироксенах.

Все особенности химизма клинопироксенов прорыва Булочка характерны для фенокристаллов магнезиальных базальтов всех изученных побочных прорывов вулкана Ключевской. Анализ

³ (Mg# = Mg × 100 / (Mg + Fe²⁺), мол. %.

статистического распределения составов клинопироксенов магнезиальных базальтов большинства побочных прорывов свидетельствует о том, что они также характеризуются широкими интервалами магнезиальности и отсутствием бимодальности в составах клинопироксенов [35]. Более того, указанные особенности химизма клинопироксенов и оливинов, по-видимому, присущи всем известково-щелочным магнезиальным базальтам этого района. В магнезиальных базальтах вулкана Крестовский высокомагнезиальные клинопироксены (Mg# больше 85) составляют ничтожную часть от широко развитых низкомагнезиальных авгитов. В то же время здесь встречены многочисленные фенокристаллы оливинов Fo_{94–90}, которые характерны только для ультраосновных интрузивов [35].

Результаты изучения статистического распределения магнезиальности оливинов из базальтов десяти побочных прорывов, проведенного на основе 1250 химических анализов, также свидетельствуют о минералогическом сходстве всех магнезиальных базальтов вулкана Ключевской (рис. 8). Для всех пород установлено присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального (Fo_{91.5–88}) оливина. Характерной особенностью фенокристаллов исследованных оливинов также является широкий диапазон их составов (Fo₈₀ до Fo_{91.5}). Отсутствие фенокристаллов низкомагнезиальных оливинов в базальтах некоторых побочных прорывов вулкана Ключевской (рис. 8) обусловлено методикой отбора фенокристаллов оливинов из протолочных проб [35]. Наиболее магнезиальными являются ядра крупных кристаллов оливинов, а наиболее железистыми – тонкие оторочки, каймы крупных кристаллов. Очевидно, что при таком широком интервале магнезиальности фенокристаллов оливинов, которые, к тому же, фиксируются в одном образце базальта, присутствуют неравновесные минералы. Наиболее магнезиальные (Fo_{91.5–88}) оливины базальтов вулкана Ключевской не характерны для основных эффузивов вообще, но часто встречаются среди оливинов ультраосновных интрузивов. Такие широкие интервалы магнезиальности оливинов характерны для пикритовых базальтов Новой Джорджии на Соломоновых островах [49], пикритовых силлов Новых Гебрид [44], продуктов пикритовых магм вулкана Осима-Осима в Японии [58] и др. Для выяснения состава оливина на ликвидусе магнезиальных базальтов Ключевского вулкана были проведены специальные исследования.

Расчет составов оливина на ликвидусе магнезиальных базальтов. В результате детальных исследований было показано, что для обширной серии природных базальтовых расплавов состав оливина на ликвидусе мало зависит от температуры и давления кристаллизации [39]. Поэтому в настоящей работе особое внимание было уделено

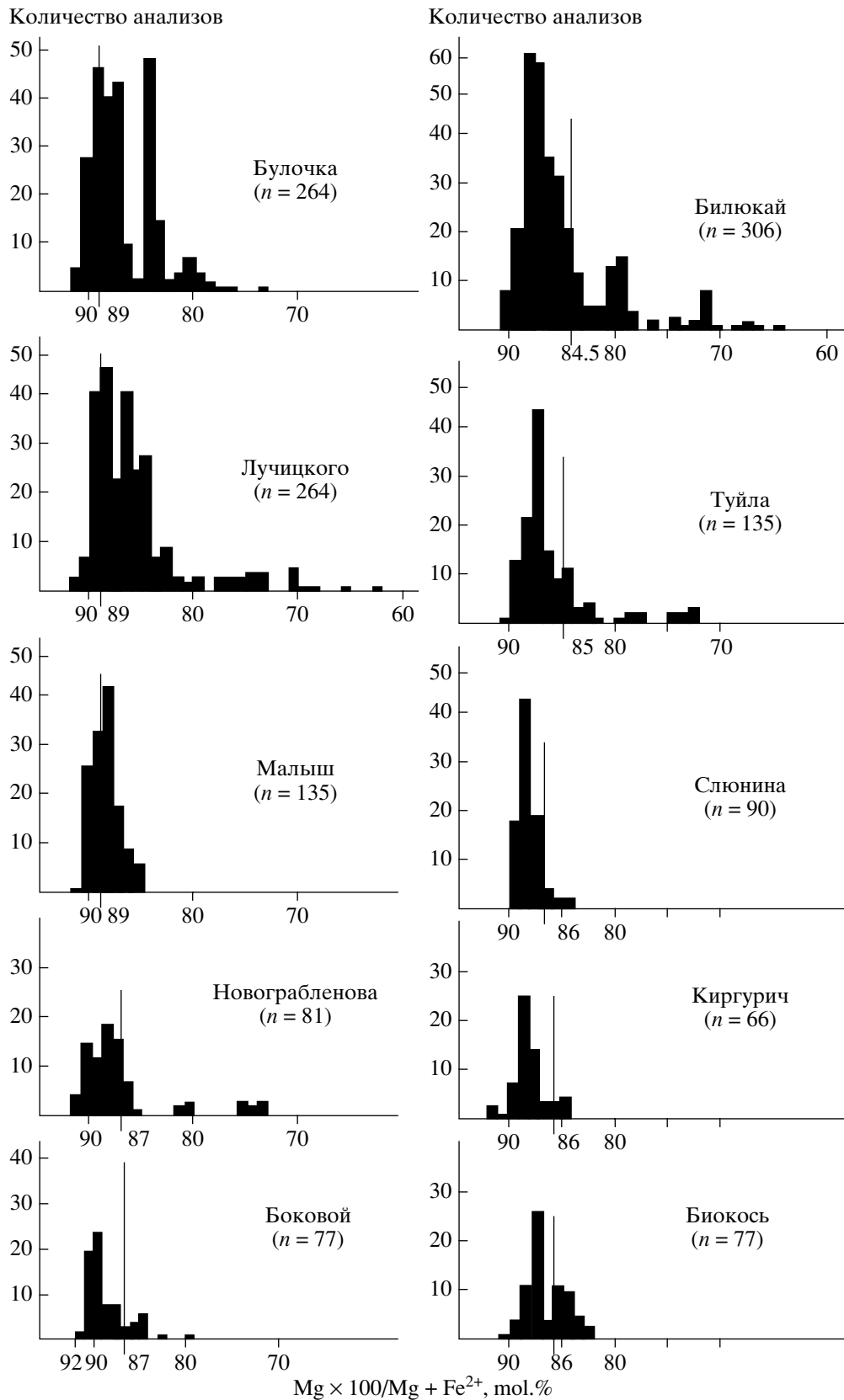


Рис. 8. Гистограммы распределения магниальности фенокристаллов оливинов магниальных базальтов побочных прорывов вулкана Ключевской. Вертикальная черта соответствует расчетному составу оливина на ликвидусе базальтового расплава. n – количество анализов.

степени окисления железа в расплаве, которая существенным образом влияет на состав кристаллизующегося оливина. Как показано в экспериментальной работе [47], наиболее чувствительным индикатором степени окисления железа (Fe^{2+}/Fe^{3+}) в базальтовом расплаве является хромистая шпинель. Методика и результаты детальных специальных исследований зависимости окисленности шпинелей от вмещающего их оливина-хозяина в представительной серии магнезиальных базальтов вулкана Ключевской опубликованы в [35]. Окисленность железа в базальтовом расплаве не менялась во всем спектре кристаллизующихся оливинов ($Fo_{91.5-82}$). Это обстоятельство, а также онтогенез фенокристаллов высокомагнезиальных оливинов в базальтах наиболее вероятно свидетельствуют о кристаллизации фенокристаллов оливинов ($Fo_{91.5-82}$) из достаточно большого объема магмы в закрытой системе, по-видимому, в режиме промежуточных камер [35].

Для оценки расчетного состава оливина на ликвидусе магнезиального расплава была использована модель С.Е. Форда [39]. Расчет осуществлялся по фракционной модели кристаллизации. В качестве состава расплава принимался средний валовый химический состав базальта. Степень окисленности магнезиального расплава была взята из [35]. Анализ результатов расчетов, выполненных для магнезиальных базальтов 10 побочных прорывов, позволяет считать, что оливин с магнезиальностью $Fo_{91.5}$ невозможно получить, даже используя наиболее магнезиальные валовые химические составы базальтов Ключевского вулкана (рис. 8). Наиболее близок к этому составу расчетный состав оливина на ликвидусе базальтового расплава прорыва Булочка ($Fo_{89.7}$), а наиболее далек – расчетный состав оливина на ликвидусе базальтов прорыва Билукай ($Fo_{84.5}$). Следует сказать, что реальный состав оливина на ликвидусе базальтового расплава содержит еще меньше форстеритовой составляющей, так как в расчете используются валовые химические составы базальтов, при подготовке проб которых были истерты и неравновесные высокомагнезиальные фенокристаллы оливинов. Кроме того, нельзя отрицать и возможность обогащения поднимающейся магмы оливинами за счет процессов кумуляции. По существу, все высокомагнезиальные интрателлурические вкрапленники оливинов являются ксенокристаллами, по отношению к транспортирующему их расплаву, так как они образовались при другом окислительном потенциале и из более магнезиального исходного расплава. Анализ приведенных данных позволяет сделать принципиальный вывод о месте кристаллизации изученных оливинов и пироксенов.

1. Систематические низкие расчетные составы оливинов на ликвидусе, по сравнению с их реаль-

ными составами в базальтах, широкие интервалы магнезиальности оливинов ($Fo_{91.5-80}$), совместное нахождение в одном образце магнезиальных базальтов крупных незональных высокомагнезиальных (Fo_{91-88}) фенокристаллов оливинов с низкомагнезиальными оливинами (Fo_{80-81}) и клинопироксенами свидетельствуют о механическом смешении фенокристаллов оливинов, кристаллизовавшихся из разных расплавов, при разных температурах в промежуточных магматических камерах разного уровня.

2. Начало котектической кристаллизации оливина Fo_{89} происходило с клинопироксеном близкой магнезиальности [35]. Между тем, реальные фенокристаллы клинопироксенов с $Mg\# 85-89$ во всех базальтах практически отсутствуют. Они присутствуют в виде микровключений в оливинах. Реальные котектические количества фенокристаллов фиксируются только у низкомагнезиальных, низкотемпературных авгитов с низкомагнезиальными оливинами, которые, вероятно, кристаллизовались в условиях низких давлений. Это свидетельствует о растворении или отсадке высокомагнезиальных клинопироксенов по мере подъема магмы к поверхности, что может быть связано с высоким давлением начала кристаллизации (исходного для высокомагнезиальных клинопироксенов) магматического расплава в промежуточных камерах. Косвенно на такую возможность указывает более высокое или равное количество фенокристаллов оливинов, по сравнению с фенокристаллами клинопироксенов во всех магнезиальных базальтах побочных прорывов вулкана Ключевской [35]. Растворение или отсадка высокомагнезиальных клинопироксенов приводит к обогащению поднимающейся магмы оливинами за счет нерастворенных высокомагнезиальных оливинов ($Fo_{91.5-86}$). Альтернативная гипотеза о кристаллизации рассматриваемых магм в поле оливина представляется мало вероятной из-за присутствия остатков фенокристаллов высокомагнезиального (котектического для высокомагнезиальных оливинов) клинопироксена в базальтах и микровключений этого клинопироксена в оливинах $Fo_{91.5-86}$. Таким образом, можно предполагать существование, как минимум, двух дискретных уровней глубин кристаллизации низкомагнезиальных клинопироксенов и оливинов, с одной стороны, и высокомагнезиальных оливинов и клинопироксенов, с другой – в промежуточных магматических камерах. Очевидно, базальты побочных прорывов вулкана Ключевской представляют собой гибридные породы, содержащие неравновесные парагенезисы фенокристаллов, образованных в разных условиях. Об этом же свидетельствуют результаты изучения магматических включений в минералах.

Включения в минералах. Изучение включений в минералах проводилось в магнезиальных ба-

зальтах прорывов Булочка, Слюнина, Цирк, Билюкай, Лучицкого, Туйла, Киргурич и Биокось. При описании и классификации магматических включений нами использовалась терминология, принятая в работе И.Т. Бакуменко [4]. Во вкрапленниках оливинов и клинопироксенов исследованных пород присутствуют следующие типы первичных магматических включений: нормальные расплавные, стекловатые, частично и полностью раскристаллизованные; кристаллические и флюидные. Кристаллические включения детально охарактеризованы в [35], поэтому в данной публикации охарактеризованы флюидные и расплавные включения.

Флюидные включения. Исследования флюидных включений в оливинах магнезиальных базальтов вулкана Ключевской проводились в криокамере конструкции В.А. Симонова (ИГ и Г СО РАН) в интервале температур от -90°C до $+40^{\circ}\text{C}$. В экспериментах было использовано эталонное включение CO_2 . Флюидные включения в высокомагнезиальных оливинах представлены главным образом плотной углекислотой. Характерные термометрические параметры флюидных включений (температура тройной точки $T = -57.3^{\circ}\text{C}$, температура гомогенизации в жидкую фазу $= 28^{\circ}\text{C}$) свидетельствуют о существенно углекислотном составе магматического флюида. Результаты о существенно углекислотном составе флюидных включений в оливинах подтверждаются данными спектроскопии комбинационного рассеяния (рис. 9), полученными в Центре петрографии и минералогии г. Нанси (Франция) с помощью Ж. Дебюсси по методике [56]. Согласно этим данным, CO_2 во флюидном включении в оливине из магнезиальных базальтов побочного прорыва Булочка составляет более 99 мол. % флюидной фазы (без учета H_2O). Суммарное содержание CO , N_2 , CH_4 , H_2S и SO_2 в этом включении не превышает 0.5 мол. %. Максимальная плотность, замеренная в нескольких флюидных включениях в оливинах, составляет 0.85 г/см^3 (гомогенизация газообразной CO_2 в жидкую фазу происходила при температуре 28°C). По плотности флюидных включений в оливинах, с учетом температур 1280°C , которые будут приведены ниже, сделаны оценки давления кристаллизации оливинов магнезиальных базальтов вулкана Ключевской. Используя эти данные, максимальную измеренную плотность флюида CO_2 (0.85 г/см^3) и экспериментальную зависимость плотности чистой CO_2 от давления и температуры [7], с учетом температуры 1280°C , которая будет приведена ниже, рассчитано давление кристаллизации магнезиальных базальтов. Минимальная оценка давления кристаллизации, рассчитанная по плотности флюидных включений в оливинах, составляет 5–6 кбар (15–18 км). Следует подчеркнуть, что это минимальная оценка давления кристаллиза-

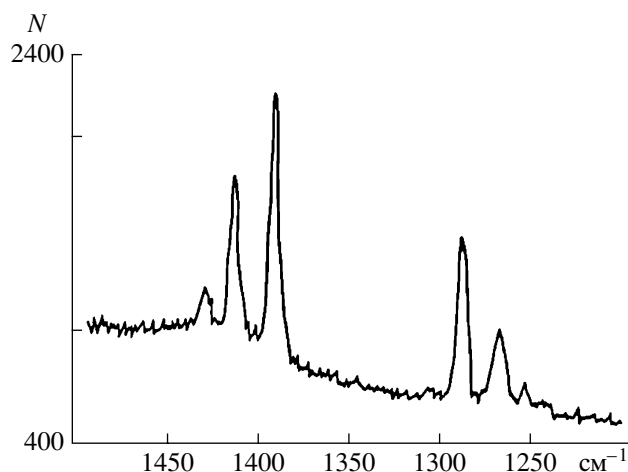


Рис. 9. Спектры комбинационного рассеяния CO_2 во флюидном включении оливина. N – интенсивность спектра.

ции оливинов (Fo_{88-87}), поскольку относительно крупные флюидные включения часто претерпевают декрепитацию и, следовательно, показывают заниженные значения плотности и давления. И действительно, в оливине встречены многочисленные мелкие более высокоплотные включения, работа с которыми составляет предмет отдельных исследований.

Все исследованные флюидные включения в низкомагнезиальных клинопироксенах (авгитах) малоплотные, без видимой фазовой границы при температуре $18-20^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует об их кристаллизации при низких давлениях, в пределах первых килобар, ориентировочно на глубинах 1–6 км.

Расплавные включения. Нормальные расплавные включения представлены стекловатыми, частично и полностью раскристаллизованными разновидностями. В оливине и клинопироксене они часто приурочены к зонам роста, в особенности во внешних каемках минералов, но встречаются и в виде отдельных включений, не систематически расположенных в матрице минерала-хозяина.

В клинопироксене включения имеют разнообразную форму: от неправильной до изометричной. Размеры их меняются в широких пределах от 2 до 30 микрон. Фазовый состав включений: стекло + газ; стекло + газ + рудный минерал; стекло + газ + рудный минерал + палагиоклаз.

В оливине включения имеют, как правило, округлую, изредка полуограненную форму. Размеры включений в оливинах, как и в клинопироксене, варьируют в широких пределах – от 2 до 50 микрон. Здесь чаще встречаются крупные одиночные стекловатые включения. Фазовый состав включений более разнообразен: стекло + газ; стекло + клинопироксен + газ; стекло + клинопи-

роксен + хромшпинелид + газ; стекло + хромшпинелид + газ.

Главным методом в исследовании расплавных микровключений являлся метод оптической термометрии [25,28]. Поведение оливина и клинопироксена при нагреве существенно различается. С увеличением времени эксперимента температура гомогенизации низкомагнезиального клинопироксена (авгита) увеличивается. Подробно этот процесс, связанный с процессом разложения H_2O во включениях, был описан одним из авторов настоящей работы при гомогенизации клинопироксенов гавайитовых лав вулкана Этна на о. Сицилия в [26]. Максимальная температура гомогенизации авгитов (Mg#85) базальтов Ключевского вулкана составляла $1200^\circ C$, минимальная – для авгитов (Mg#75) – $1080^\circ C$.

В оливине полной гомогенизации расплавных включений достичь не удалось. При температуре, соответствующей плавлению дочерних кристаллических фаз клинопироксенов ($1190\text{--}1230^\circ C$) объем газового пузырька перестает уменьшаться и сохраняется постоянным до момента полной разгерметизации включения при температуре $1450\text{--}1500^\circ C$ (рис. 10). В тех случаях, когда разгерметизация включения не происходит, а время выдержки составляет более 40 мин, газовый пузырек при температуре $1500^\circ C$ может проткнуть стенку вакуоли и выйти в “тело” оливина. В оливинах изученных магнезиальных базальтов можно работать только с крупными (20–30 микрон) включениями. Работа с более мелкими включениями, даже при незначительном времени выдержки (меньше 5 мин), приводит к автоокислению. Оно выражается в появлении сыпи магнетита по всему объему включения. Подобный процесс более подробно описан одним из авторов в [27]. При исследовании расплавных включений в оливинах применялся метод сплавления до последнего кристалла, описанный в работе [13]. Включение доводилось до плавления последнего кристалла минерала-узника, клинопироксена и закаливало после минимального (меньше 5 мин) времени выдержки (рис. 10). Расчетные температуры кристаллизации оливинов составляют $1330\text{--}1370^\circ C$ [36].

Родоначальный расплав магнезиальных базальтов Ключевского вулкана. Составы закаленных, частично гомогенизированных расплавных включений при температуре плавления последнего кристалла представлены в [36]. Состав родоначального расплава рассчитан численным моделированием обратного хода фракционной кристаллизации в поле оливина, от составов, отвечающих закаленным расплавленным включениям, до равновесия с реально установленным наиболее магнезиальным оливином $Fo_{91.2}$ [36]. Он отвечает пикриту, с предельным насыщением SiO_2 . Следует заметить, что повышенные содержания SiO_2 в базальтах вул-

кана Ключевской являются одной из наиболее их ярких особенностей (петрохимическим лицом), позволяющей отличать их от других магнезиальных базальтов, например – от таковых Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения [6]. На эту особенность химизма базальтов Ключевского вулкана указывал еще академик А.Н. Заварицкий [14]. Степень окисленности железа в расплаве, необходимая для расчетных моделей определялась на основе равновесия шпинель – расплав [47]. Полученные оценки фугитивности кислорода близки к буферу кварц–фаялит–магнетит [36].

Содержания элементов–примесей Ti, Cr, Zr, Sr, Hf, Y, Nb, Ba, PЗЭ и H_2O в закаленных стеклах 13 гомогенизированных расплавных включений во вкрапленниках оливинов магнезиальных базальтов побочных прорывов вулкана Ключевской получены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (табл. 2). Все составы расплавов имеют явные признаки островодужных магм (рис. 11), а именно, высокие (избыточные на спайдер-диаграмме) концентрации крупноионных литофильных элементов (Ba, K, Sr) и аномально низкие концентрации высокозарядных катионов (Ti, Zr, Nb). Наиболее яркой особенностью родоначальных расплавов Ключевского вулкана являются высокие содержания H_2O (табл. 2).

Отношения H_2O к Al_2O_3 практически не зависят от фракционирования ранних ликвидусных фаз (оливин, клинопироксен, хромшпинелид) и, следовательно, могут представлять таковые в родоначальных расплавах [36, 53]. Однако измеренные отношения в расплавных включениях характеризуются значительными вариациями, не зависящими от состава вмещающего оливина (табл. 2). Это может быть связано с частичной потерей воды из расплавных включений как в природных условиях, так и в процессе эксперимента [28, 43]. Поэтому наиболее реальными являются наибольшие значения, соответствующие интервалу $H_2O/Al_2O_3 = 0.17\text{--}0.21$, которые отвечают 2.2–2.9 мас. % H_2O в родоначальном расплаве [36]. Полученные содержания H_2O в примитивных островодужных магмах в 2–3 раза превышают более ранние оценки [55] и являются первым достоверным определением исходного содержания H_2O в родоначальных магмах типичных островодужных серий [36]. Наиболее близкие результаты по содержанию H_2O в исходных магмах, опубликованные в [52], относились к существенно фракционированным островодужным андезитам, а не к примитивным магмам, как в нашем случае.

Дополнительные сведения как о родоначальных расплавах, так и их источниках дают о данных геохимии магнезиальных базальтов. Как было показано ранее, содержания главных элементов и элементов-примесей свидетельствуют о принадлежности

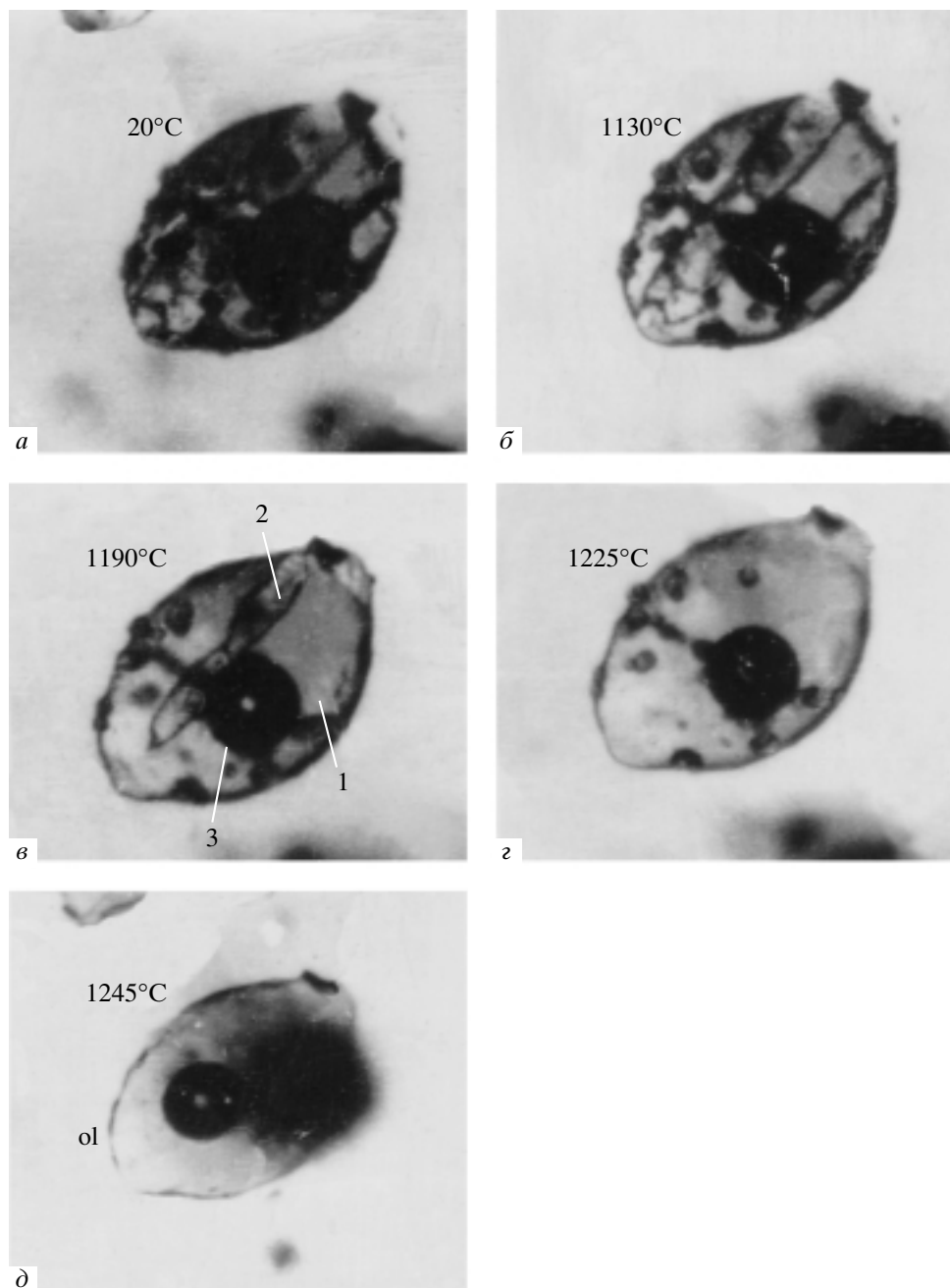


Рис. 10. Микрофотографии плавления частично раскристаллизованного расплавленного включения в оливине-хозяине магнезиального базальта побочного конуса Булочка. а – расплавленное включение до начала эксперимента при температуре окружающей среды; б–г – промежуточные стадии плавления расплавленного включения; д – частично гомогенизированное расплавленное включение в конце эксперимента. Индексы фаз: ОI – оливин-хозяин (F₀₈₈); 1 – расплав, 2 – дочерний кристалл клинопироксена, 3 – газовый пузырек. Цифрами показана температура плавления микровключения.

магнезиальных базальтов к типичным островодужным породам (табл. 1). Они обогащены крупноионными литофильными элементами и обеднены элементами с высокозарядными катионами, в особенности Ti и Nb. Такая типичная геохимия островодужных магм традиционно описывается как смешение двух независимых компонентов, характеризующих источники этих магм: сильно

обедненного сухого" вещества – мантийный клин под островной дугой над зоной субдукции – и компонента, являющегося либо выплавкой островодужной мантии, либо продуктом дегазации субдукционной плиты. Последняя может приносить в магму основную долю элементов с крупными радиусами ионов и воды. Об этом же свидетельствуют последние данные по изотопии Rb [38].

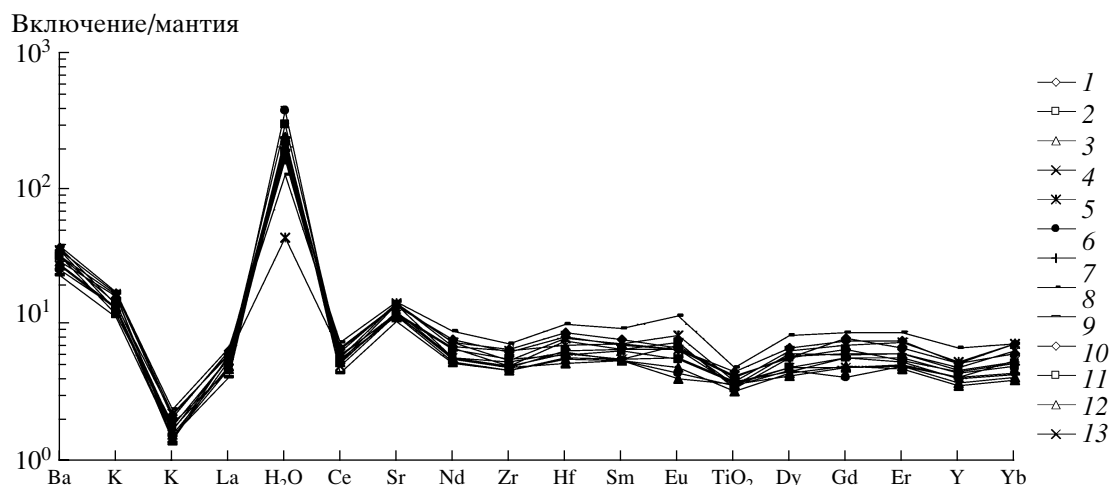


Рис. 11. Спайдер-диаграмма частично гомогенизированных расплавных включений в оливинах магнезиальных базальтов Ключевского вулкана. Составы включений в оливинах базальтов побочных прорывов: 1, 2 – Булочка; 3 – Лу-чицкого; 4–8 – Туйла; 9, 10 – Киргурич; 11–13 – Биокось. Названия прорывов соответствуют таковым в [35].

Геохимия изученных вулканитов в общем виде не противоречит подобной модели. Явная диспропорция в соотношении Rb и Ba, дефицит Rb по отношению к Ba, который наблюдается на спайдер-диаграмме, позволяет предполагать, что в мантийном остатке должна быть фаза, содержащая Rb, по-видимому, флогопит. Количество обоих компонентов Rb и Ba, по отношению к примитивной мантии по А.В. Хоффману, в океанических осадках приблизительно одинаково. Поскольку флогопит неустойчив при высоких давлениях, предположение о наличии его в остатке позволяет оценить предельную глубину, с которой мог поступать субдукционный компонент источника.

Условия образования первичных магм были оценены на основании их составов и исходя из предположения об их равновесии с мантийным веществом лерцолит-гарцбургитового ряда [36]. Такая оценка проведена на основе нормативной диаграммы $O1-Pl-Q-Di$ с изобарами давлений, определенных по экспериментальным данным в присутствии H_2O [41, 54]. Полученные данные позволяют предполагать, что расплав отделился от мантийного вещества при давлениях, соответствующих 15–20 кбар (точность оценки соответствует 3 кбар). Оценка давления соответствует глубине выплавки магмы в 40–60 км и хорошо соотносится с глубинами очага, полученными по данным томографии, а также по данным [10, 32, 33]. Температура отделения родоначального расплава была оценена по алгоритму, приведенному в [53], на основе его состава ($MgO = 13.5$ мас. %), содержания в нем воды (2.9 мас. %) и давления отделения (15–18 кбар). Как показано в [36], она составляет 1280–1320°C.

СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ОЦЕНОК И РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Приведенные оценки условий генерации и фракционирования высокомагнезиальных расплавов вулкана Ключевской позволяют по петрологическим и геофизическим данным представить в общем виде трехуровневую модель образования магнезиальных базальтов.

Первый уровень – соответствует глубине отделения расплава от мантийного остатка – 40–60 км, при температуре 1280–1320°C. Здесь можно ожидать образование пикритовых выплавок и движение магнезиального расплава по системе трещин по направлению к месту фракционирования в промежуточные магматические камеры. Этот вывод находится в удовлетворительном соответствии с результатами расчета глубины астеносферы и сопоставления теоретической и экспериментальной скоростных моделей V_p [9, 19]. Он также не противоречит другим, ранее выполненным исследованиям [10, 32]. В интервале глубин 20–40 км под Ключевским вулканом генерируется множество длиннопериодных землетрясений. Такого типа события на границе кора-мантия фиксируются также и на других вулканах мира. Их природу связывают с внедрением магматического расплава из мантийного диапира в земную кору [12, 37, 45, 59]. Следует заметить, что существование магматического источника до отделения от мантийного остатка на глубинах, ниже указанных, предполагает систематическое переуравновешивание расплава с мантийным остатком, поэтому мы ничего не можем сказать о его составе.

Второй уровень, через который проходит образование магнезиальных базальтов и который фиксируется по флюидным микровключениям в

Таблица 2. Составы оливинов и расплавных включений в магнезиальных базальтах вулкана Ключевской

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Оливин-хозяин													
SiO ₂	40.78	41.73	40.64	40.73	41.21	40.36	40.30	41.43	40.94	40.44	41.10	41.15	41.16
MgO	47.94	48.00	46.86	47.78	48.29	47.19	46.70	48.70	47.10	46.76	47.20	48.20	48.13
FeO	10.68	9.99	11.72	10.57	10.72	11.43	11.49	9.91	11.92	12.10	12.66	10.67	9.64
MnO	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01
CaO	0.18	0.24	0.15	0.26	0.25	0.19	0.14	0.24	0.20	0.21	0.18	0.25	0.19
NiO	0.11	0.20	0.20	0.15	0.19	0.14	0.14	0.24	0.20	0.12	0.17	0.16	0.14
Сумма	99.70	100.17	99.59	99.52	100.68	99.31	98.79	100.53	100.39	99.65	101.35	100.44	99.27
Fo	89	90	88	89	89	88	88	90	88	87	87	89	90
Расплавные включения													
H ₂ O	1.78	2.46	1.47	2.00	1.69	0.37	3.16	1.35	1.04	1.96	1.63	1.53	1.92
Ti	5233	4674	5405	4210	4342	4453	4155	4684	5999	4369	5248	4542	4098
Cr	464	338	188	459	363	227	203	335	335	291	252	340	328
Sr	247	215	262	215	217	260	224	223	266	194	256	256	214
Y	20.40	17.60	19.30	14.60	16.40	20.90	16.10	18.00	26.30	16.00	20.60	17.80	14.10
Zr	60.70	54.30	62.80	47.40	48.60	53.20	51.40	47.70	71.10	45.30	64.10	47.60	44.90
Nb	1.35	1.12	1.37	0.96	0.92	0.90	1.07	1.03	1.47	0.95	1.27	1.17	0.88
Ba	221	194	211	177	165	192	152	209	228	140	211	192	172
La	3.78	3.53	3.69	3.04	2.94	3.72	2.96	3.49	4.13	2.55	3.95	2.87	3.33
Ce	10.61	9.61	9.19	8.61	8.05	10.06	8.28	9.33	11.97	7.15	10.84	8.63	8.99
Nd	9.20	7.90	8.12	6.66	6.76	8.78	6.81	8.06	10.74	6.21	8.92	6.86	6.34
Sm	2.73	2.49	2.79	2.09	2.18	2.80	2.12	2.56	3.67	2.15	2.99	2.57	2.13
Eu	2.51	2.17	2.45	1.82	2.19	2.56	1.71	2.43	3.30	1.82	2.46	2.42	1.92
Gd	6.07	4.88	5.17	4.28	4.16	5.56	3.63	5.25	6.72	4.36	6.19	5.26	4.29
Dy	4.27	3.08	3.90	2.71	3.09	4.07	2.95	3.74	5.27	2.85	3.63	3.66	2.82
Er	3.14	2.41	2.56	2.08	2.12	3.10	2.06	2.56	3.65	2.22	2.81	2.29	1.99
Yb	2.98	2.07	2.66	1.68	2.24	3.01	1.81	2.21	2.98	1.79	2.54	2.14	1.62
Hf	1.67	1.24	1.45	1.09	1.27	1.65	1.29	1.57	2.11	1.19	1.79	1.32	1.15

Примечание. 1–12 – составы расплавных включений в оливинах магнезиальных базальтов побочных прорывов вулкана Ключевской: 1, 2 – Булочка; 3 – Лучицкого; 4–7 – Киргурич; 8–10 – Туйла, 11–13 – Биокось. Содержания окислов приведены в мас. %, элементов-примесей – в ppm. Названия конусов соответствуют таковым в [35].

оливинах, соответствует минимальному давлению в 5–6 кбар, и глубине больше 18–20 км, при максимальной температуре 1280°C (с учетом 2.9% воды в расплаве). По-видимому, здесь образуются устойчивые промежуточные очаги, в которых происходила кристаллизация и фракционирование пикритовых магм. С учетом ошибки метода, он находится в хорошем соответствии с глубинами 25–30 км, на которых методом сейсмической томографии уверенно фиксируются низкоскоростные аномалии V_p , V_s и повышенные значения параметра V_p/V_s , вероятно, связанные с магматическим очагом. Результаты других геофизических методов и теоретические расчеты также свидетельствуют о возможном существовании в этом слое динамически связанной системы магматических очагов [6, 32].

В средней части земной коры, на глубине 10–20 км, под Ключевским вулканом уверенно выделена высокоскоростная неоднородность (аномалии скорости V_p и V_s в ее пределах достигают 10%). Наиболее вероятно, она связана с древним закристаллизованным промежуточным очагом, из которого 40–50 тыс. лет т. н. осуществлялось питание вулканов Ушковский и Крестовский. Очевидно, наличие высокоскоростной неоднородности является труднопреодолимым препятствием для прямого магмовода из мантии к кратеру Ключевского вулкана. Следует отметить, что на других вулканах мира в земной коре сейсмотомографическими методами также выявлены высокоскоростные зоны, которые интерпретируются, как крупные внедрения закристаллизованных ультраосновных -основных магм [37, 45].

В пределах Ключевской группы вулканов кроме известково-щелочных магнезиальных базальтов извергались и извергаются известково-щелочные высокоглиноземистые базальты и андезиты, происхождение которых на современном уровне петрологических исследований также связывают с мантийным питанием, магнезиальными расплавами и их последующим фракционированием [1, 16]. Генезис и условия образования этих вулканических пород выходят за рамки данной публикации. Однако сам факт их извержений ставит перед исследователями вопросы пространственного размещения промежуточных очагов, где могло происходить фракционирование магнезиальных и высокоглиноземистых магм, вплоть до появления андезитовых расплавов [1, 3, 16, 20 и др.]. Эти камеры могут находиться по обе стороны от закристаллизованного интрузива, на глубинах 10–20 км, где, по данным сейсмической томографии, получены повышенные значения параметра V_p/V_s .

Третий уровень, где может происходить кристаллизация и фракционирование магнезиальных магм, отвечает низким давлениям, по-видимому, в

пределах первых кбар. Этот уровень можно оценить только косвенно, на основании отсутствия высокоплотного флюида в авгитах магнезиальных базальтов. О низких давлениях кристаллизации авгитов также свидетельствует способность к гомогенизации их расплавных включений. В этих малоглубинных очагах происходит смешение парагенезисов глубинных вкрапленников с продуктами кристаллизации низких давлений. На этой же глубине (5–7 км) существование промежуточных очагов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской по ксенолитам третичных пород из лав побочных прорывов обосновывал Борис Иванович Пийп [22]. И к этой же глубине приурочены скоростные аномалии, согласно [5, 23]. На малоглубинные условия кристаллизации клинопироксенов высокоглиноземистых магм под северо-восточным склоном Ключевского вулкана указывают расчетные данные в [16]. Все эти выводы не противоречат приведенной сейсмотомографической модели. Например, повышенные значения параметра V_p/V_s приурочены к глубинам земной коры 5–10 км. Вероятно, аномалии данного параметра могут быть связаны с малоглубинными магматическими камерами. Отсюда, в течение всего голоцена, могли поступать уже дифференцированные магнезиальные и высокоглиноземистые магмы, которые провоцировали извержения побочных прорывов магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов на северо-восточном склоне вулкана Ключевской.

Авторы выражают признательность академику С.А. Федотову, профессору Э. Кислингу (университет г. Цюрих), С.Л. Сенюкову, И.А. Саниной за конструктивное обсуждение материалов статьи, В.М. Чубарову и Т.М. Философовой за помощь в проведении микрозондовых исследований, доктору Ж. Дебюсси за помощь в определении состава флюидного включения методом спектроскопии комбинационного рассеяния, доктору Ж.-Л. Жорону и аналитикам Центра исследований петрографии и геохимии (CRPG) г. Нанси (Франция) за анализ пород, С.К. Симакину за анализ H_2O и элементов-примесей в расплавных включениях, Л.Г. Осипенко и Н.П. Егоровой за помощь в подготовке рисунков.

Работа выполнена при поддержке Программы № 16 фундаментальных исследований президиума РАН (проект 2.7), РФФИ № 06-05-65234 и гранта Президента ведущей научной школе РФ НШ-4264.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альмеев Р.Р.* Геохимия магматизма вулкана Безьянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы. Автореф. дисс. ... канд.-геол. мин. наук. М.: 2006. 25 с.

2. *Аносов Г.И., Бикенина С.К., Попов А.А. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
3. *Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л.* Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
4. *Бакуменко И.Т.* Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 126.
5. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др.* Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 3. С. 3–18.
6. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 637 с.
7. *Вукалович М.П., Алтунин В.В.* Теплофизические свойства двуокси углерода. М.: Атомиздат, 1965. 455 с.
8. *Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сенюков С.Л.* Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2004. № 3. С. 3–11.
9. *Гонтовая Д.И., Гордиенко В.В.* Глубинные процессы и геологические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. Киев: НАНУ, 2006. № 2. С. 107–121.
10. *Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана // *Докл. АН СССР*. 1956. Т. 106. № 4. С. 703–705.
11. *Горельчик В.И.* К истории развития сейсмологических исследований на вулканах Камчатки // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 141–151.
12. *Горельчик В.И., Сторчеус А.В.* Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом. Камчатка // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 173–189.
13. *Гуренко А.А., Соболев А.В., Поляков А.И., Кононова Н.Н.* Первичный расплав рифтогенных толлитов Исландии: состав и условия кристаллизации // *Докл. РАН*. 1988. Т. 301. № 1. С. 179–184.
14. *Заварицкий А.Н.* Северная группа вулканов Камчатки. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 55 с.
15. *Зубин М.И., Козырев А.И., Лучицкий А.И.* Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 1990. № 5. С. 76–93.
16. *Миронов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубуная С.А.* Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 1. С. 51–69.
17. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др.* Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
18. *Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г.* Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // *Физика земли*. 2004. № 6. С. 54–67.
19. *Низкоус И.В.* Томографическая реконструкция Камчатского региона с высоким пространственным разрешением: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 2005. 24 с.
20. *Озеров А.Ю.* Эволюция базитовых расплавов в питающей системе Ключевского вулкана // *Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки*. Петропавловск-Камчатский. 2000. С. 58–60.
21. *Очерки Тектонического развития Камчатки*. М.: Наука, 1987. 248 с.
22. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 310 с.
23. *Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И.* Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 5. С. 83–91.
24. *Смирнов В.С., Болабко Г.Т.* Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов // *Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов*. Владивосток. 1976. С. 7–17.
25. *Соболев А.В.* Включения в минералах как источник принципиальной геохимической информации // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
26. *Соболев А.В., Каменецкий В.С., Метрик Н. и др.* Режим летучих компонентов и условия кристаллизации гавайитовых лав вулкана Этна (о. Сицилия) // *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1277–1289.
27. *Соболев А.В., Никогосян И.К.* Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй; Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 3. С. 131–168.
28. *Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др.* Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Тродос, о. Кипр // *Петрология*. 1993. Т. 1. № 4. С. 379–412.
29. *Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // *Геология и геофизика*. 1984. № 12. С. 97–110.
30. *Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 118 с.
31. *Утнасин В.К., Аносов Г.И., Балеста С.И., Буданский Ю.А.* Сейсмические модели Ключевской группы вулканов // *Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца*. Южно-Сахалинск. 1975. № 5. Вып. 37. С. 83–92.

32. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулкана // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.
33. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
34. Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки: Автореф. Дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: 2003. 40 с.
35. Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.
36. Хубуная С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 100–102.
37. Aloisi M., Cocina O. et al. Seismic tomography of the crust under the Etna volcano, Sicily // Phys. Earth and Planet. Interiors. 2002. V. 134. P. 139–155.
38. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the Mantle wedge below Kamchatka, evidence from across – arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. Part. 8. P. 1567–1593.
39. Ford C.E., Russel D.G., Craven I.A., Fisk M.Q. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca, Mn // J. Petrol. 1983. V. 24. Part. 3. P. 256–265.
40. Frezotti M.L. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // Lithos. 2001. V. 55. P. 273–299.
41. Danyushevsky L.V., Green D.H., Falloon T.J., Sobolev A.V. The compositions of anhydrous and H₂O-undersaturated melts in equilibrium with refractory peridotites at 15 and 20 kb: implications for high-Ca boninite petrogenesis // J. Mineral. Magaz. 1994. V. 58. P. 209–210.
42. Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Kononkova N.N. Methods of studying magma inclusions in minerals during investigations on water-bearing primitive mantle melts (Tonga trench boninites) // Geochem. Internat. 1992. V. 29. P. 48–62.
43. Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // Chem. Geol. 2002. V. 183. P. 5–24.
44. Draver H.J., Jonston R. The petrology of picritic rock in minor intrusions – a. Hebridean group // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1958. V. 63. P. 459–467.
45. De Natale G., Zollo A. et al. An image of mt. Vesuvius obtained by 2D seismic tomography // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1998. V. 82. P. 161–173.
46. Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, Russia; the role of high-flux recharged, tapped and fractionated magma Chamber (s) in the genesis of high-A₂O₃ from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994. V. 35. № 1. P. 1–41.
47. Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de equilibre Fe²⁺–Fe³⁺ dans les spinelles chroifieres et les liquides silicates basiques coexistans, a 1 atm // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences (Paris). 1982. V. 295. P. 209–212.
48. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 73. P. 287–310
49. Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D. Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 386–402.
50. Roedder E. Fluid inclusions // Mineral. Soc. Amer. 1984. 644 p.
51. Simkin T., Smit J.V. Minor-element distribution in olivine // J. Geol. 1970. V. 78. № 3. P. 304–325.
52. Sisson T.W., Layne G.D. H₂O in basaltic andesite glass inclusions from 4 subduction-related volcanoes // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. I. 3–4. P. 619–635.
53. Sobolev A.V., Chaussidon M. H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 137. P. 45–55.
54. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the termination of the Tonga Trench: Constrains on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
55. Thompson A.B. Water in the Earth's upper mantle // Nature. 1992. V. 358. P. 295–302.
56. Touray J.C., Beny-Bassez C., Dubessy J., Guilhaumou N. Microcharacterization of fluid inclusions in minerals by Raman microprobe // Scanning Electron Microscopy. 1985. № 1. P. 103.
57. Wright T.L., Doherty P.C. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problem // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81. № 7. P. 95–106.
58. Yamamoto M. Picritic primary magma and its source mantle for Oshima – Oshima and back-arc side volcanoes, Northeast Japan arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. P. 352–359.
59. Zhao D., Mishra O.P., Sanda R. Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence // Phys. Earth and Planet. Interiors. 2002. V. 132. P. 249–267.

Magmatic Chambers Beneath the Klyuchevskoi Volcanic Group, Kamchatka**S. A. Khubunaya¹, L. I. Gontovaya¹, A. V. Sobolev², I. Niskous³***¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia**²Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry, @ Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991, Russia**³Data Services Subsection, Data Consulting and Services Section. Schlumberger Logelco Inc., Moscow, 109147, Russia*

Seismic tomography was employed to develop a 3D crustal velocity model beneath the Klyuchevskoi volcanic group. Anomalies have been identified in the velocity parameters due to zones of magma supply to active volcanoes. Petrologic were obtained on the composition, temperature and pressure of generation and crystallization of primary melts for magnesian basalts for Klyuchevskoi Volcano. The primary melt corresponds to picrite (MgO = 13–14%, wt) with the highest possible saturation of SiO₂ (49–50%, wt), a high content of H₂O (2–2.9%), and incompatible elements (Sr, Rb, Ba). The melt is forming at pressures of 15–20 kbars and temperature 1280–1320°C. Its subsequent crystallization takes place in intermediate magma chambers at two distinct pressures (5–6/1–2 kbars). The petrologic results are fairly well consistent with the tomographic model.