

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ (КАМЧАТКА)

С. А. Хубуная¹, Л. И. Гонтовая¹, А. В. Соболев², И. В. Низкоус³

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, Бульвар Пийпа, 9. E-mail: hubsa@kcsnet.ru

²Институт геохимии и аналитической химии им В. И. Вернадского РАН, Москва, 111991, Косыгина, 19. E-mail: sobolev@geokhi.ru

³Schlumberger Logelco Inc., Москва, e-mail: aldiva@mail.ru

Введение

Изучение магматических очагов под Ключевской группой вулканов (КГВ) является одной из актуальных задач вулканологии, тесно связанной с прогнозом вулканических извержений. Ключевская группа вулканов, 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 [15]. Как писал Б.И. Пийп, «...имеются основания предполагать существование единого магматического резервуара для всех Ключевских вулканов» [21, стр. 70]. Позже глубинный магматический очаг под Ключевским вулканом выделил Г.С. Горшков [10]. В 70-е годы прошлого столетия под КГВ было выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Были отработаны два продольных профиля ГСЗ [1, 4]. Длина профилей составляла около 100 км. Это исключило возможность надежного выделения границы Мохоровичича (М), которая была изучена, в основном, по записям отраженных волн и охарактеризована значением пластовой скорости. Просвечивание всей КГВ было выполнено из одного источника взрыва. Регистрация сейсмических сигналов выполнялась на профиле, который был ориентирован в направлении ЮЗ-СВ вдоль р. Камчатки. Такая схема наблюдений предполагала регистрацию первых вступлений сейсмических волн, освещающих среднюю часть земной коры под КГВ.

В 90-е годы были выполнены более детальные сейсмические исследования на Ключевском вулкане, которые позволили построить разрез верхней коры, используя сейсмические записи Р-волн от взрывах [6]. Было показано, что особенности скоростной структуры земной коры под конусом вулкана и его северо-восточным склоном могут быть взаимосвязаны с зонами питания вулкана. Однако каких-либо видимых изменений волновых форм Р-волн, которые, казалось бы, должны присутствовать при просвечивании земной коры под действующим вулканом, не было обнаружено. Более того, при построении структуры земной коры под Ключевским вулканом не был обнаружен и так называемый «магмовод», шириной 2 км, который многие исследователи рисовали на своих схемах [4, 5, 19, 20]. Было высказано предположение, что в изученном интервале глубин (3-8 км) расплав может заполнять столь мелкие трещины и поры, которые не оказывают влияния на форму и частотный состав Р-волн.

Очевидно, что глубинное строение Ключевской группы вулканов и по сей день изучено крайне слабо. В то же время выделение под КГВ магматических камер, областей магматического питания вулканов возможно только комплексом геолого-геофизических методов, которые могут предоставить характерные признаков присутствия расплава в структуре коры. В последнее время были изучены высокомагнезиальные базальты побочных прорывов северо-восточного склона Ключевского вулкана, уникальные для островных дуг породы, составы которых могут быть равновесны с составом мантии [2, 32, 40].

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 исследования

Геофизические методы исследования. Для построения объемной скоростной модели под КГВ был использован метод сейсмической томографии с высоким пространственным разрешением [18, 36]. Расчеты проводились на основе записей первых вступлений продольных (P) и поперечных (S) волн от вулканотектонических (ВТ) землетрясений, зарегистрированных на радиотелеметрических станциях Ключевского и Козыревского кустов в период 2000 - 2004 гг. Каталоги и станционные данные любезно предоставлены Камчатским филиалом Геофизической службы РАН. Не останавливаясь в деталях на особенностях выполненной интерпретации, можно отметить следующие этапы: расчеты станционных поправок под станциями, средних кривых скоростей P и S-волн для всей толщи земной коры под КГВ и построение трехмерной скоростной модели. На ее основе переопределены координаты гипоцентров землетрясений (113567 событий) выбранных из каталога и использованных при расчетах, построены карты аномалий ΔV_p и ΔV_s , вертикальные сечения модели в аномалиях ΔV_p , ΔV_s и V_p/V_s . Следует отметить, что область с относительно высокой и средней разрешающей способностью по площади незначительна. Это обусловлено особенностями расположения сейсмических станций и гипоцентров землетрясений. Поэтому получить относительно достоверную модель распределения скоростей сейсмических волн под КГВ удалось лишь до глубины не более 30 км.

Методы исследования магнезиальных базальтов. Объектом исследования были 21 побочный прорыв известково-щелочных магнезиальных базальтов северо-восточного склона Ключевского вулкана. Изучение мономинеральных фракций оливинов и пироксенов детально описано в публикации [32]. В настоящей работе применены исследования магматических включений в минералах: определение фазового состава включений и их классификация; исследования на высокотемпературной малоинерционной оптической установке системы Слуцкого-Соболева [27]. 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 $Fe_{0.77}$, K - санидин с 12% K_2O , Ti, Mn, Cr - соответственно ильменит, родонит и хромшпинель. Определение элементов примесей и H_2O в стеклах закаленных включений проводилось на ионном микроанализаторе IMS - 4f в Институте микроэлектроники РАН, г. Ярославль [24]

Криометрические исследования флюидных включений в оливине проводились в криокамере конструкции В. А. Симонова (ИГиГ СО РАН). Химический состав флюидного включения был определен методом раманской спектроскопии (на раманском микроанализаторе MOLE) в Центре исследований геологии урана, г. Нанси (Франция), с помощью Ж. Дебюсси по методике [47].

Для определения состава первичного расплава магнезиальных базальтов и физико-химических условий кристаллизации магнезиальных магм был применен ряд расчетных методов, основанный на равновесии минерал-расплав [35].

Оценка фугитивности кислорода для данного расплава рассчитывалась по модели А.А. Борисова и А.И. Шапкина, учитывающей зависимость степени окисленности железа, фугитивности кислорода, температуры и состава расплава [8].

Результаты исследований и их обсуждение

Землетрясения в пределах Ключевской группы вулканов распределены по глубине крайне неравномерно. Выделяются две основные группы землетрясений: в интервалах глубин около 0-3 км и 28-37 км (наибольшее число событий приходится на глубину 30-34 км). В зоне 3-25 км сейсмичность также присутствует, но ее уровень несопоставимо ниже. Анализ проведенный в работах [11, 12, 31 и др.], позволил заключить, что до глубин 20 км, включая поверхностные слои, в этом районе происходят вулканотектонические (ВТ) землетрясения. В интервале глубин 20-40 км под Ключевским вулканом генерируется множество длиннопериодных (ДП) землетрясений. Согласно теоретическим

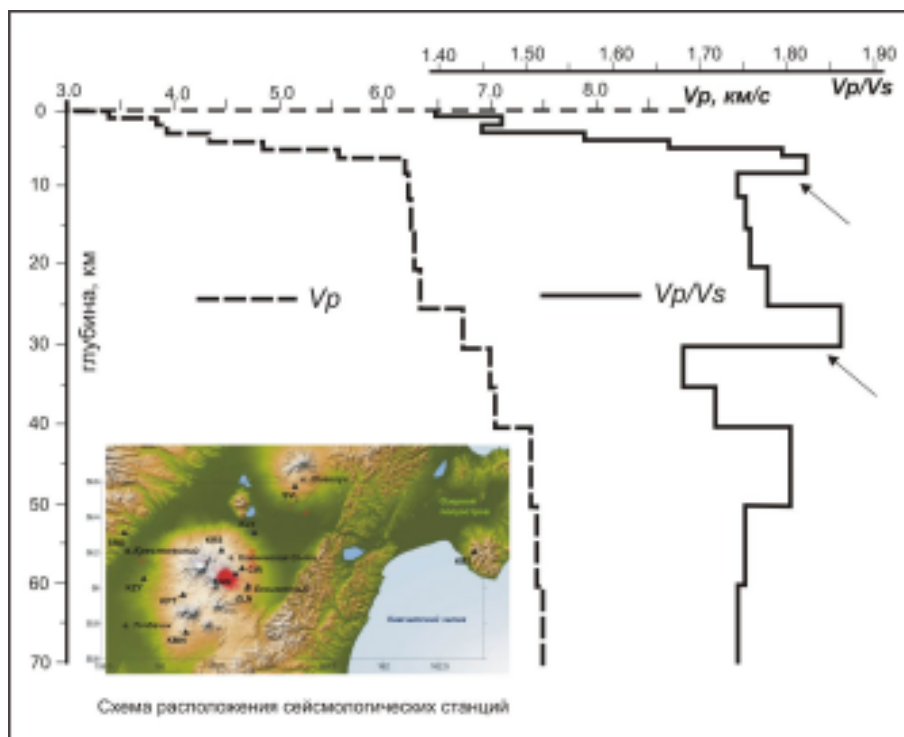


Рис. 1. Графики средних значений скорости V_p и параметра V_p/V_s для района Ключевской группы вулканов. Стрелками показаны слои с аномально высокими значениями V_p/V_s .

исследованиям, характеристики их волновых форм подобны записям сигналов, генерируемых трещинами или каналами, заполненными жидкостями и флюидами и возбужденными меняющимся давлением. В целом, этот интервал (20-40 км) характеризуется максимальным количеством сейсмических событий и относительно низкой суммарной сейсмической энергией.

Глубинная скоростная структура коры под КГВ характеризуется значительной неоднородностью и контрастностью аномалий. Уже на начальном этапе, по характеру одномерных скоростных моделей V_p , V_s и параметра V_p/V_s можно говорить о расслоенности коры по упругим параметрам. Повышенные значения V_p/V_s приурочены к слоям 5-10 км и 25-30 км, а также, что менее достоверно, 40-50 км (рис. 1). Аномалии данного параметра (V_p/V_s) могут быть связаны либо с ослабленными трещиноватыми зонами, либо с зонами с повышенного содержания флюидов или расплавов. Важно отметить, что нижнекоровой аномальной зоне V_p под КГВ соответствует аномалия параметра V_p/V_s , а также область аномально низких значений удельного электрического сопротивления. Эти особенности электрической проводимости земной коры также связывают с «коровым» магматическим очагом [16, 23].

Карты аномалий скорости V_p иллюстрируют послойные горизонтальные сечения трехмерной скоростной модели (рис. 2). На каждое сечение спроецированы ВТ и ДП землетрясения, соответствующие данному слою. Здесь хорошо видна взаимосвязь характера сейсмичности с рисунком аномалий скорости. В верхней коре под активными вулканами скорость значительно понижена (до -15% по отношению к средней). К этой аномалии приурочены ВТ землетрясения под вулканами Ключевской, Безымянный, Ушковский, которые, вероятно, связаны с активными процессами вокруг магматических каналов. Конус вулкана Ключевской 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 . На глубине 25-30 км четко выделена низкоскоростная зона, над которой расположены все активные вулканы; при этом Ключевской вулкан находится на ее периферии, в области наиболее высоких

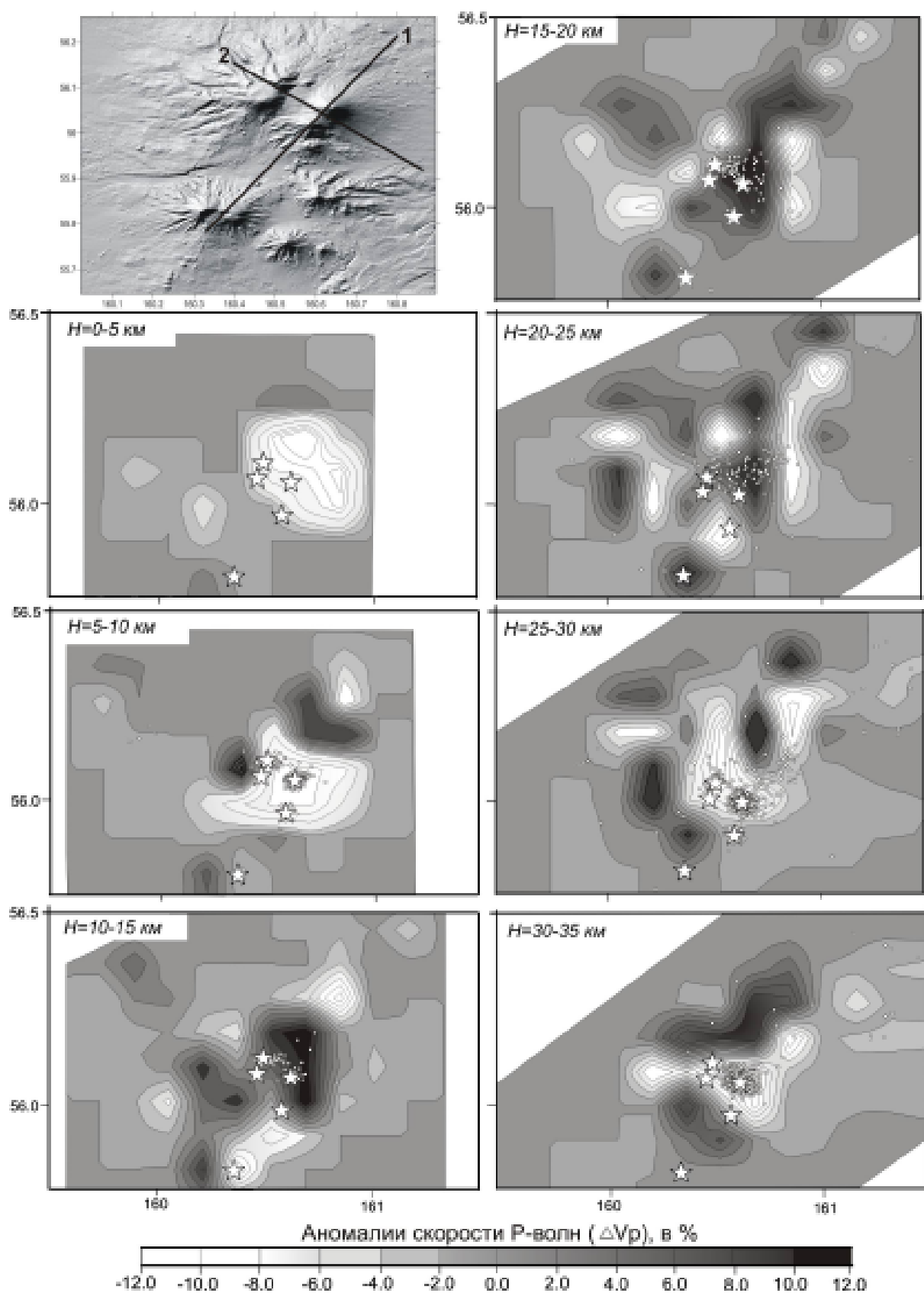


Рис. 2. Горизонтальные сечения трехмерной скоростной модели V_p земной коры под Ключевской группой вулканов, соответствующие слоям 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35 км. Звездочками показано положение вулканов, кружками — землетрясений. На схеме приведены линии профилей 1 и 2, вдоль которых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

градиентов. Глубже 30-35 км его конус проецируется на центр аномальной области, а все другие вулканы — ее периферию.

Рисунок 3 иллюстрирует блок-схему скоростных аномалий под КГВ. Согласно рисунку глубинная структура верхней коры представляется в виде прогиба заполненного относительно низкоскоростной толщей. В основании прогиба может накапливаться магматический расплав, который далее поступает к поверхности. С этим процессом связаны ВТ землетрясения. Аналогичная структура получена по границе кристаллического фундамента [6, 22]. Вулканы Ушковский, Безымянный и многочисленные побочные прорывы (боковые конусы) на северо-восточном склоне вулкана Ключевской, вероятно, располагаются над разломами по периферии этого прогиба. Средняя кора (на глубине 10-20 км) включает высокоскоростную неоднородность, центральная часть которой несколько смещена под северо-восточный склон вулкана Ключевской. В «нижней коре» четко выделена область пониженных значений скорости, единая для всех вулканов Ключевской группы. Вероятно, эта аномалия связана с магматическим очагом, а регистрируемый в этом интервале глубин

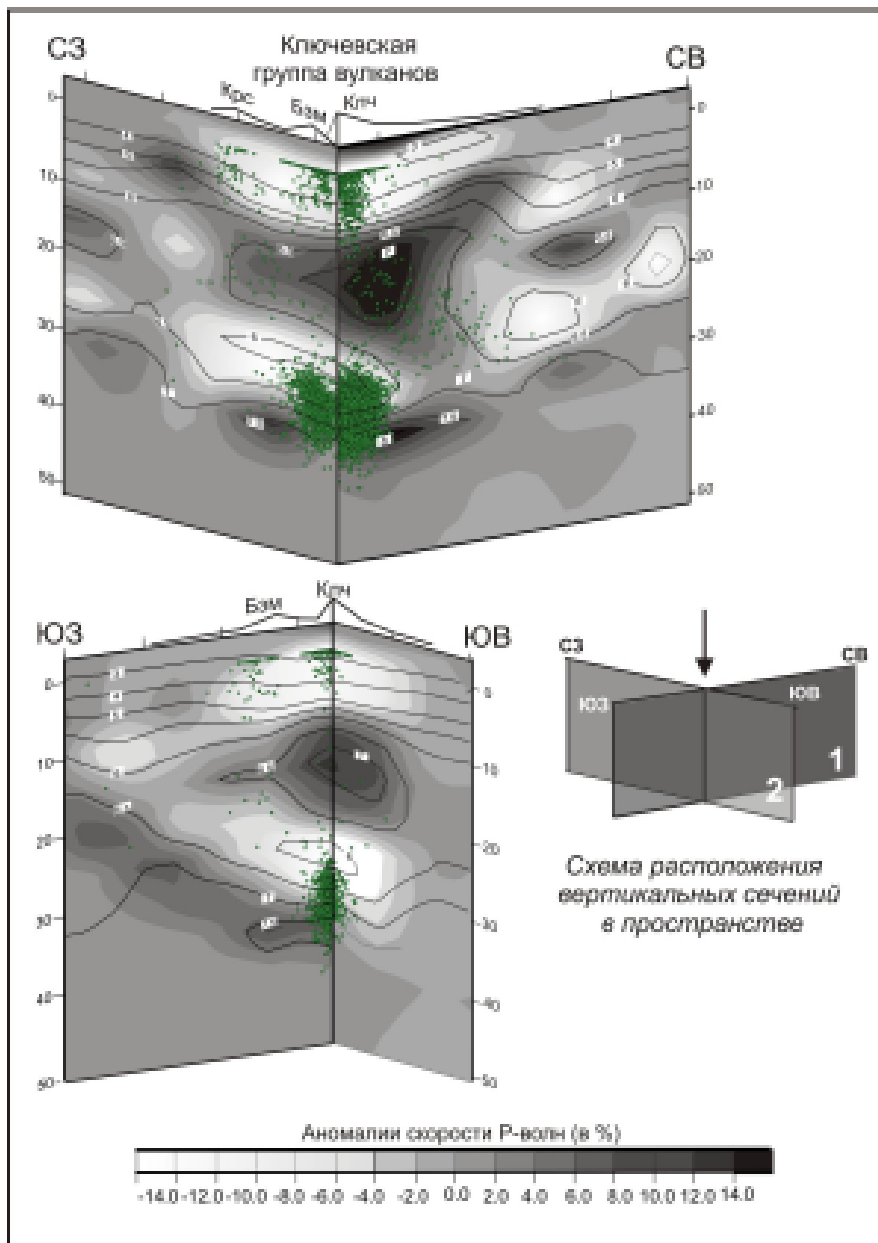


Рис. 3. Объемное изображение скоростной модели земной коры под Ключевской группой вулканов. На сечениях приведены изолинии абсолютных значений скорости V_p в км/с (сплошные линии) и проекции гипоцентров землетрясений на эти сечения (кружки).

характер сейсмичности отражает процесс поступления мантийного расплава в нижнюю кору. Дальнейшие особенности его распространения к поверхности, а также возможное формирование промежуточных магматических камер, могут быть связанными с особенностями структуры коры. По нашим данным наиболее вероятно размещение магматических очагов в нижней и верхней коре. Однако, характер скоростных аномалий в средней коре (10-20км) не исключает возможности формирования магматических очагов и в этом интервале глубин, в частности под вулканом Безымянный. Этот вопрос на современном уровне исследований может рассматриваться только в комплексе с другими геолого-геофизическими данными.

Геохимические особенности магнезиальных базальтов как показатели их генерация из одного магматического источника

Объектом изучения были магнезиальные базальты вулкана Ключевской, уникальные для островных дуг вулканически породы, составы которых могут быть равновесны с составом мантии [32]. 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 на склоне вулкана удалены друг от друга на расстояние более 50 км. Результаты изучения базальтов вулкана Ключевской в отношении главных, редких и редкоземельных элементов освещены во многих публикациях [2, 32, 40 и др.]. Общий вывод, полученный по геохимическим данным, свидетельствует об едином мантийном источнике для всех вулканитов и отсутствии влияния пород земной коры на образование базальтов вулкана Ключевской.



Рис. 4. Ключевской вулкан. На переднем плане конусы побочных прорывов на его северо-восточном склоне. Фото. В. И. Подтабачного.

Настоящее сообщение посвящено особенностям химизма интрателлурических фенокристаллов магнезиальных базальтов, как носителей информации о физико-химических условиях генерации и кристаллизации магм.

Минералогические особенности магнезиальных базальтов как показатели фракционной кристаллизации в промежуточных магматических камерах

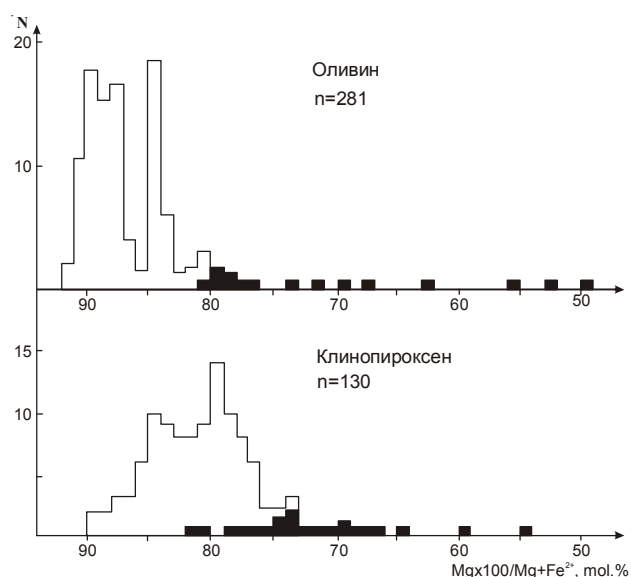
Все разнообразие магнезиальных базальтов изученных побочных прорывов вулкана Ключевской представлено высокомагнезиальными ($MgO=10-12\%$, вес) клинопироксен-оливиновыми и магнезиальными ($MgO=7-10\%$, вес) клинопироксен-оливин-плагноклазовыми базальтами [32]. Несмотря на разные количественные соотношения породообразующих минералов и химический состав пород, петрографические особенности всех вулканитов близки. Наиболее характерной их чертой является порфиновый 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, онтогенез, их количественные взаимоотношения наиболее ярко проявлены в высокомагнезиальных базальтах доисторического прорыва Булочка.

Оливины. 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 оливина. Анализ статистического распределения магнезиальности фенокристаллов оливинов, основанный на изучении 281 анализа, позволяет считать, что характерной особенностью фенокристаллов оливинов является широкий диапазон их составов от $Fo_{91,5}$ до Fo_{80} (рис. 5). При этом выявляется отчетливая бимодальность в составах фенокристаллов оливинов. Здесь присутствует группа магнезиального оливина ($Fo_{91,5-86}$) и группа более железистого оливина (Fo_{85-80}). Оливин образует сростки с клинопироксенами и изредка с хромшпинелидами. Среди микровключений в фенокристаллах оливинов наиболее часто встречаются хромшпинелид и клинопироксен.

Наиболее характерной минералогической особенностью базальтов прорыва Булочка является присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального ($Fo_{91,2}$) оливина, характерного для равновесия с первичными мантийными расплавами. В то же время, как показано в работе Симкина и Смита [44], абсолютное большинство исследованных вкрапленников оливина не могут быть интерпретированы как продукты дезинтеграции мантийных ксенолитов, что ясно доказывается высоким содержанием CaO в изученных оливинах. Об этом же свидетельствуют низкие содержания TiO_2 в шпинелях, являющихся твердофазными включениями в этих оливинах [32].

Рис. 5. Гистограммы распределения магнезиальности оливинов и клинопироксенов прорыва Булочка. Залитые прямоугольники - микролиты, полые - фенокристаллы.



Клинопироксен. Фенокристаллы клинопироксена в 2.5 раза уступают оливину по распространенности в высокомагнезиальных базальтах прорыва Булочка. Его количество составляет 5 % от объема породы [32]. Для всех магнезиальных вулканитов составы клинопироксенов эволюционируют от авгитов в фенокристаллах через субкальциевые авгиты до пижонитов в микролитах основной массы. Анализ статистического распределения магнезиальности клинопироксенов также свидетельствует о широком интервале их магнезиальности (Mg#) от Mg#75 до Mg#90 (рис. 5). Здесь видно, что у клинопироксенов, несмотря на широкий интервал магнезиальности, отсутствует бимодальность в распределении составов. 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, высокомагнезиальный клинопироксен очень часто встречается в виде микровключений в оливинах (рис. 6б). 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 следует из рисунка 6а, составы клинопироксенов образуют закономерные тренды, для которых характерно резкое уменьшение содержаний Cr_2O_3 и увеличение TiO_2 при уменьшении магнезиальности клинопироксена. На графиках глинозем - магнезиальность, также видны отчетливые тренды увеличения содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах прорывов Булочка и Билукай при уменьшении их магнезиальности (рис. 6г). Эти особенности химизма клинопироксенов хорошо объясняются фракционной кристаллизацией оливинов и пироксенов ранних ликвидусных фаз прорывов Булочка и Билукай, которая могла осуществляться в промежуточных магматических камерах [32, 40].

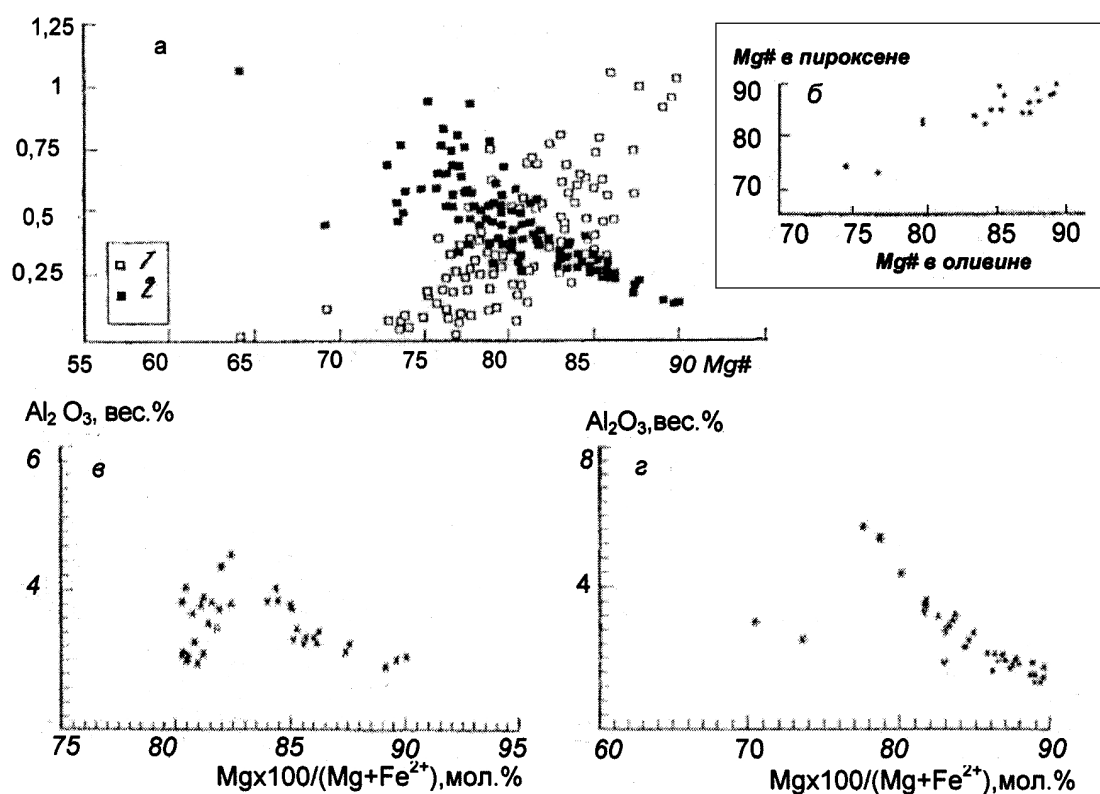


Рис. 6. Составы клинопироксенов в магнезиальных базальтах побочного прорыва Булочка вулкана Ключевской: зависимость содержания Cr_2O_3 (1) и TiO_2 (2) в клинопироксенах от их магнезиальности (а); зависимость магнезиальности кристаллических микровключений клинопироксенов от магнезиальности вмещающего оливина-хозяина (б); зависимость содержания Al_2O_3 в клинопироксенах от их магнезиальности (в); зависимость содержания Al_2O_3 от их магнезиальности в клинопироксенах побочного прорыва Билукай (г).

Хромшпинелид. Хромшпинелид устанавливается главным образом в виде включений во вкрапленниках оливинов, существенно реже в виде самостоятельных вкрапленников. Большинство шпинелей относится к разновидности хромпикотита с низким содержанием TiO_2 [32]. Точки составов хромистой шпинели, находящейся в равновесии с наиболее магнезиальным оливином, располагаются в поле мантийной корреляции, характерной для типичных мантийных пород - лерцолит-гарцбургит по данным Араи [34]. Последнее свидетельствует об их близости к ликвидусу мантийных расплавов. В низкомагнезиальных клинопироксенах прорыва Булочка в микровключениях обнаружен титаномагнетит. Хромпикотит присутствует в виде микровключений только в высокомагнезиальных клинопироксенах.

Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в промежуточных камерах

Все особенности химизма оливинов и клинопироксенов прорыва Булочка характерны для фенокристаллов магнезиальных базальтов всех изученных побочных прорывов вулкана Ключевской. Анализ 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 [32]. Более того, указанные особенности химизма клинопироксенов и оливинов, по-видимому, присущи всем известково-щелочным магнезиальным базальтам этого района. Как это следует из анализа статистического распределения магнезиальности оливинов и клинопироксенов в базальтах вулкана Крестовский (рис. 7). Здесь, как и в базальтах прорыва Булочка, высокомагнезиальные клинопироксены ($Mg\#$ больше 85) составляют ничтожную часть от широко развитых низкомагнезиальных авгитов. В то же время оливины с магнезиальностью Fo_{94} редко встречаются даже в ультраосновных интрузивах.

Результаты изучения статистического распределения магнезиальности оливинов из магнезиальных базальтов девяти побочных прорывов, проведенного на основе 1250 химических анализов, также свидетельствуют о минералогическом сходстве всех магнезиальных базальтов вулкана Ключевской (рис. 8). Для всех магнезиальных базальтов установлено присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального ($Fo_{91,5-88}$) оливина. Характерной особенностью фенокристаллов исследованных оливинов, также является широкий диапазон их составов (Fo_{80} до $Fo_{91,5}$), при этом наиболее магнезиальными являются ядра крупных кристаллов, а наиболее железистыми - тонкие оторочки, каймы крупных кристаллов [32]. Отсутствие бимодальности в составах оливинов магнезиальных базальтов остальных прорывов вулкана Ключевской, как показано выше, обусловлено методикой отбора фенокристаллов. Здесь отбирались только крупные фенокристаллы (размером 1-2 мм), что привело к искусственному удалению части низко магнезиальных оливинов. В базальтах прорыва Булочка были отобраны все фракции от фено- до субфенокристаллов. Очевидно, что при

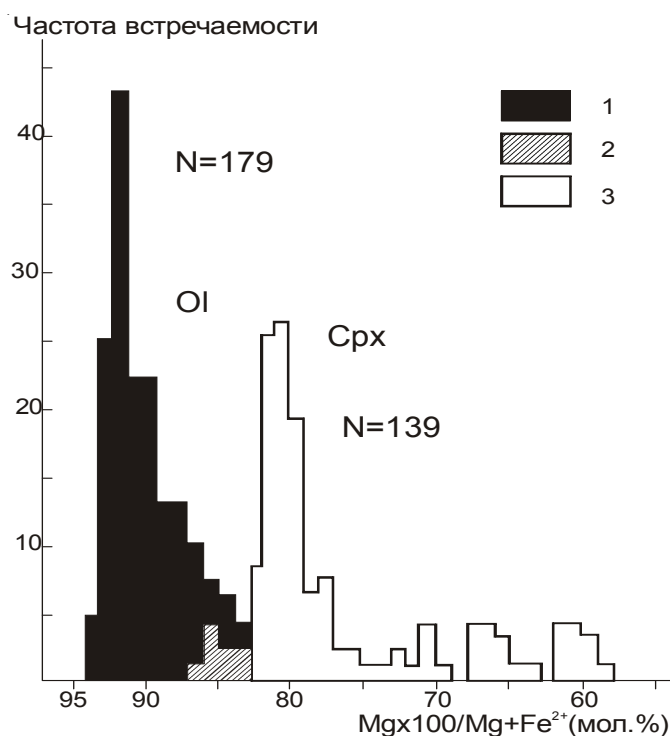


Рис. 7. Гистограмма распределения магнезиальности оливинов и клинопироксенов магнезиальных базальтов вулкана Крестовский: фенокристаллы оливинов (1); область пересечения графиков магнезиальности оливинов и пироксенов (2); фенокристаллы и микролиты клинопироксена (3).

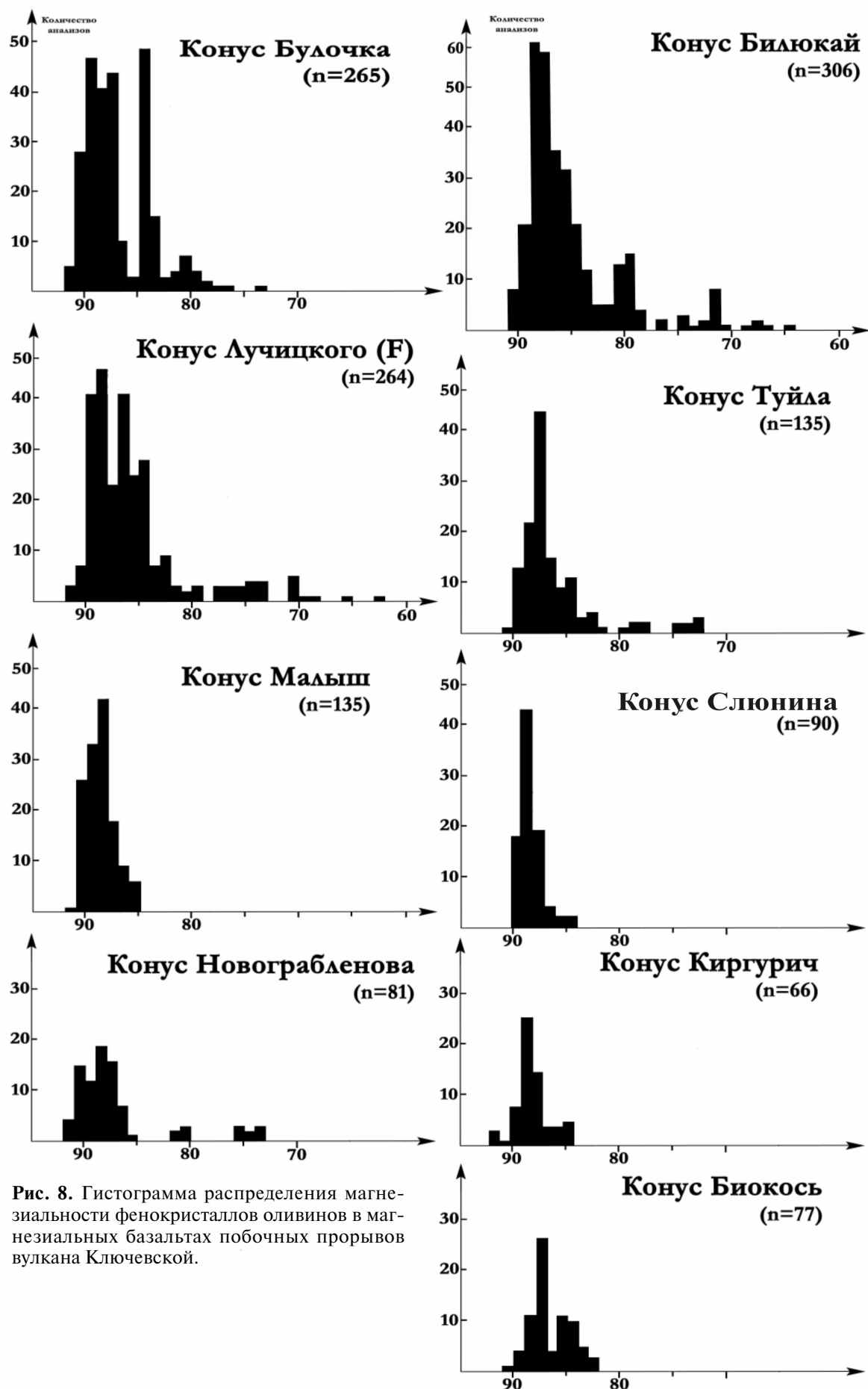


Рис. 8. Гистограмма распределения магнeзиальности фeнокристаллов оливинов в магнeзиальных базальтах побочных прорывов вулкана Ключевской.

таким широким интервале магнезиальности фенокристаллов оливинов в магнезиальных базальтах, которые, к тому же, фиксируются в одном образце, присутствуют неравновесные минералы. Такие широкие интервалы магнезиальности оливинов характерны для пикритовых базальтов Новой Джорджии на Соломоновых островах [42], вулкана Осима-Осима в Японии [49] и др. Наиболее магнезиальные ($Fo_{91,5-88}$) оливины базальтов вулкана Ключевской не характерны для базальтов вообще, но часто встречаются среди оливинов ультраосновных интрузий. Для выяснения состава оливина на ликвидусе магнезиальных базальтов были проведены специальные исследования.

Расчет составов оливинов на ликвидусе магнезиальных базальтов. В результате детальных исследований было показано, что для обширной серии природных базальтовых расплавов магнезиальность оливина на ликвидусе практически не зависит от температуры и давления кристаллизации [35]. Поэтому в настоящем исследовании особое внимание было уделено окисленности железа в расплаве, которое существенным образом влияет на состав кристаллизующегося оливина. Как показали экспериментальные исследования К. и П. Мурелли, наиболее чувствительным индикатором степени окисления железа в расплаве (Fe^{2+}/Fe^{3+}) является хромистая шпинель [41]. Для выполнения поставленной задачи были выбраны оливины магнезиальных базальтов трех конусов, состав которых охватывал весь возрастной и химический спектр магнезиальных базальтов вулкана Ключевской: Булочка ($MgO = 12\%$, вес.); Боковой ($MgO = 9\%$, вес.) и Билюкай ($MgO = 7\%$, вес.). Оливин с микровключениями шпинели приполировался до ее появления на поверхности фенокристалла, а затем проводился анализ микровключения хромшпинелида и, сосуществующего с ним оливинахозяина [32]. При статистической представительности выполненных анализов и учета зональности хромшпинелидов корреляция между окисленностью шпинелей и магнезиальностью вмещающего их оливина во всех трех прорывах вулкана Ключевской отсутствует (рис. 9). В пределах воспроизводимости анализов и учета зональности хромшпинелидов, Fe^{2+}/Fe^{3+} в них во всем интервале магнезиальности вмещающих их оливинов приблизительно одинаково: для прорывов Булочка и Билюкай равно 2, для прорыва Боковой — 2.7. Все это наиболее вероятно свидетельствует о кристаллизации фенокристаллов оливинов в закрытой системе в режиме промежуточных камер.

Для оценки расчетного состава оливина на ликвидусе магнезиального расплава была использована модель С.Е. Форда, основанная на равновесии минерал-расплав [35]. Расчет осуществлялся по фракционной модели кристаллизации. В качестве состава расплава принимался средний валовый химический состав базальта. Степень окисленности расплава (Fe^{2+}/Fe^{3+}) $_{Liq}$, которую необходимо

ЗАВИСИМОСТЬ ОТНОШЕНИЯ Fe^{2+}/Fe^{3+} В ШПИНЕЛИ ОТ СОСТАВА ОЛИВИНА

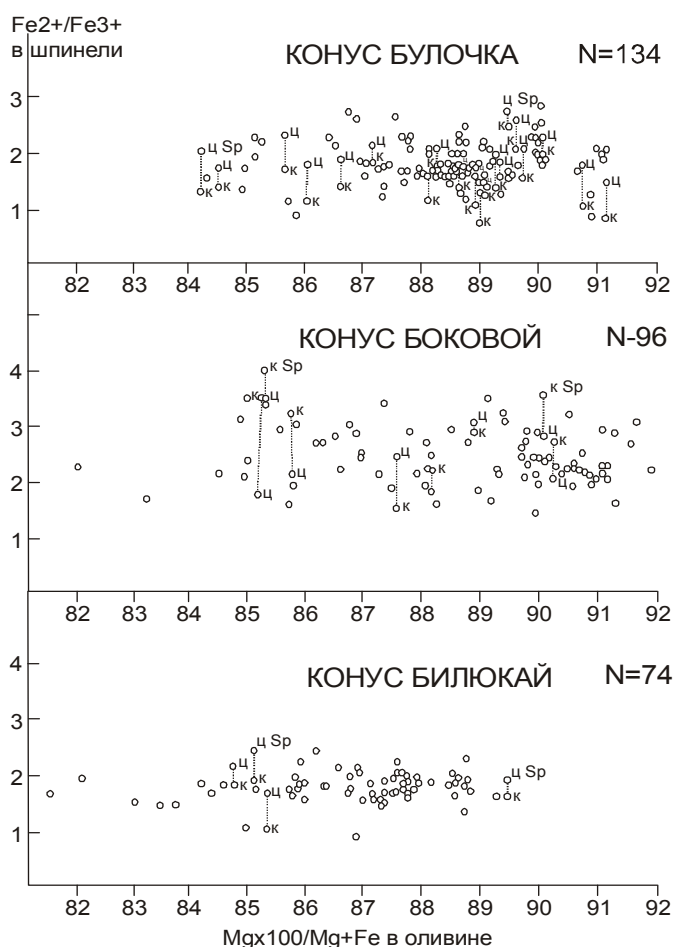


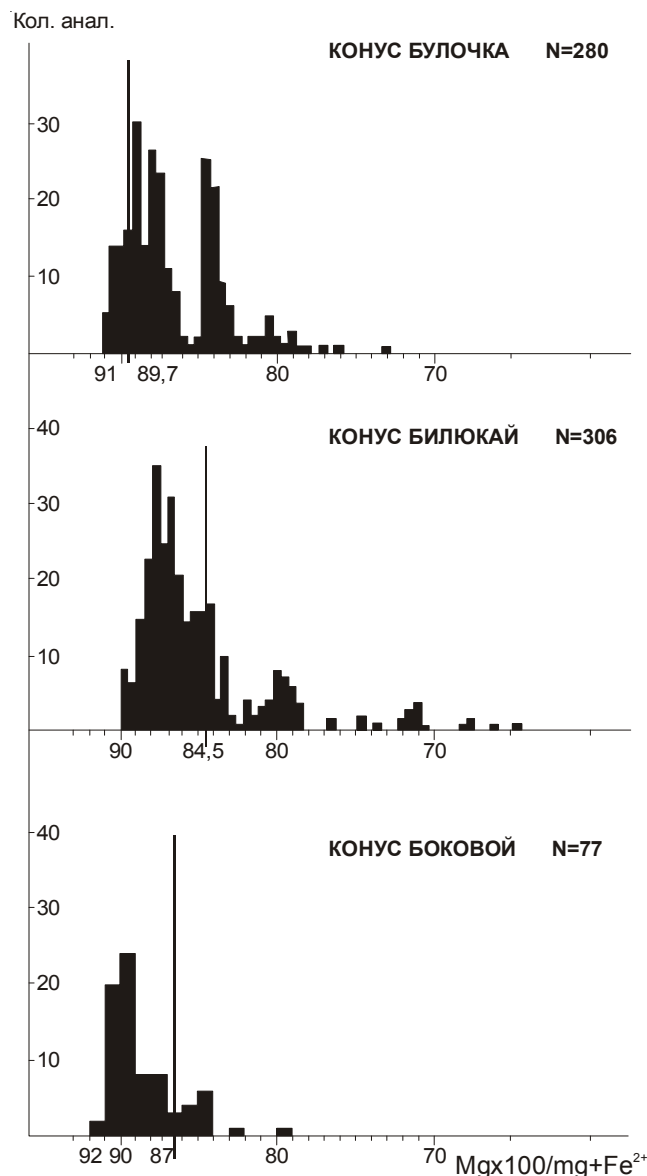
Рис. 9. Зависимость отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в шпинели от состава оливина в магнезиальных базальтах вулкана Ключевской.

учитывать для определения состава оливина, рассчитывалась на основе эмпирического уравнения К. и П. Муреллей [41]:

$$\text{Lg}(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}) \text{ Sp} = 0,764 \times \text{Lg}(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}) \text{ Lig} - 0,343$$

в котором используется вышеприведенная зависимость окисленности хромшпинелида ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) Sp от состава вмещающего оливина, минерала-хозяина. Анализ результатов расчетов выполненных для магнезиальных базальтов трех прорывов позволяет суммировать следующее (рис. 10). Оливин с магнезиальностью $\text{Fo}_{91,5}$ невозможно получить, используя валовые химические составы магнезиальных базальтов. Наиболее близок к этому составу расчетный состав оливина на ликвидусе базальтового расплава прорыва Булочка ($\text{Fo}_{89,7}$), а наиболее далек - расчетный состав оливина на ликвидусе базальтов прорыва Билюкай ($\text{Fo}_{84,5}$). Следует сказать, что на самом деле реальный состав оливина на ликвидусе базальтового расплава содержит еще меньше форстеириновой составляющей, так как в расчете используются валовые химические составы базальтов, которые содержат неравновесные высокомагнезиальные фенокристаллы оливинов. Такие же расчеты были произведены и для остальных магнезиальных базальтов побочных прорывов вулкана Ключевской.

Ни один расчетный состав оливина на ликвидусе исследованных базальтов девяти побочных прорывов также не соответствует составу наиболее магнезиального реального оливина в этих породах. Более того, по существу все эти высокомагнезиальные интра-



теллурические вкрапленники оливинов являются ксенокристами 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 реальными составами в базальтах, широкие интервалы магнезиальности оливинов ($\text{Fo}_{91,5-80}$), совместное нахождение в ограниченном объеме расплава крупных незональных высокомагнезиальных (Fo_{91-88}) фенокристаллов оливинов с низкомагнезиальными оливинами (Fo_{80-81}) и клино-пироксенами свидетельствуют о кристаллизации высокомагнезиальных неравновесных оливинов из более магнезиального исходного расплава и возможности механического перемешивания фенокристаллов оливинов, образованных при разных температуре и степени окисленности с транспортирующим их расплавом в промежуточных магматических камерах.

Рис. 10. Гистограмма распределения магнезиальности фенокристаллов и микролитов оливинов магнезиальных базальтов побочных прорывов вулкана Ключевской. Вертикальная черта показывает расчетный состав оливина на ликвидусе базальтового расплава.

2) Начало котектической кристаллизации оливина Fo_{89} происходило с клинопироксеном близкой магнезиальности. 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 клинопироксенов фиксируются только у низкомагнезиальных и низкотемпературных авгитов с низкомагнезиальными оливинами, которые 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 в магнезиальных базальтах побочных прорывов вулкана Ключевской [32]. Растворение 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. Об этом же свидетельствуют результаты изучений магматических включений в минералах.

Включения в минералах

Изучение включений в минералах проводилось, в основном, в магнезиальных базальтах прорыва Булочка, а также прорывах Слюнина, Цирк и Билюкай. При описании и классификации магматических включений нами использовалась терминология, принятая в работе И. Т. Бакуменко [3]. 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. Главными типами кристаллических включений в оливинах являются хромшпинелид и клинопироксен. В клинопироксене встречаются включения оливина и плагиоклаза. Составы включений хромшпинелида и клинопироксена обсуждены ранее [32].

Флюидные включения. Исследования флюидных включений в оливинах и клинопироксенах магнезиальных базальтов вулкана Ключевской проводились в криокамере конструкции В. А. Симонова (ИГиГ СО РАН) в интервале температур от -90° до $+30^{\circ}$ С. В экспериментах было использовано эталонное включение CO_2 . Флюидные включения в оливине представлены главным образом плотной углекислотой (рис. 11). Характерные термометрические параметры флюидных включений (температура тройной точки $T = -57.3$ С, T гомоген. $= +28$ С в жидкую фазу) свидетельствуют о существенно углекислотном составе магматического флюида. Результаты такого состава флюидных включений в оливинах подтверждаются данными раманской спектроскопии, полученными в Центре петрографии и минералогии г. Нанси (Франция) с помощью Ж. Дебюсси по методике [48]. 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

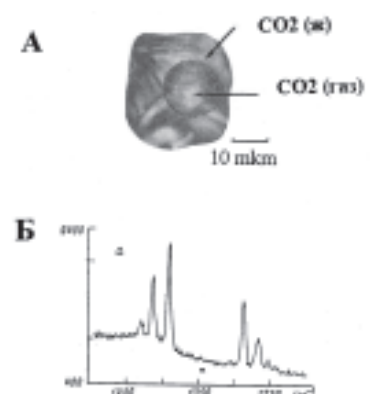


Рис. 11. Фазовый состав флюидного включения в оливине магнезиального базальта прорыва Булочка: флюидное включение CO_2 в оливине Fo_{88} при температуре 21° С (А); раманские спектры CO_2 во флюидном включении оливина (Б).

в нескольких флюидных включениях в оливинах, составляет $0,85 \text{ г/см}^3$ (гомогенизация газообразной CO_2 в жидкую фазу происходила при температуре $+28^\circ\text{C}$).

Все исследованные флюидные включения в низкомагнезиальных клинопироксенах (авгитах) малоплотные, без видимой фазовой границы.

По плотности флюидных включений в оливинах и пироксенах, 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 [9], рассчитано давление кристаллизации магнезиальных базальтов. Минимальная оценка давления кристаллизации, рассчитанная по плотности флюидных включений в оливинах, составляет 5-6 кбар (15 - 18 км). Следует заметить, что это минимальная оценка давления кристаллизации оливинов $\text{Fo}_{91.5-86}$, в оливине встречены многочисленные более высокоплотные включения, работа с которыми представляет предмет отдельных исследований.

Для авгитов давление кристаллизации значительно ниже, так как реальные плотные фазы в их флюидных включениях не обнаружены. Отсутствие видимой границы между жидкой и газообразной фазами при температуре $+20^\circ\text{C}$ в авгитах свидетельствует об их кристаллизации в пределах первых килобар, ориентировочно на глубинах 1-6 км).

Расплавные включения. Нормальные расплавные включения представлены стекловатыми, частично и полностью раскристаллизованными разностями. 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 5 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, как и в клинопироксене, варьируют в широких пределах - от 5 до 50 микрон. Здесь чаще встречаются крупные одиночные стекловатые включения. Фазовый состав включений более разнообразен: стекло+газ; стекло + клинопироксен+газ; стекло+клинопироксен+хромшпинелид+газ; стекло + хромшпинелид +газ.

Главным методом в исследовании расплавных микровключений являлся метод оптической термометрии [24]. Поведение оливина и клинопироксена при нагреве существенно различается. С увеличением времени эксперимента температура гомогенизации низкомагнезиального клинопироксена (авгита) увеличивается. Сходный процесс был описан при гомогенизации клинопироксенов вулкана Этна в Италии в работе [24]. Максимальная температура гомогенизации авгитов (Mg# 85) составляла 1200°C ., минимальная - для авгитов (Mg#75) составляет 1080°C .

В оливине полной гомогенизации расплавных включений достичь не удалось. При температуре, соответствующей плавлению дочерних кристаллических фаз клинопироксенов ($1190-1220^\circ\text{C}$), объем газового пузырька перестает уменьшаться и сохраняется постоянным до момента разгерметизации включения при $1450-1500^\circ\text{C}$. В тех случаях, когда разгерметизации включения не происходит, а время выдержки составляет более 40 минут, газовый пузырек при температуре 1500°C может проткнуть стенку вакуоли и выходит в «тело» оливина. В оливинах магнезиальных базальтов можно работать только с крупными (25-30 микрон) включениями. Работа с более мелкими включениями, даже при незначительном времени выдержки (меньше 5 минут), приводит к автоокислению. Оно выражается в появлении сыпи магнетита по всему объему включения. Подобный процесс более подробно описан в работе [24]. При работе с расплавными включениями в оливинах применялся метод сплавления до последнего кристалла, описанный ранее в работе [13]. Включение доводилось до плавления последнего кристалла минерала-узника клинопироксена и закаливало после минимального (меньше 2 минут) времени выдержки. Расчетные температуры оливинов составляют $1330-1370^\circ\text{C}$. С учетом 2.9 % воды в исходном расплаве, как будет показано ниже, верхний температурный предел кристаллизации оливина $\text{Fo}_{91.2}$ соответствует 1270°C .

Составы закаленных, частично гомогенизированных расплавных включений при температуре плавления последнего кристалла представлены в таблице 1. Состав первичного расплава рассчитан численным моделированием обратного хода фракционной кристаллизации в поле оливина, от составов, отвечающих закаленным расплавным включениям, до равновесия с реально установленным наиболее магнезиальным оливином $Fo_{91.2}$. Он отвечает пикриту, с предельным насыщением SiO_2 . Следует заметить, что повышенные содержания SiO_2 в базальтах вулкана 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 [7]. 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» [41]. Полученные оценки фугитивности кислорода близки к буферу «кварц-фаялит-магнетит». Кроме того, в составе расплавных включений установлены высокие содержания воды, измеренные по методике [38, 39]. На рис. 12 представлены отношения H_2O к Al_2O_3 в расплавных включениях в магнезиальных оливинах. Эти отношения практически не зависят от фракционирования ранних ликвидусных фаз (оливин, клинопироксен, хромшпинелид) и, следовательно, могут представлять таковые в первичных расплавах [45]. Однако, измеренные отношения в расплавных включениях характеризуются значительными вариациями, не зависящими от состава вмещающего оливина. Это может быть связано с частичной потерей воды из включений как в природных условиях, так и в процессе эксперимента [45]. Поэтому наиболее реальными являются наибольшие значения, которые соответствуют интервалу $H_2O/Al_2O_3 = 0.17 - 0.21$. Этим значениям соответствуют 2.2 - 2.9 мас.% H_2O в первичных магмах (пересчитано по содержанию Al_2O_3 в первичных расплавах, табл. 1). Полученные содержания H_2O в первичных островодужных магмах в 2-3 раза превышают более ранние оценки [47] и являются первыми достоверными определениями исходного содержания H_2O в родоначальных магмах типичных островодужных серий [33].

Условия образования первичных магм были оценены на основании их составов и предположения их равновесия с мантийным веществом лерцолит-гарцбургитового ряда (рис. 13). Такая оценка проведена на основе нормативной диаграммы Ol - Pl - Q - Di с изобарами давлений, определенных по экспериментальным данным в присутствии H_2O [37, 46]. 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 на основании данных томографии, а также на основании данных работ [10, 30]. Температура отделения первичного расплава была оценена по алгоритму, приведенному в работе [45], на основе его состава ($MgO = 13.5$ мас%), содержания в нем воды (2.9 мас. %) и давления отделения (15-18 кбар.). Она составляет 1280 -1320° С [33]. Приведенные результаты условий кристаллизации и генерации магм хорошо соотносятся с результатами строения земной коры, полученными методом сейсмической томографии.

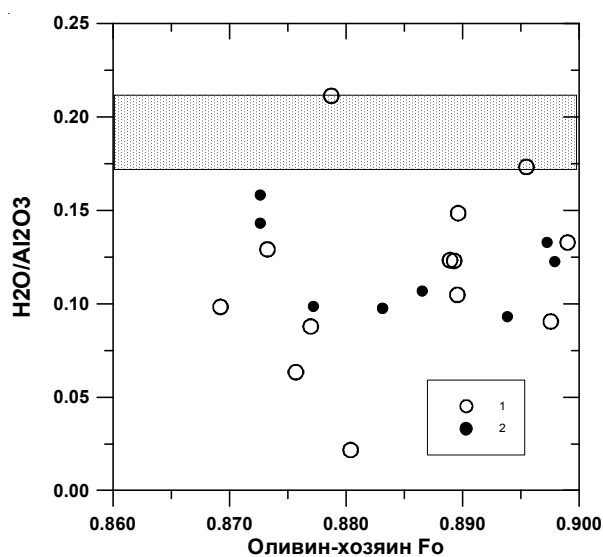


Рис. 12. Содержания H_2O (нормализованы к Al_2O_3) в расплавных включениях магнезиальных оливинов базальтов вулкана Ключевской: данные работ [33] (1) и [45] (2); $Fo = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, мол.%. Заштрихован принятый интервал исходных значений $H_2O = 2.2-2.9$ мас. %.

Таблица 1. Первичные расплавы магнезиальных базальтов Ключевского вулкана

Компоненты	1	2	3	4
Составы частично гомогенизированных расплавных включений				
SiO ₂	49,13	49,67	47,53	49,10
TiO ₂	0,90	0,94	1,00	0,70
Al ₂ O ₃	15,29	15,69	15,79	14,70
FeO*	8,27	8,45	8,67	8,37
MnO	0,14	0,12	0,15	0,12
MgO	9,85	7,42	7,82	10,60
CaO	10,31	12,10	13,06	11,60
Na ₂ O	2,64	2,77	2,66	2,25
K ₂ O	0,55	0,79	0,74	0,31
Fe Ol - хозяин	89,5	88,5	90,4	88,1
T заковки °C	1220	1205	1205	1220
Расчетные составы первичных расплавов, равновесных с Fo _{91,2}				
SiO ₂	49,8	49,2	47,65	49,68
TiO ₂	0,85	0,82	0,89	0,67
Al ₂ O ₃	14,52	13,69	14,06	14,11
FeO	8,59	8,94	9,12	8,62
MnO	0,13	0,10	0,13	0,10
MgO	13,15	13,47	13,36	13,25
CaO	9,79	10,55	11,63	10,78
Na ₂ O	2,51	2,42	2,37	2,11
K ₂ O	0,52	0,69	0,66	0,29
Tr °C	1355	1365	1360	1355
lgfO ₂	6,6	6,65	6,7	6,6
P г/см ³	2,64	2,65	2,67	2,7

Примечание: 1, 2, 3, 4 - побочные прорывы магнезиальных базальтов; соответственно: Булочка, Цирк, Бильокай, Слюнина; Fo=Mgx100/(Mg+Fe²⁺), мол.%; FeO*=FeO+(Fe₂O₃×0,9); Ol –хозяин – оливин содержащий расплавное включение. T заковки °C - температура заковки микровключения в экспериментальной установке; Tr °C - расчетная температура кристаллизации оливина; lgfO₂ - расчетная фугитивность кислорода в расплаве; P г/см³ - расчетная плотность расплава.

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 собственных тел пикритового расплава и движение его по системе трещин по направлению к месту фракционирования в промежуточные магматические камеры. Этот вывод находится в удво-

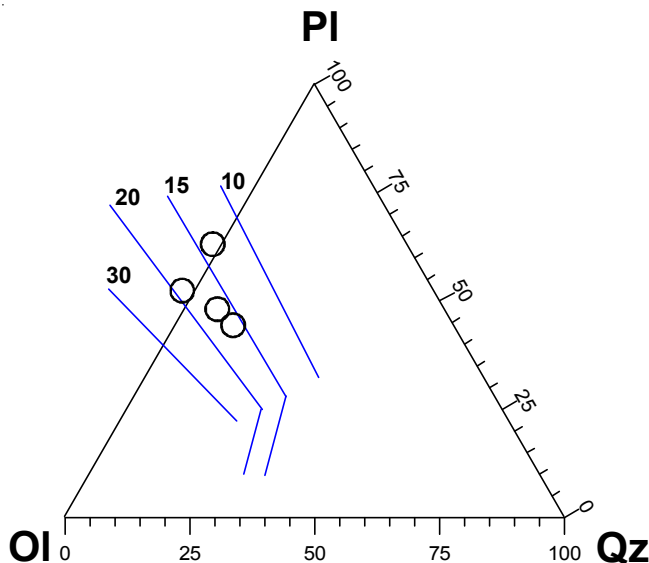


Рис. 13. Оценки давлений генерации первичных расплавов магнезиальных базальтов вулкана Ключевской на проекции системы оливин (Ol)-плагиоклаз (Pl)- кремнекислота (Qz)-кальциевый пироксен (Di) из вершины Di. Изобары равновесия с перцолитовым веществом показаны для водосодержащих систем с содержанием H₂O в расплаве 2-3 мас. %, [37, 46]. Цифрами показаны давления, кбар; значками - составы первичных расплавов из таблицы 1.

летворительном соответствии с результатами расчета глубины астеносферы и сопоставления теоретических и экспериментальных скоростей продольных волн V_p . Он также не противоречит результатам, на основании которых под Ключевской группой вулканов ранее был выделен глубинный магматический очаг [10, 30]. Следует заметить, что существование магматического источника до отделения от мантийного остатка на глубинах ниже указанных предполагает систематическое переуравновешивание расплава с мантийным остатком, поэтому память об этом у него стерта и мы ничего не можем сказать о его составе.

Второй уровень, через который проходит образование магнезиальных базальтов и который фиксируется по флюидным микровключениям в оливинах, соответствует минимальному давлению в 5-6 кбар и глубине больше 18-20 км, при максимальной температуре 1270°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 фиксируется глубинная низкоскоростная аномалия ΔV_p и ΔV_s , и повышенное значение параметра V_p/V_s . Результаты, полученные другими геофизическими методами и теоретические расчеты, также свидетельствуют о возможном существовании в этом слое динамически связанной системы магматических очагов [7, 30].

Отметим, что на глубине 10-20 км, в средней коре выделяется высокоскоростная неоднородность (скоростная аномалия продольных сейсмических волн V_p). Наиболее вероятно, что эта аномалия связана с древним закристаллизованным промежуточным очагом, из которого осуществлялось питание 40-50 тысяч лет назад вулканов Ушковский, Крестовский.

Третий уровень (промежуточные очаги), где может происходить кристаллизация и фракционирование магнезиальных магм, отвечает низким давлениям, по-видимому, в пределах первых кбар. Этот уровень можно оценить по флюидным включениям только косвенно, на основании отсутствия высокоплотного флюида в авгитах. На этой глубине (5 -7 км) существование промежуточных очагов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской по ксенолитам третичных пород в лавах побочных прорывов обосновывал Б. И. Пийп [21, стр. 74]. Как показано в результате томографических исследований, со слоем 5-10 км связаны повышенные значения V_p/V_s . По нашему мнению, аномалии этого параметра могут быть обусловлены ослабленными трещиноватыми зонами, и(или) с малоглубинными магматическими камерами. Отсюда на северо-восточный склон вулкана Ключевской поступала уже дифференцированная магнезиальная магма, которая в течение голоцена провоцировала извержения побочных прорывов.

Список литературы

1. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
2. Аriskин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496-521.
3. Бакуменко И.Т. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра. 1982. С. 126.
4. Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов. Особенности тектоники и вулканизма // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток. 1976. С. 7-16.
5. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука. 1981. 133 с.
6. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев В.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. N 3. С. 3-18.
7. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976 г. М.: Наука, 1984. 637 с.

8. *Борисов А.А., Шапкин А.И.* Новое эмпирическое уравнение зависимости соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // *Геохимия*. 1989. N.6. С. 892-897.
9. *Вукалович М.П., Алтунин В.В.* Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Атомиздат. 1965. 455 с.
10. *Горшков Г.С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана // *Докл. АН СССР*. 1956. т. 106. N 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 длинопериодные 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., Кононкова Н.Н.* Первичный расплав рифтогенных толеитов 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. АН СССР, 1935.
15. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др.* Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. 440 с.
16. *Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г.* Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // *Физика земли*. 2004. N 6. С. 54-67.
17. *Набоко С.И.* Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1947. Вып. 5. 136 с.
18. *Низкоус И.В.* Томографическая реконструкция Камчатского региона с высоким пространственным разрешением. Автореферат диссертации. Москва. 2005. 24 с.
19. *Озеров А.Ю.* Эволюция базитовых расплавов в питающей системе Ключевского вулкана // В сборнике «Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Петропавловск-Камчатский. С. 58-60.
20. *Очерки тектонического развития Камчатки*. М.: Наука. 1987. 248 с.
21. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом. М.: Изд. АН СССР. 1956. 310 с.
22. *Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И.* Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // *Вулканология и сейсмология*. 1991. N 5. С. 83-91.
23. *Смирнов В.С., Болабко Г.Т.* Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов. В кн.: *Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов*. Владивосток. 1976. С. 7-17.
24. *Соболев А.В.* Включения в минералах как источник принципиальной геохимической информации // *Петрология*. 1996. Т. 4. № 3. С. 228-239.
25. *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.
26. *Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др.* Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о. Кипр // *Петрология*. 1993. Т. 1. № 4. С. 379-412.
27. *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.
28. *Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука. 1966. 118 с.
29. *Утнасин В.К., Аносов Г.И., Балеста С.И., Буданский Ю.А.* Сейсмические модели Ключевской группы вулканов. В кн.: *Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца*. Южно-Сахалинск, 1975. N 5. Вып. 37. С. 83-92.

30. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3-29.
31. 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.
32. 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.
33. Хубуная С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Докл. РАН. 1998. Т.354.
34. Arai S. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1994. V. 59. P 279-293.
35. 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.
36. Gontovaya L., Nizkous I., Kissling E., Senyukov S., Sanina I. Deep Structure of Kamchatka Northern Volcanic Group: seismicity, 3D velocity structure, and magma sources // IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2004. P. 20-21.
37. 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. Mineralogical Magazine. 1994, V. 58 A. P. 209-210.
38. 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) // Geochemistry International. 1992. V.29. Is. 7. P. 48-62.
39. Danyushevsky L.V., McNeill A.W. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // Chemical Geology. 2002a. V. 183. P 5-24.
40. 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 // Journal of Petrology. 1994. V. 35. № 1. P. 1-41.
41. Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de equilibre Fe₂⁺ - Fe₃⁺ dans les spinelles chromiferes et les liquides silicates basiques coexistans, a 1 atm // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences (Paris). 1982. V. 295. P. 209-212.
42. Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D. Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V.88. P.386-402.
43. Roedder E. Fluid inclusions. Michigan: Book Crafters Inc. Mineral. Soc. Amer. 1984. 644 h.
44. Simkin T., Smit J.V. Minor-element distribution in olivine // J.Geol. 1970. V. 78. N. 3. P. 304-325.
45. 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 Planetary Letters. 1996. V. 137. P. 45-55.
46. 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.
47. Thompson, A.B. Water in the Earth's upper mantle. // Nature. 1992. V.358, P. 295-302
48. Touray J.C., Benny-Basser C., Dubessy J., Guilhaumou N. Scanning electron Microscopy. 1985. N 1. P. 103.
49. 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.

MAGMA CHAMBERS BENEATH THE KLYUCHEVSKAYA GROUP OF VOLCANOES

S. A. Khubunaya¹, L. I. Gontovaya¹, A. V. Sobolev², I. V. Nizcous³

¹*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky*

²*Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry RAS, Moscow*

³*Schlumberger Technology HUB, Moscow*

We made an attempt to correlate a deep geophysical model of lithosphere for the Klyuchevskaya group of volcanoes (KGV) with the results of the detailed research of magnesian basalts from Klyuchevskoy volcano. We used the analyses of velocity for longitudinal (Vp) and diametrical (Vs) seismic waves with their Vp/Vs correlation beneath the KGV. This allowed constructing a 3D model for a part of the Earth crust and upper mantle. The zones of contrast (positive/negative) Vp and Vs anomalies with their Vp/Vs correlation are distinct here. These parameters and space configuration of anomaly zones allow constructing a model when the KGV feed from the same mantle source. Subsequently the melts crystallize in intermediate chambers (at a depth of either 0-5 or 20-30 km). The horizontal section analysis of 3D velocity model evidences that Klyuchevskoy volcano belongs to the central zone of low-speed anomalies.

The near-surface zone of low-speed anomalies (at a depth of either 0 or 2 km) is moved beneath the northeastern flank. This is the only zone where flank vents of magnesian basalts are located. A high velocity zone $V_{pe} \gg 7.0$ km/sec is fixed in the middle part of the crust beneath the KGV at a depth of 10-20 km.

The summits of Ushkovsky, Krestovskiy and Kamen volcanoes are above this zone.

Velocity anomalies of the Vp and Vs waves correspond to the data on geoelectric measurements as well as the results of the correlation refraction method (1986-1987) and seismicity features within the KGV.

The velocity structure beneath the KGV can be explained by old crystallized peripheral magma chamber. We suppose that 40000-50000 years ago magma came from this intermediate chamber to Ushkovsky, Krestovskiy and Kamen volcanoes.

The results of seismic tomography correlate with petrologic research of magnesian basalts beneath Klyuchevskoy volcano. Eruptions of magnesian lava occurred only on the northeast flank of Klyuchevskoy (along the 500 km length) in a large period of time (from 3500 year ago to 1938) and at different heights (400-1800 m).

At the same time petrochemical and mineralogical characteristic features of the magnesian basalts from Klyuchevskoy volcano differ from most island-arc basalts. They contain high SiO₂ (51-53%) and MgO (7-12%). All basalts contain phenocrystals of low-magnesian augites (Mg[#] = 75-82) and high-magnesian olivines {Fo₉₁₋₈₅}. High-magnesian pyroxenes occur only as crystal inclusions in high-magnesian olivines. Olivines estimated compositions on magnesian melt liquidus do not coincide with real high-magnesian composition of crystal olivines {Fo₉₁₋₈₅} with high-chromous spinels inclusions {Cr/Cr+Al=55-60}. Such olivines can be in equilibrium with primary mantle melt. Based on geochemical and mineralogical characteristics we can suppose that all basalts were formed in the same mantle source. In the intermediate chambers subsequently the high-magnesian olivines crystallized in a temperature of 1270 °C and low-magnesian augites in a temperature of 1080-1200 °C.

Minimum pressure for crystallization of magnesian basalts from Klyuchevskoy was calculated by density of olivine inclusions (Fo₈₉₋₈₆) and exceeded 5-6 kbar. The pressure for crystallization of low-magnesian augites was considerably lower. The dense phases in fluid inclusions of augites were not found. Augites crystallized under pressure of 1-2 kbar.

We used the modeling for fractional crystallization in the olivine field to obtain the composition of the primary melt. Its composition meets the composition of high-magnesian picrite (MgO=13-13,5%mol), with high content of SiO₂ (49%mol) and

$H_2O=2,9\%$ mol. Separation of the primary melts from lherzolite-harzburgite mantle was calculated by experimental isobars of pressure (normative Ol – Pl – Qz – Di diagram) with H_2O . Isobars of pressure equilibrium with lherzolite are shown on for water content systems, $H_2O=2-3\%$ wt [37, 46].

The primary melt separated from the mantle material under pressures of 15-18 kbar at a depth of 45-65 km. The algorithm given in [45] allowed calculating the temperature of the primary melt separation. The composition of the primary melt, water content and pressure of separation for the melt allowed the temperature to be estimated at 1280-1320 °C [33].

The depth of formation and crystallization of magnesian melts correspond to geophysical data. It allows constructing the simple 3-level model of formation for magnesian basalts from the same magmatic source.

The 1st level corresponds to the depth of the primary melt separation. From the mantle residuum in asthenosphere (45-65 km). Here may occur the formation of melt bodies and movement in joint system to the intermediate hypogene chamber.

The 2nd level of intermediate chambers of magnesian melts fractionation is recorded by fluid microinclusions in olivines. This level corresponds to pressure of 5-6 kbar. Taking into account an inevitable error the level is located at a depth of 15-25 km. At this depth the method of seismic tomography allows recording the deep low-speed anomalies V_p , V_s as well as V_p/V_s .

The 3rd level of magnesian basalts crystallization is determined by fluid inclusions of low pressure in low-magnesian augites. It corresponds to the pressure of 1-2 kbar. The area of low speed of P wave V_p beneath the northeastern flank of Klyuchevskoy confirm this statement. In this area are located all the vent flanks of magnesian and high-aluminous basalts.