

ПРОБЛЕМЫ ФИЛЬТРАЦИИ ФЛЮИДОВ И РАСПЛАВОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ГЕОЛОГИИ

Н.Л. Добрецов^{1,3}, В.А. Симонов^{2,3}, И.Ю. Кулаков^{1,3}, А.В. Котляров²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проблемы моделирования флюидно-магматических систем в мантийном надсубдукционном клине рассмотрены на примере вулканов Камчатки с привлечением данных по гипербазитам из других известных субдукционных и океанических комплексов. Показана необходимость учета существования нескольких разноглубинных промежуточных магматических камер, количество которых может достигать шести, как в случае Авачинского вулкана. Сравнение имеющейся информации по расплавленным включениям в шпинелях свидетельствует о кристаллизации перидотитов Авачинского вулкана при участии эволюционирующих магматических систем с последовательно снижающимися температурами (свыше 1200 °C → 1100 °C → 900 °C) и падением давления от 13.8 до 4.5 кбар в промежуточных камерах на глубинах 30—40 и 15—20 км. Сравнительный анализ показал, что высокотемпературные пластические деформации, а также процессы воздействия глубинных расплавов, характерные для мантийных тектонизированных перидотитов из офиолитов, не отмечены для гарцбургитов Авачинского вулкана. Эти данные подтверждают, что последние не являются представителями первичной океанической мантии. Совместное рассмотрение скоростей продольных (v_p) и поперечных волн (v_s) позволяет получить отношение v_p/v_s , которое является важным индикатором в сейсмотомографических реконструкциях зон субдукции, дающим возможность отделить области насыщения жидкой фракцией (расплавом) от участков с преобладанием газообразной фазы (флюидом) под вулканами. Показана важная роль тестов в томографических исследованиях, результаты которых, если они не подкреплены тщательным тестированием, вряд ли могут быть использованы в качестве достоверного фактического материала для моделирования процессов в мантийном клине зон субдукции.

Флюиды и расплавы, зона субдукции, мантийный клин, магматические камеры, перидотиты, расплавленные включения, сейсмотомография, Авачинский вулкан, Камчатка.

MIGRATION OF FLUIDS AND MELTS IN SUBDUCTION ZONES AND GENERAL ASPECTS OF THERMOPHYSICAL MODELING IN GEOLOGY

N.L. Dobretsov, V.A. Simonov, I.Yu. Koulakov, and A.V. Kotlyarov

Modeling of fluid-magmatic systems in a suprasubduction mantle wedge is considered for the case of Kamchatka with reference to data on peridotites from other known subduction and oceanic rock complexes. This modeling has to take account of magma storage in several intermediate reservoirs at different depths, up to six such reservoirs, as in the case of Avacha Volcano. Comparison of available data on melt inclusions in spinels indicates crystallization of the Avacha peridotites in magmatic systems progressively decreasing in temperature (>1200 °C → >1100 °C → >900 °C) and pressure (from 13.8 to 4.5 kbar) in intermediate reservoirs at depths of 30–40 and 15–20 km. The Avacha harzburgites do not belong to primary oceanic mantle as they lack both signatures of high-temperature plastic flow and effects of mantle melts known for sheared mantle peridotites from ophiolite suites. The v_p/v_s ratio estimated from jointly analyzed P - and S -wave velocities (v_p and v_s , respectively), an important indicator for seismic tomographic reconstructions of subduction zones, allows discriminating between regions saturated mainly with liquid (melts) and gas phases beneath volcanoes. Only specially tested tomographic data can provide reliable reference for modeling of mantle wedge processes.

Fluid, melt, subduction zone, mantle wedge, magma reservoir, peridotite, melt inclusion, seismic tomography, Avacha Volcano, Kamchatka

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время появилось большое количество статей, посвященных численному, реже физическому (экспериментальному) моделированию эндогенных процессов. Вместе с тем есть ряд работ, которые недостаточно учитывают специфику таких процессов: масштабы пространства и времени, неполноту записи, сочетание случайных наблюдений и находок (например, обнаружение ископаемой флоры и фауны), нерегулярных событий (в частности, извержений вулканов) и непрерывных длительных процессов, таких как вариации теплового потока, объема и уровня Мирового океана и других.

Значительное внимание уделяется проблемам моделирования в зонах субдукции [Gerya, 2011; Шарапов и др., 2016; и др.]. Эти вопросы, действительно, одни из самых трудных и длительно обсуждаемых, поскольку здесь сочетается много регулирующих факторов, наблюдаются значительные их вариации в пространстве и времени, возникает множество возможных вариантов (в частности, несколько источников расплавов и промежуточных камер на пути их подъема). Например, в обзоре [Gerya, 2011], анализирующем численное моделирование разных сторон процессов субдукции, перечислено более десяти важных проблем, затронутых моделированием, и рассмотрены около 100 статей по этим вопросам. В работе [Шарапов и др., 2017], посвященной более локальным проблемам метасоматоза и фильтрации флюидов в мантии под вулканами субдукционных зон, приведены ссылки на почти 50 статей по моделированию и модельным оценкам этих процессов. Но «главное русло» в этом обсуждении, т.е. каковы ключевые проблемы, которые надо решить в первую очередь, найти в этом обилии публикаций достаточно трудно.

В обзорной статье [Добрецов и др., 2015], связанной с обсуждением глубинного цикла углерода, мы попытались на основе комплексной оценки геологических закономерностей, экспериментальной петрологии и геохимии, а также геофизических данных (прежде всего, сейсмотомографии) сформулировать ключевые проблемы зон субдукции:

1. Определяющая роль выплавления андезитов при субдукции океанической коры как ключевой элемент круговорота вещества в коре и верхней мантии.

2. Необходимость построения трехскоростной модели зон субдукции с независимой миграцией расплавов и флюидов и движения самой субдуцирующей плиты. Задачи в такой постановке не ставились, и даже усложненные двухскоростные модели [Доровский и др., 1998] являются частным случаем.

3. Решающее значение промежуточных камер на глубине 50-80 и около 30 км и дополнительная роль малоглубинных камер (10—15 и 2—5 км) как этапов подготовки к главным извержениям.

Проблема фильтрации флюидов, отдельно взятая, к ключевым проблемам не относится, хотя очень важна при решении вопросов, связанных с рудообразованием в зонах субдукции.

Есть еще один общеметодический аспект моделирования геодинамических процессов, отмеченный в работе [Доровский и др., 1998]. Здесь сформулировано, что «обратная задача может быть представлена как серия прямых задач на основе перебора начальных и граничных условий в численных экспериментах таким образом, чтобы была исследована вся возможная область их вариаций» [Доровский и др., 1998, с. 1530].

Сходная позиция сформулирована и в наших работах [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2011]: «обратные задачи не имеют единственного решения, и очень часто получается не знание, а множество мнений ... Оптимальным является решение прямых задач на основе методов механики, теплофизики, физикохимии, а перебор вариантов необходимо делать на предварительной стадии геолого-геофизического анализа фактических данных, сопровождать поиск решения физическим (лабораторным) моделированием, а не только численным моделированием, верификацией полученных решений путем сравнения с наблюдаемыми фактами ...» [Добрецов, 2011, с. 292].

В статье [Шарапов и др., 2017, с. 695] затронут еще один важный методический аспект о теории подобия процессов: «При использовании этого приближения в описании массопереноса возникают более жесткие условия для согласования модели и природных образцов в выполнении центральной теоремы подобия, чем в случае приближения Дарси [Гухман, 1974; Доровский и др., 1998]». Но центральная теорема подобия [Гухман, 1974], называемая также теоремой М.В. Кирпичева – А.А. Гухмана может быть дана в формулировке [Михеев, 1947; Добрецов и др., 2001]: подобны те явления, условия однозначности которых подобны, и критерии, составленные из условий однозначности, численно одинаковы. Это требует обязательного использования определяющих критериев подобия, составленных из параметров, входящих в условие однозначности, такие как критерии Рэлея для конвективных процессов, критерий Рейнольдса для гидродинамических потоков, критерий Нуссельта и т. д. Однако эти критерии в цитированных работах [Доровский и др., 1998; Шарапов и др., 2017] почему-то не используются.

ФОРМИРОВАНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГОВ И ПУТИ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ И РАСПЛАВОВ

На рисунках 1, а и б сопоставлены схемы строения коры и мантии и пути миграции расплавов под Авачинской группой вулканов (Камчатка) и под вулканами Чокай-Курикома (Япония). Рисунок 1, а по-

строен на основе сейсмической модели из работ [Гонтовая и др., 2010; Шарапов и др., 2017]. Рисунок 1, б приведен в статье [Добрецов и др., 2015] и основан на информации из статьи [Kogiso et al., 2009] и на сейсмотомографических данных из работ [Nakajima et al., 2001, 2009]. На обеих схемах приведены по четыре промежуточных очага на глубинах 25—30 км, около 50—80 км и 120—150 км, и по два пути

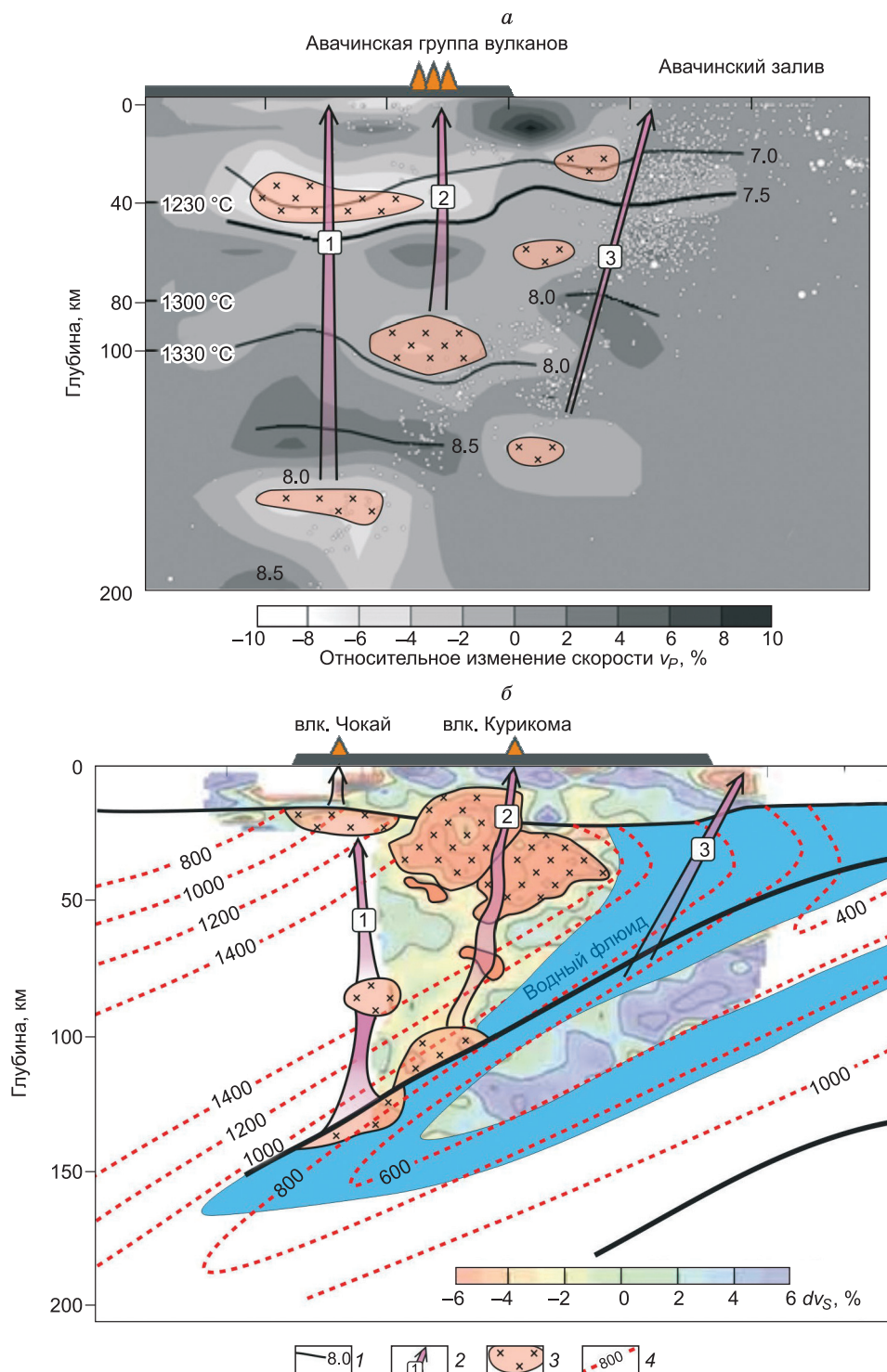


Рис. 1. Схемы строения коры и мантии под Авачинской группой вулканов на Камчатке (а) и под вулканами Чокай-Курикома в Японии (б).

1 — изолинии значений скорости v_p (км/с); 2 — пути миграции расплавов; 3 — промежуточные очаги; 4 — изотермы (°C). Сплошными жирными линиями показаны предполагаемые границы кора—мантия и контуры погружающегося слэба. а — по [Гонтовая и др., 2010; Шарапов и др., 2017], б — по [Nakajima et al., 2001, 2009; Kogiso et al., 2009; Добрецов и др., 2015].

миграции расплавов: 1) с большей глубины (около 150 км) через промежуточный очаг на глубине 30 км до влк. Чокай или Прото-Авачу и 2) с глубины 100—120 км через промежуточные очаги на глубинах 50—90 км до вулканов Авача и Курикома. Эти пути аналогичны двум путям и способам формирования магм в субдукционных зонах, предложенным Б.А. Ивановым [2008]. Теоретически возможен третий путь (см. № 3 на рис. 1, *а*, в поле водного флюида на рис. 1, *б*), который реализуется на поверхности фронтом гидротермально-измененных пород.

Само по себе совпадение разноуровневых магматических очагов и двух путей миграции магмы, полученных разными авторами в разное время и для разных районов (см. рис. 1 и в работе [Иванов, 2008, рис. 39.2]), свидетельствует о реальности этих предположений. В свою очередь, это хорошо объясняет сочетание и закономерную перемежаемость двух типов магматизма — андезитового (типа вулканов Авача, Безымянный, Шивелуч на Камчатке) и базальтового (вулканы Ключевской и Толбачик, Камчатка). В периоды активизации вулканической деятельности (на Камчатке и в Японии примерно через 500—600 тыс. лет [Лаверов и др., 2005; Добрецов, 2015]) действуют в основном андезитовые вулканы, в промежутках между ними — базальтовые, с общим преобладанием андезитового вулканизма [Kelemen et al., 2004; Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2015]. При этом, согласно данным по Камчатке (приведенным в монографии под редакцией Н.П. Лаверова [Лаверов и др., 2005]) и информации по Японии (рассмотренной в предыдущей статье автора [Добрецов, 2015], преобладание дацит-андезитового вулканизма фиксируется на интервале сотни тысяч — миллионы лет, и в историческое время или в голоцене их зафиксировать невозможно. На Камчатке в течение максимума последних 130—150 тыс. лет извержено 8700 км³ с преобладанием андезитов и дацитов, в максимуме 730—850 тыс. лет извержено 6700 км³ (около 50% андезитов), суммарно за 250 тыс. лет 15400 км³, за остальные 600 тыс. лет только 2200 км³, преимущественно базальтов. К сожалению, мы не знаем представительность и точность этих балансовых расчетов.

Андезитовые извержения (как можно предположить из рис. 1) возникают, когда расплав «прорывается» прямо из зоны субдукции с незначительными вариациями в промежуточной камере на глубине 25—30 км. Такие породы сохраняют и геохимические признаки плавления на глубине (минимумы Ta, Nb, отражающие рутилсодержащий рестит; «гранатовый» тренд лантаноидов; дискретные соотношения Ba, Rb, Zr и др.) [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2015].

Таким образом, идея «проточного реактора, состоящего из цепочки последовательно сопряженных резервуаров, через которые проходят порции гидротермального раствора и(или) газообразного флюида» [Шарапов и др., 2017, с. 688] не противоречит рис. 1. Однако фильтрация гидротермального раствора (флюида) через промежуточные резервуары может быть рассмотрена только для правого потока (№ 3) (см. рис. 1) в поле водного флюида. Но для этого случая необходимо уточнить количество резервуаров по геолого-геофизическим данным (число 50 резервуаров выглядит избыточным и недостаточно обоснованным) и продлить поток в коровую область (0—30 км) с выходом гидротерм на поверхность, чтобы сравнить с протяженным поясом сольфатарно-гидротермальных изменений перед фронтом магматизма, описанным для Камчатки в работах [Набоко, 1958; Карпов, 1976; и др.].

В результате сложных многоступенчатых расчетов (50 резервуаров и время через каждую тысячу лет до 50 тыс. лет) получен минеральный профиль по глубине от 100 до 40 км при температуре от 1330 до 1230 °C [Шарапов и др., 2017]. Эти температуры показаны (до глубины 30 км) в левой части рис. 1, *а*. По сравнению с рис. 1, *б* данные температуры на соответствующих глубинах более низкие, и здесь не отражен очень важный температурный минимум, связанный с погружающейся холодной плитой, а также взаимосвязанный максимум температуры более 1400 °C, показанный на рис. 1, *б* на глубине 150—100 км слева и 75—30 км в центральной части. Большая часть минерального профиля [Шарапов и др., 2017] показывает «верлитизацию» перидотитов с вариациями оливина 55—70 %, клинопироксена и ортопироксена от 10 до 15 % на глубинах 94—88 км или клинопироксена 3—5 %, ортопироксена 5—7 % на глубинах 86—40 км. Более существенные изменения показаны только в резервуаре № 1 на глубине 100—95 км, причем в этом резервуаре, как показано в работе [Шарапов и др., 2017, рис. 11], на стадии «верлитизации» (первые 20 тыс. лет) оливин уменьшается до 0—3 %, ортопироксен возрастает до 50 %, клинопироксен до 35—40 %. На стадии «родинитов» (через 20—35 тыс. лет) ортопироксен уменьшается до 5 %, клинопироксен растет до 85 %, появляется такжеgrossуляр от 0 до 20 % [Шарапов и др., 2017, рис. 11]. Эти колебания регулируются периодической (через 1.5 тыс. лет) добавкой Si, Al, Ca при нектором уменьшении Fe. В случае постоянного поступления в резервуар № 1 раствора с максимальным содержанием Si (0.5 мол.) при $\sum (Al, Ca, Fe, K, Na, Li) = 0.2$ мол. через 50 тыс. лет возникает периодическое колебание Si и соответствующие максимумы Орх в метасоматической колонке (на глубинах 90—84, 76—70, 62—58, 54—52, 48—42 км [Шарапов и др., 2017, рис. 13]. Эти выводы представляются, с одной стороны, вполне ожидаемыми, с другой — не находят достаточного подтверждения по ксенолитам и по геолого-геофизическим данным. Поэтому авторы отмечают, что «описанные явления метасоматоза в ксенолитах ультрабазитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана относятся пре-

имущественно к начальным стадиям дегазации ультрабазитов магматогенными флюидами, поступившими из вторичного очага плавления, возникшего в шпинелевой фации глубинности (т. е. менее 100 км). В них есть только минеральные ассоциации слабой дегазации, отвечающие уровням прогрева ниже температур 1150 °С» [Шарапов и др., 2017, с. 695].

Что касается более глубоких потоков 1 и 2 (см. рис. 1), то существует большое число доказательств, что в этих резервуарах (промежуточных камерах) концентрируется расплав, и именно извержение андезитовых и/или базальтовых магм представляет главные процессы в зонах субдукции [Gerya et al., 2004; Добрецов и др., 2012, 2015; и др.]. При этом роль флюидов по сравнению с расплавами весьма ограничена. Конечно, между камерами могут фильтроваться как расплавы, так и флюиды, но их состав и параметры генерации будут определяться условиями кристаллизации магм, которые, в свою очередь, должны зависеть от глубины и взаимодействия перидотитовой матрицы с расплавами и флюидами, возникающими на верхней границе субдутирующей плиты (см. рис. 1, б). Подробнее эти процессы будут обсуждаться в последующих разделах.

Специальная проблема касается формы и размеров каналов между резервуарами. В работе [Шарапов и др., 2017] отмечается, что магматические флюиды из магматических очагов поступают в плоские проницаемые зоны шириной 4 км, но чем это доказывается, не указано.

Авторы статьи [Шарапов и др., 2017] подчеркивают, что они не рассматривают взаимодействия пород и «просачивающихся» расплавов, состав которых мог варьировать от карбонатитовых до базитовых жидкостей [Gregoire et al., 2008; Halama et al., 2009; Ionov et al., 2011], как и модель растворения магмой минералов ультрабазитов [Aharonov et al., 1997], поскольку в изученных образцах не было встречено такого рода явлений. Но, во-первых, некоторые явления, приведенные авторами [Шарапов и др., 2017], позволяют предположить внедрение (импрегнацию, просачивание) андезитового расплава в раздробленные зоны с образованием каймы ортопироксена (+клинопироксен, шпинель); во-вторых, в названных и многочисленных неназванных работах приводится дополнительная информация, которая позволяет рассмотреть этот процесс более объективно.

Эти дополнительные данные можно объединить в три группы: 1) информация по глубинным ксенолитам и по расплавленным включениям в субдукционных вулканах, в том числе Камчатки [Halama et al., 2009; Ichimaru, Arai, 2009; Ionov et al., 2011; Добрецов и др., 2016]; 2) другие данные по петрологии, геохимии, экспериментальному моделированию фильтрации и взаимодействию расплавов и флюидов в зонах субдукции; 3) результаты исследования геологии и петрологии офиолитовых разрезов верхней мантии, в том числе надсубдукционных [Coleman, 1977; Aaronov et al., 1997; Kelemen et al., 2000; Савельева и др., 2008; Батанова, Савельева, 2009].

РОЛЬ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПРИ РАСШИФРОВКЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Процессы миграции флюидов и расплавов в подвижных магматических системах во многом определяют особенности развития надсубдукционных зон и, соответственно, оказывают существенное влияние на характер вулканизма. Поэтому проблемы, связанные с физико-химическими параметрами и особенностями движения флюидов и расплавов в зонах субдукции, привлекают внимание многочисленных исследователей.

Прежде всего, необходимо отметить, что все подвижные компоненты (флюиды и расплавы), принимающие участие в процессах формирования магматических пород в зонах субдукции, неизбежно оставляют свои следы в виде микровключений в минералах. В связи с этим весьма перспективным для решения отмеченных выше проблем могут стать исследования включений минералообразующих сред в минералах из пород современных зон субдукции. Поэтому данный методический подход на основе анализа расплавленных включений в минералах используется многими исследователями вулканов Камчатки. Одним из наиболее интересных и важных направлений применения расплавленных включений является изучение глубинных горизонтов под вулканами Камчатки на основе исследования ультраосновных ксенолитов, представляющих непрерывный ряд от оливинитов до пироксенитов. Наиболее обычны ксенолиты, отвечающие перидотитам, среди которых в равной мере встречаются верлиты и лерцолиты [Глубинные ксенолиты ..., 1975]. В последнее время отмечается присутствие гарцбургитовых ксенолитов, содержащих первичный ортопироксен (10—27 об.%) и клинопироксен (менее 2 об.%) [Ishimaru et al., 2007], и в минералах из которых были найдены разнообразные расплавленные и флюидосодержащие включения [Ishimaru, Arai, 2009; Timina et al., 2010; Tomilenko et al., 2010; Ionov et al., 2011; Тимина и др., 2012; Шарапов и др., 2017].

Особый интерес представляют расплавленные включения в шпинелях, так как данный минерал является превосходным «микроконтэйнером» для этих объектов из-за своей химической и физической стабильности и высокой прочности [Kamenetsky et al., 2001; Shimizu et al., 2001; Симонов, Ковязин, 2009;

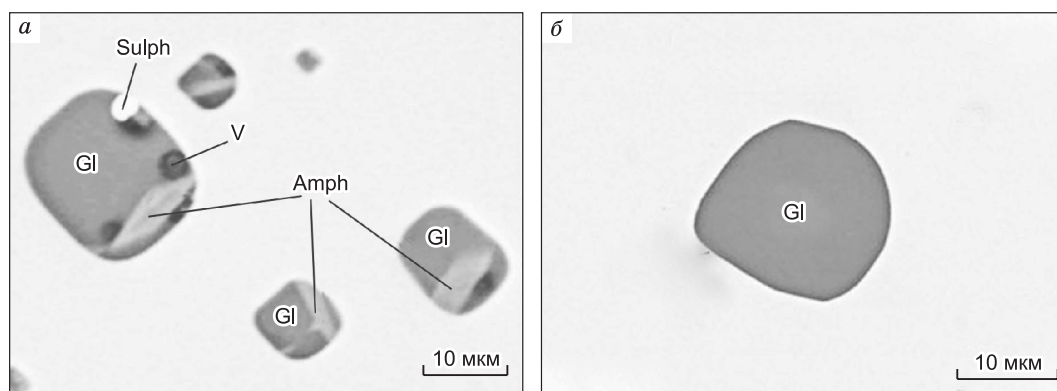


Рис. 2. Нормальные расплавные включения в шпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана.

a — первичные нормальные расплавные включения [Тимина и др., 2012]; *б* — гомогенизированное высокотемпературное расплавное включение (НТ) при 1200 °C [Ionov et al., 2010]. Gl — силикатное стекло. Amph — амфибол. V — флюидный пузырек. Sulph — сульфид.

Симонов и др., 2011, 2015, 2016; Ionov et al., 2011; и др.]. В частности, в шпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана присутствуют нормальные первичные расплавные включения (рис. 2, *a*) [Timina et al., 2010; Тимина и др., 2012]. Этот очень важный факт прямо свидетельствует о кристаллизации минералов данных перidotитов непосредственно из расплава.

Подобные включения в шпинелях из перidotитовых (гарцбургитовых) ксенолитов Авачинского вулкана описаны и в другой работе [Ionov et al., 2011]. Как видно на рис. 2, *б*, авторам публикации удалось гомогенизировать высокотемпературные расплавные включения (НТ на рис. 2 в статье [Ionov et al., 2011]) при нагреве около 1200 °C. Таким образом, шпинели из этих ксенолитов явно кристаллизовались при участии гомогенных расплавов и, следовательно, формирование перidotитов также происходило в условиях нормальных силикатных магматических систем без аномального избытка флюида.

Необходимо отметить, что температуры захвата шпинелями расплавных включений типа НТ (≥ 1200 °C) попадают в температурный интервал плавления гидратированной мантии, установленный с помощью экспериментальных работ [Ionov et al., 2011]. В частности, плавление обогащенных мантийных гипербазитов в присутствии водонасыщенного флюида начинается при 940 °C и 12 кбар [Grove et al., 2006] и может продолжаться до 1100—1345 °C (при 12—20 кбар) в присутствии до 12 мас. % H₂O в расплаве [Gaetani, Grove, 1998]. В общем, высокотемпературные включения (типа НТ) должны содержать магму, продуцированную при высокой степени плавления астеносферы в присутствии флюидов, или расплав, образовавшийся при взаимодействии этой магмы с породами мантийного клина [Ionov et al., 2011]. Таким образом, шпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана кристаллизовались при участии высокотемпературных (≥ 1200 °C) расплавов, формировавшихся в зоне субдукции и действовавших в области мантийного клина совместно с обогащенными водой флюидами из погружающегося слэба.

Как показали наши исследования, подобные расплавные включения присутствуют также в хромшпинелидах из гипербазитов, представляющих структуры древних зон субдукции. В частности, в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинского массива, входящего в состав офиолитов Западного Саяна, формировавшихся в палеогеодинамических условиях примитивной островной дуги [Добрецов и др., 1977; Симонов и др., 1994], найдены первичные расплавные включения, содержащие после высокотемпературных экспериментов стекло, флюидный пузырек и микрокристаллики амфибола (рис. 3, *a*). То есть фазовый состав практически такой же, как и у нормальных расплавных включений в хромшпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана (см. рис. 2, *a*) [Тимина и др., 2012]. На основе данных по составу находящихся во включениях амфиболов с помощью современных минералогических барометров и термометров [Ridolfi, Renzulli, 2012] были выяснены минимальные параметры магматических систем, принимавших участие в формировании в древних супрасубдукционных зонах дунитов из офиолитов Западного Саяна: 910 °C и 7.1 кбар.

Первичные расплавные включения присутствуют и в хромшпинелидах из гипербазитов платиноносных массивов Урала, формирование которых также связывается с развитием древней зоны субдукции [Иванов, Шмелев, 1996; Пучков, 2010]. Исследования показали, что расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива (см. рис. 3, *б*) содержат, как и

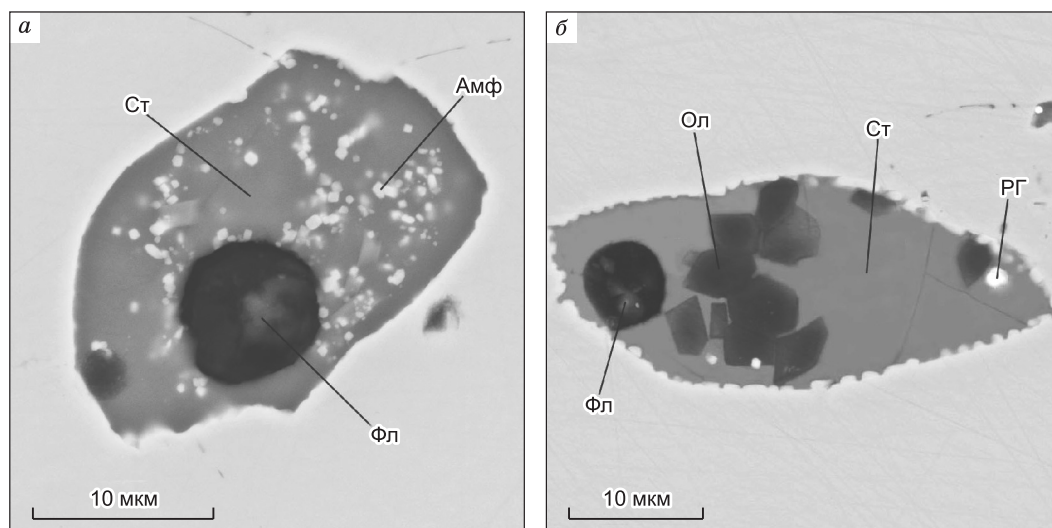


Рис. 3. Первичные расплавные включения в хромшпинелидах из гипербазитов Куртушибинского массива (Западный Саян) и Нижнетагильского массива (Средний Урал).

а, б — прогретые и закаленные расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов: *а* — Куртушибинский массив, офиолиты Западного Саяна (Ст — силикатное стекло, Амф — амфибол, Фл — флюидный пузырек); *б* — Нижнетагильский платиноносный массив, Средний Урал (Фл — флюидный пузырек, Ол — оливин, Ст — силикатное стекло; РГ — сульфидсодержащая рудная глобула) [Симонов и др., 2016].

нормальные включения в хромшпинели из перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана (см. рис. 2, *а*), стекло, флюидный пузырек, силикатные ограненные микрокристаллики и рудные округлые фазы с сульфидами. Только в случае Нижнетагильского массива среди микрокристаллитов преобладает оливин, а не амфибол [Симонов и др., 2016].

Таким образом, сравнительный анализ с приведенными выше данными по высокотемпературным расплавным включениям в хромшпинелях из гипербазитов, формировавшихся в палеозонах субдукции, позволяет вполне обоснованно говорить о кристаллизации перидотитов Авачинского вулкана в ходе магматических процессов в одном из промежуточных надсубдукционных очагов, установленных ранее [Добрецов и др., 2015].

Значительный объем полезной информации о флюидно-магматических системах, ассоциирующих с перидотитами Авачинского вулкана, содержат (наряду с высокотемпературными, НТ) среднетемпературные (ИТ) и низкотемпературные (ЛТ) расплавные включения в шпинелях [Ionov et al., 2011]. Для среднетемпературных включений характерна ассоциация клинопироксена с амфиболом, а в низкотемпературных наряду со стеклом присутствует только амфибол. Учитывая, что высокотемпературные включения гомогенизировались около 1200 °С, а низкотемпературные становились гомогенными в диапазоне 900—1100 °С [Ionov et al., 2011], последовательная смена НТ → ИТ → ЛТ отражает эволюцию флюидно-магматических систем в ходе снижения температурного режима, связанного или с подъемом в верхние горизонты, или с остыванием промежуточного очага.

Наличие амфибола в расплавных включениях в шпинелях [Ionov et al., 2011] и среди минералов самих перидотитовых ксенолитов [Ishimaru et al., 2007; Тимина и др., 2012; и др.] дало возможность получить дополнительную информацию о физико-химических параметрах расплавов, принимавших участие в формировании перидотитов Авачинского вулкана. На основе данных по составу амфиболов [Ishimaru et al., 2007] с помощью современных минералогических барометров и термометров [Ridolfi, Renzulli, 2012] нами было выяснено, что при формировании неизмененных («первичных», по [Ishimaru et al., 2007]) перидотитов (гарцбургитов) действовали расплавы с температурами 1055—1105 °С и при давлениях 9.9—13.8 кбар, а в случае перекристаллизованных («метасоматизированных», по [Ishimaru et al., 2007]) перидотитов параметры расплавов были существенно ниже: 900—1010 °С и 4.5—7.1 кбар. В результате мы видим снижение температур расплавов от 1105 до 1010—900 °С, что согласуется с результатами изучения расплавных включений. Причем минимальные параметры этих расплавов близки к данным по магматическим системам (формировавшим в древних супрасубдукционных зонах гипербазиты из офиолитов Западного Саяна), установленным с помощью анализа амфибола в расплавных включениях в хромшпинелидах: 910 °С, 7.1 кбар. Таким образом, два независимых метода (по расплав-

ным включениям и по амфиболам) показывают достоверность полученных параметров и свидетельствуют о реальности установленного температурного режима.

В общем, полученные по амфиболам данные показывают, что минералы неизмененных («первичных») перидотитов Авачинского вулкана кристаллизовались при максимально установленных параметрах (до 1105 °С и до 13.8 кбар) в промежуточной камере, находящейся на глубине 30—40 км. В то время как часть перекристаллизованных («метасоматизированных») перидотитов формировалась при более низких температурах (1010—900 °С) и давлениях (7.1—4.5 кбар) в очаге на более высоком (15—20 км) уровне. Эти результаты согласуются с информацией по зонам субдукции [Добрецов и др., 2015] о решающем значении промежуточных камер на глубине 50–80 и около 30 км и дополнительной роли малоглубинных камер (на глубине 10—15 и 2—5 км). Наличие промежуточных очагов на глубинах около 30 км под Авачинской группой вулканов показано также на рис. 1.

Наряду с нормальными первичными расплавленными включениями в шпинелях из перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана отмечены многочисленные сложные «включения» с аномальным наполнением кристаллическими и флюидными фазами [Timina et al., 2010; Tomilenko et al., 2010; Ionov et al., 2011; Тимина и др., 2012].

В частности, в этих шпинелях присутствуют вторичные «включения» (отмечены как МР в работе [Ionov et al., 2011]), образовавшиеся в результате проникновения по микротрещинкам расплавов, транспортировавших перидотитовые ксенолиты в верхние горизонты. О происхождении данных «включений» прямо свидетельствуют их составы, очень близкие к андезитам Авачинского вулкана, содержащим (и транспортировавшим) изученные перидотиты.

Сложные «включения» другого типа в шпинелях из перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана содержат разнообразные кристаллические фазы. В целом они по форме и составу неравновесны с вмещающим минералом.

Появление этих аномальных «включений» в шпинелях связано, скорее всего, со сложной динамикой перемещения фрагментов перидотитов с этими минералами из одной камеры в другую и воздействием меняющихся при этом физико-химических параметров флюидно-магматической среды, в которой они находятся.

Таким образом, весь набор включений стекол и кристаллических фаз в шпинели перидотитовых ксенолитов, по нашему мнению, лучше всего объясняется процессами в промежуточных очагах с неоднократными поступлениями в камеру (типа проточного реактора) флюидонасыщенных расплавов разного состава. Иначе придется допускать много стадий преобразований литосферной мантии под Авачинским вулканом, как предполагается в работе [Ionov et al., 2011]. В то же время один из авторов этой статьи допускает интерпретацию разнообразных стекол в минералах как отражение эволюции самого вулкана и его промежуточных камер [Plechov et al., 2015].

Подобные аномальные «включения» встречаются в хромшпинелидах из гипербазитов и других объектов. В частности, они присутствуют (наряду с нормальными первичными расплавленными включениями) в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского платиноносного массива на Урале [Симонов и др., 2016], формирование которого связывается с развитием древней зоны субдукции [Иванов, Шмелев, 1996; Пучков, 2010; и др.].

Большую помощь при расшифровке взаимодействия флюидно-магматических систем зон субдукции с ультраосновными глубинными (мантийными) породами может оказать сравнительный анализ данных по включениям в минералах из гипербазитовых комплексов современных и древних (офиолитовых) океанических структур.

Прежде всего, исследование офиолитов показало, что большую часть обдуцирующей или погружающейся в зоне субдукции плиты составляют метаморфические гипербазиты с тектонитовыми структурами [Coleman, 1977]. Определяющими признаками этих пород являются пластические деформации слагающих их минералов [Coleman, 1977; Савельева, 1987; Nicolas, 1989; Гончаренко, 1989], которые происходили на всем пути твердопластического движения гипербазитов из глубинных мантийных условий, где выделялись и просачивались расплавы, сформировавшие верхние магматогенные горизонты океанической коры. Фактически эти породы являются реститами и никогда не были полностью в расплавленном состоянии. В связи с этим в их минералах вряд ли возможно присутствие расплавленных включений. Об этом прямо свидетельствуют наши исследования многих тысяч образцов тектонизированных гипербазитов (и прежде всего гарцбургитов) из структур древних (офиолиты) и современных океанов, собранных во время экспедиционных работ в районах Сибири, Урала, Дальнего Востока, Казахстана и Киргизии, а также в Центральной и Южной Атлантике. В результате многолетних работ, несмотря на большой объем изученных коллекций, нам так и не удалось найти и доказать присутствие в минералах тектонизированных мантийных перидотитов (гарцбургитов) первичных расплавленных включений.

В то же время наши исследования показали, что в оливинах из тектонизированных гипербазитов присутствуют флюидные включения (5—10 мкм) сжиженных газов (метан, азот) (рис. 4), связанные с

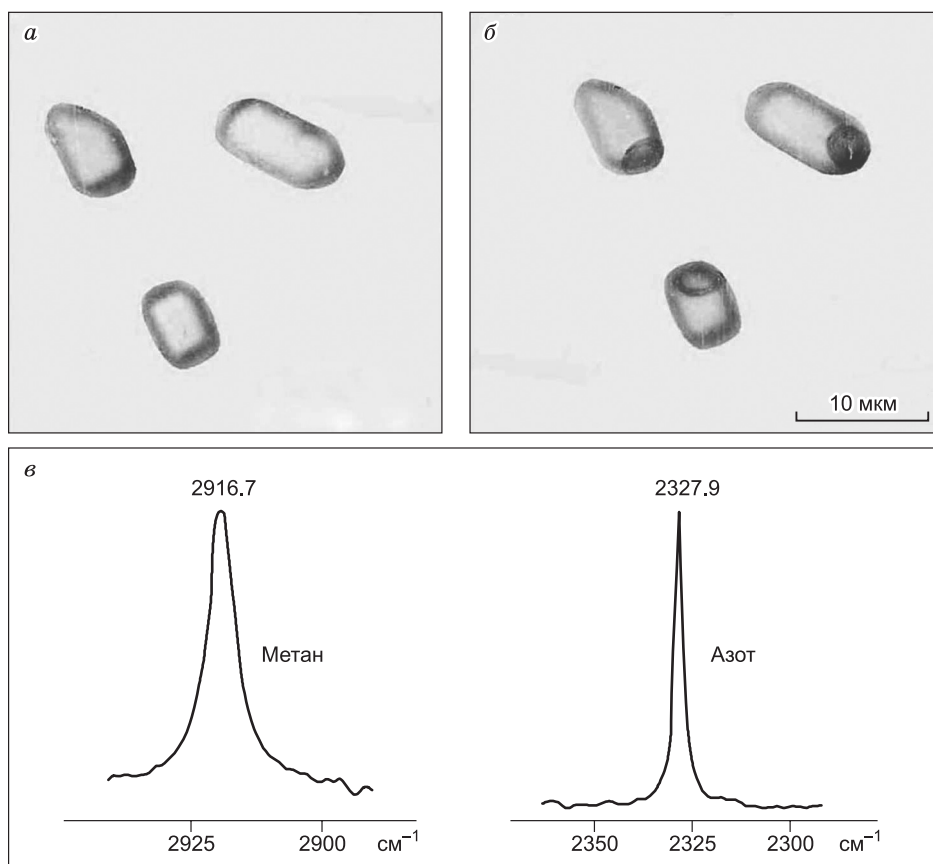


Рис. 4. Включения сжиженных газов в оливине тектонизированных гипербазитов из офиолитов.

Включения сжиженного азота при + 20 °С (а) и при –195 °С (б); в — результаты анализов флюидных включений сжиженных газов с помощью Раман-спектроскопии [Симонов, 1993].

системами внутрикристаллического скольжения в минералах, реализуемого, предположительно, в условиях верхней мантии [Симонов, 1993]. Образование этих флюидных включений происходило в ходе процессов деформации и течения материала гипербазитов главным образом с помощью миграции дислокаций при высоких параметрах. Движения дислокаций повышают проницаемость оливинов и перераспределяют связанные летучие. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются в более крупных дефектах [Гегузин, 1974], образуя флюидные включения размерами в первые микрометры. Подобные механизмы образования флюидных включений рассматривались и другими исследователями [Green, Radcliffe, 1975; Кутюлин, 1982; и др.].

Судя по опубликованной информации [Ishimaru et al., 2007; Timina et al., 2010; Tomilenko et al., 2010; Ionov et al., 2011; Тимина и др., 2012], минералы перидотитов (гарцбургитов) из ксенолитов Авачинского вулкана не обладают явными деформационными структурами со следами твердопластического течения и не содержат включений сжиженных газов. Причем на фотографии гарцбургитового ксенолита, приведенной в работе [Ishimaru et al., 2007, fig. 2, b], видна явно кумулятивная структура с вполне выраженными идиоморфными кристаллами оливина и располагающимся между ними ортопироксеном. Таким образом, эти гипербазиты вряд ли могут представлять первичную тектонизированную океаническую мантию, а скорее всего, являются кумулятами из промежуточных камер в зоне субдукции под Камчаткой.

В пользу магматогенного происхождения гарцбургитовых ксенолитов Авачинского вулкана свидетельствуют также данные о том, что не все гарцбургиты из современных океанических областей являются тектонизированными мантийными перидотитами с деформационными структурами. В частности, исследования коллекций, собранных при непосредственном участии одного из авторов статьи в районе разлома 15°20' (Центральная Атлантика), показали, что среди преобладающих интенсивно серпентинизированных и тектонизированных ультрабазитов присутствуют единичные образцы перидотитов, не обладающих деформационными структурами и содержащих значительное количество неизме-

ненных зерен оливина, ортопироксена и хромшпинелида. По химическому составу породы соответствуют гарцбургитам с некоторой повышенной ролью кальция — до 4.2 мас.%. В хромшпинелидах из этих гарцбургитов были найдены первичные расплавные включения [Симонов, Ковязин, 2009].

В общем, рассмотренные публикации [Timina et al., 2010; Tomilenko et al., 2010; Ionov et al., 2011; Тимина и др., 2012] содержат значительный объем важной оригинальной информации, показывающей на примере перидотитовых (гарцбургитовых) ксенолитов Авачинского вулкана хорошие возможности и перспективы использования расплавных включений в минералах для расшифровки эндогенных процессов в зонах субдукции. Сравнительный анализ этих опубликованных материалов с данными по гипербазитам из других объектов, формировавшихся в субдукционных зонах и в океанических областях, позволил уточнить условия петрогенезиса перидотитов Авачинского вулкана. Прежде всего, наличие первичных высокотемпературных расплавных включений в шпинелях (близких по своим характеристикам к включениям в хромшпинелидах из гипербазитов древних субдукционных комплексов и преобразующихся при нагреве в гомогенное стекло) явно свидетельствует о кристаллизации этих перидотитов из нормальных (без аномального обогащения летучими) гомогенных расплавов в ходе кумулятивных процессов в глубинной камере. О магматогенном и немантийном происхождении гарцбургитов Авачинского вулкана свидетельствует сравнение с данными по типичным мантийным океаническим перидотитам с метаморфическими тектонитовыми структурами и включениями сжиженных газов вместо расплавных. Подтверждением кристаллизации из расплавов рассмотренных гарцбургитовых ксенолитов служит также информация, что среди ультраосновных пород в Центральной Атлантике присутствуют гипербазиты, соответствующие слабоизмененным гарцбургитам, хромшпинелиды из которых содержат первичные расплавные включения [Симонов и др., 2009]. Наличие этих включений прямо свидетельствует, что наряду с подавляющим большинством гарцбургитов с тектонизированными деформационными структурами в базит-гипербазитовых комплексах океанических областей есть гарцбургиты магматогенного происхождения.

Таким образом, перидотиты Авачинского вулкана не имеют отношения ни к первичной океанической мантии, погружающейся в зоне субдукции, ни к литосферной надсубдукционной мантии, а формировались в ходе кумулятивных процессов кристаллизации в одной из глубинных камер. Дальнейшая их история связана с миграцией совместно с флюидонасыщенными расплавами в верхние промежуточные очаги, общее количество которых могло достигать шести [Добрецов и др., 2015] (см. рис. 1, а, б). При этом эволюция флюидно-магматических систем на фоне снижения температуры (свыше 1200 °C → 1100 °C → 900 °C) фиксируется последовательным захватом шпинелями высокотемпературных (НТ, по [Ionov et al., 2011]), среднетемпературных (ИТ), низкотемпературных (ЛТ) расплавных включений в промежуточных камерах. Вторичные «включения» (МР) образуются в результате проникновения по микротрещинкам расплава, транспортировавшего перидотитовый ксенолит. Завершение эндогенных процессов могут фиксировать флюидные включения, обладающие температурами гомогенизации до 960 °C и описанные в работе [Tomilenko et al., 2010]. Давление в ходе этой эволюции магматических систем, согласно расчетам на основе состава амфиболов, последовательно снижалось от 13.8 до 4.5 кбар, фиксируя, наиболее вероятно, подъем расплавов из глубинного очага (30—40 км) в камеру, располагающуюся на более высоком (15—20 км) уровне.

СТРОЕНИЕ МАНТИЙНЫХ ПОРОД В ОФИОЛИТОВЫХ РАЗРЕЗАХ И РЕАКЦИОННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ДУНИТОВ

Исследования флюидно-магматических систем в мантийном клине зон субдукции сопровождаются значительными трудностями, так как области мантии недоступны для прямых детальных наблюдений (кроме больших трансформных разломов), что не позволяет однозначно интерпретировать многие экспериментальные данные [Батанова, Савельева, 2009]. Но такую возможность дают офиолитовые комплексы, представляющие собой тектонические пластины древней океанической коры и мантии, обдуцированные на континентальные окраины [Coleman, 1977; Добрецов и др., 1977; Добрецов, 1980; Добрецов, Зоненшайн, 1985].

Среди абиссальных мантийных перидотитов, изученных вблизи срединно-океанических хребтов и в трансформных разломах, нередко присутствуют лерцолиты, а в офиолитах обычно преобладают гарцбургиты. Поэтому уже давно выделены лерцолитовый и гарцбургитовый типы верхней мантии [Boudier, Nicolas, 1985; Добрецов, Зоненшайн, 1985]. Распространено мнение, что те и другие представляют деплетированную мантию, но лерцолитовая менее деплетированная, поскольку сформирована при однократном удалении базальтовых расплавов срединно-океанических хребтов (типа MORB), а гарцбургитовая — более истощенная, так как повторно деплетирована при просачивании новых порций расплавов, в том числе и субдукционных. Это может наблюдаться в некоторых срединно-океанических хребтах и в задуговых бассейнах (повторная экстракция расплавов типа MORB) и, обычно, — в зонах

субдукции (просачивание разных расплавов) [Добрецов, 1980; Nicolas, 1986, 1990; Соболев, Шимизу, 1992; Sobolev, Shimizu, 1993].

Другая особенность многих мантийных разрезов офиолитов — наличие разветвленной сети дунитовых жил. Как правило, в офиолитовых ассоциациях представлены верхние 15—25 км мантии и дуниты составляют в них от 5 до 15 % [Савельева, 1987; Kelemen et al., 1995]. Полевые наблюдения в офиолитах однозначно свидетельствуют, что дунитовые тела и, прежде всего, разветвленные жилы дунитов образуются путем замещения вмещающих перидотитов [Boudier, Nicolas, 1972; Добрецов и др., 1977; Добрецов, 1980, 1981]. Дуниты характеризуются общими особенностями строения и взаимоотношений с вмещающими гарцбургитами, реже лерцолитами. Они формируют тела жильной, линзовидной, цилиндрической формы и дискордантны к полосчатости вмещающих гарцбургитов. Мелкие жилы могут образовывать дунитовую сетку. Контакты с гарцбургитами резкие: исчезновение ортопироксена происходит на расстоянии менее 1 см. Крупные тела дунитов достигают 10 км длины при мощности в несколько сот метров [Савельева, 1987; Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1995; Suhr et al., 2003].

Связь между дунитовыми телами и просачиванием расплавов в мантии рассматривалась давно [Boudier, Nicolas, 1972; Добрецов и др., 1977; Добрецов, 1980, 1981]. Н.Л. Добрецов [1981, с. 110] сформулировал модель паратексиса — проникновение магмы пикритового или оливин-базальтового состава, при котором «на фронте просачивающегося расплава будет происходить новое плавление на контакте зерен и расплав будет сам прокладывать себе дорогу. На прогрессивном этапе просачивание происходит сплошным фронтом, обуславливая формирование сильно истощенного дунит-гарцбургитового комплекса. В начальной или регрессивной стадии просачивание локализуется в виде отдельных струй, где формируются трубообразные тела и сеть жил дунитов».

Эта модель была развита в работах П.Б. Келемена и других [Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1990, 1995; Aharonov et al., 1995; Braun, Kelemen, 2002]. В теоретической модели реакционного порового течения, в которой растворитель мигрирует через частично растворимую поровую среду [Aharonov et al., 1995], показана возможность роста транспортной сети и степенной зависимости между мощностью каналов и их встречаемостью. Каналы срastaются в мантии по направлению вверх при условии увеличения растворимости в этом же направлении. В каждом срастании число каналов уменьшается вдвое, а поток в два раза растет, что приводит к степенной зависимости, подтвержденной на детально изученных разрезах в офиолитах Омана и других районов [Kelemen et al., 2000].

На рис. 5 показано сплошное просачивание в центральной зоне [Добрецов, 1980, 1981, 2011] и жильное (со степенной зависимости между диаметром и частотой встречаемости) в краевой зоне [Aharonov et al., 1995; Kelemen et al., 2000] в вертикальном разрезе срединно-океанического хребта. Несмотря на частичное подтверждение степенной зависимости, в некоторых разрезах офиолитов [Braun, Kelemen, 2002] требуется дополнительная проверка области ее применения.

В экспериментах [Kelemen et al., 1990] при температурах 1050—1150 °С и давлении 5 кбар была подтверждена принципиальная возможность избирательного растворения пироксенов расплавами типа MORB. Последующие эксперименты [Dainey, Kohlstedt, 1994] показали формирование реакционной зоны на контакте гарцбургит—расплав щелочно-базальтового состава. В этой зоне пироксен растворялся, а фракция расплава и размер зерен увеличивались. С течением времени зона распадалась на пальцеобразные отростки, состоящие из смеси оливина с расплавом и проникающие в гарцбургит.

В более продвинутых экспериментах [Morgan, Liang, 2005] исследовалось растворение лерцолита в базальтовом расплаве с формированием зональности: 1) лерцолит → гарцбургит → дунит + поровый расплав или 2) лерцолит → гарцбургит — с исчезновением

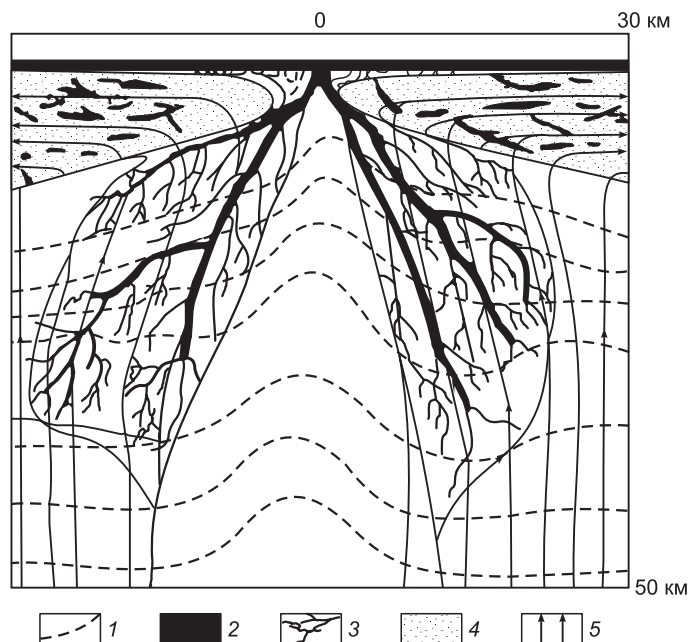


Рис. 5. Модель просачивания расплавов сквозь мантию под срединно-океаническим хребтом [Добрецов, 2011].

1 — астеносфера с полосчатостью; 2 — жилы дунитов; 3 — магматическая камера; 4 — литосферная мантия и кора; 5 — линии течения.

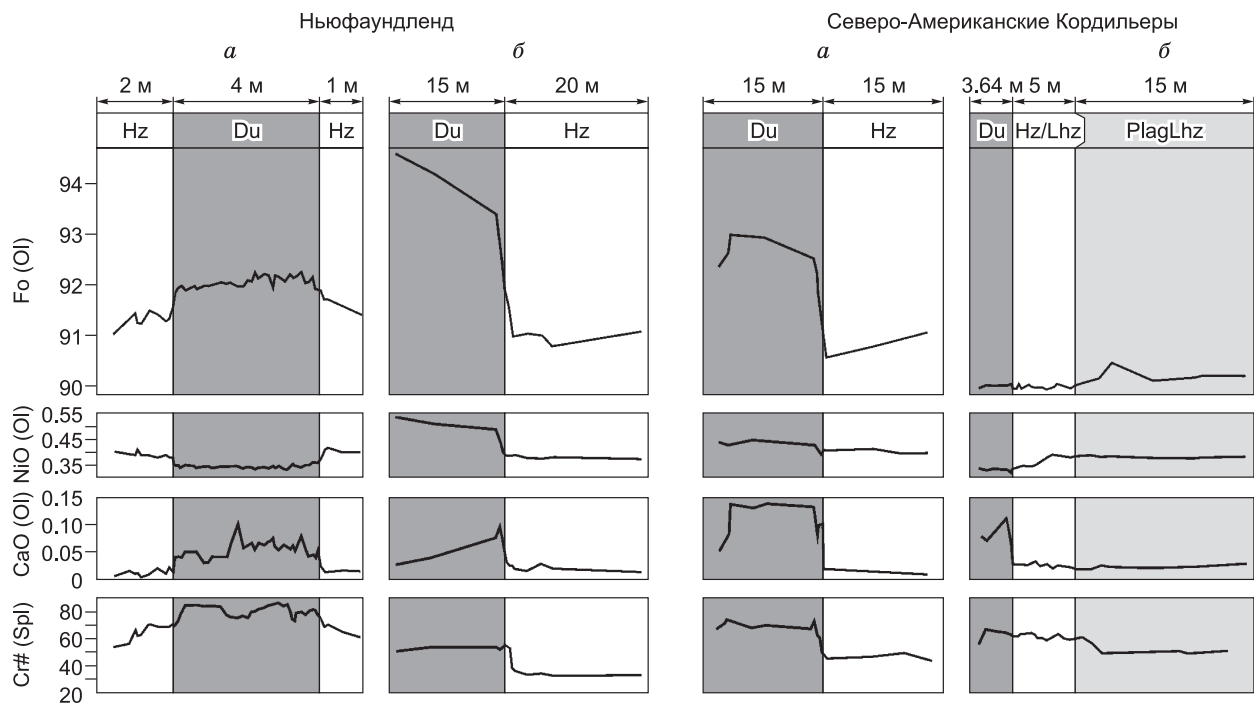


Рис. 6. Природные профили концентраций компонентов (мас. %) в составах оливина и шпинели по разрезам офиолитов, по [Батанова, Савельева, 2009].

Du — дуниты, Hz — гарцбургиты, Lhz — шпинелевый лерцолит, PlagLhz — плагиоклазовый лерцолит. Пояснения см. в тексте.

ем дунита. Это зависит от степени насыщения реагирующего расплава оливином. Дунит в первой последовательности не содержит любых пироксенов, а в гарцбургитах обеих последовательностей отсутствует клинопироксен. Авторы [Morgan, Liang, 2005] отмечают, что профили концентраций на границе гарцбургит—дунит или дунит—гарцбургит—лерцолит сходны с природными, но последние более разнообразны, чем полученные в эксперименте [Morgan et al., 2008].

Природные профили концентраций компонентов в составах оливина и шпинели по разным разрезам офиолитов приведены на рис. 6 по данным из статьи [Батанова, Савельева, 2009]. Оливин в дунитах во всех разрезах из офиолитов Ньюфаундленда (см. рис. 6, б) и из офиолитов Жозефина в Северо-Американских Кордильерах более магнезиален ($Fo = 92\text{—}93\%$) и содержит больше CaO (до $0.09\text{—}0.15$ мас. %), чем в гарцбургитах ($Fo = 91\text{—}91.5\%$; $CaO \leq 0.03$ мас. %). Поведение NiO в оливинах более пестрое: для дунитов Ньюфаундленда (а) содержание этого компонента минимальное (около 0.36 мас. %), а в разрезах Ньюфаундленда (б) и Жозефина (Кордильеры) (а) — максимальное (≥ 0.45 мас. %) по сравнению с гарцбургитами. Хромистость (Cr#) шпинели в дунитах во всех разрезах (Ньюфаундленда и Кордильер (а)) заметно выше, чем в гарцбургитах, но перепады абсолютных значений существенно варьируют.

В разрезах лерцолитового типа (Тринити, Кордильеры (б)) картина существенно иная: дуниты и гарцбургиты не отличаются по магнезиальности оливина и хромистости шпинели и только по NiO и CaO различие сохраняется, но исчезает различие гарцбургитов и лерцолитов, которое хорошо видно по значениям Fo-компонента в оливинах и Cr# в шпинелях. Как справедливо отмечено в работе [Батанова, Савельева, 2009], состав дунитовых тел варьирует в зависимости от состава мигрирующего расплава и в разрезах лерцолитового типа максимально сказывается течение расплава не только вдоль, но и поперек контакта.

Существует альтернативная модель фильтрации расплавов — гидравлический разрыв и формирование системы даек. Такая модель интуитивно преобладала в ранних работах [Coleman, 1977; Nicolas, Jackson, 1982; Nicolas, 1986]. Она, очевидно, более подходит для жесткой коры, хотя и здесь существует тенденция «стяжения» поясов даек в вулканические каналы.

Гидравлические разрывы возникают в мантии, когда давление в расплаве (флюиде) превышает предел прочности пород [Nicolas, 1986; Sleep, 1988]. При этом возникают градиенты давления и расплав может двигаться к образовавшимся трещинам в пределах длины уплотнения [Ribe, 1986]. При переходе к вязкопластичной астеносфере механизм гидравлического разрыва маловероятен [Kelemen et al., 1995].

В работах [Добрецов, 1980, 1981] дайкам отдавалось предпочтение на заключительных стадиях и (или) на наиболее верхних этажах офиолитового разреза мантии, поскольку дайки (жилы) пироксенитов или сложные жилы габбро с оторочками пироксенитов пересекают сеть жил дунитов во многих офиолитах (Войкаро-Сыннинский массив на Полярном Урале, Троодос на о. Кипр и другие). Однако действительную роль поясов даек, канализированного просачивания (сеть дунитовых жил) и сплошного фронта фильтрации (в осевой зоне срединно-океанического хребта — СОХ) еще предстоит выяснить.

В целом дуниты замещения в мантии могут формироваться либо при поровом течении расплавов вследствие реакционной инфильтрационной нестабильности [Kelemen et al., 1995; Spiegelman et al., 2001], либо вдоль ослабленных сдвиговых зон в перидотитах, куда расплав мигрирует под действием стресса, что подтверждено экспериментально [Katz et al., 2006; Holtzman, Kohlstedt, 2007]. Дуниты замещения образуются в мантии тогда, когда расплавы, сформированные в результате частичного плавления на глубине, снова реагируют с перидотитом при более низком давлении [Добрецов, 1980, 1981; Батанова, Савельева, 2009].

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ МАНТИЙНОГО КЛИНА И ФИЛЬТРАЦИИ РАСПЛАВОВ И ФЛЮИДОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Сейсмическая томография является мощным относительно молодым инструментом, с помощью которого стало возможным изучать разнообразные геодинамические процессы на различных глубинах. В частности, с использованием этого метода были получены модели путей питания вулканических комплексов под отдельными вулканами в зонах субдукции. Например, в работе [Nakajima et al., 2009] на основании данных одной из наиболее плотных сетей в мире была получена детальная структура коры и верхней мантии под Северо-Западной Японией. В полученной ими сейсмической модели четко выделяются основные элементы погружающегося слэба и восходящие потоки, питающие вулканы дуги (см. рис. 1, б).

По Камчатке также имеется ряд томографических моделей, предоставляющих информацию о структуре коры и мантийного клина под активными вулканами. Так, в работе [Кулаков и др., 2016] приводится детальная структура слэба и вышележащей мантии под Северной группой вулканов на Камчатке (рис. 7, а, б). Эта модель четко выявляет область дегидратации в верхней части слэба. Интересно, что согласно этой работе вулканы Ключевской группы и Кизимен имеют принципиально различную структуру питающего канала в мантийном клине. Если под Кизименом наблюдается единая мощная вертикальная аномалия (см. рис. 7, б), то под Ключевской группой аномалии имеют и вертикальную, и наклонную формы и разбиваются на несколько струй (см. рис. 7, а). Возможно, именно эти особенности в последнем случае определяют сложный состав продуктов извержений в вулканах Ключевской группы. Следует отметить, что в ближайшее время ожидается существенный прогресс в изучении глубинной структуры под Северной группой вулканов на Камчатке в связи с установкой новой сейсмической сети, включающей в себя более 100 станций в рамках совместного эксперимента KISS с участием российских, немецких и французских ученых. Ожидается, что обработка данных этого эксперимента позволит существенно обогатить знания о функционировании системы питания вулканов в зонах субдукции.

Другой пример — сейсмическая модель под Центральными Андами из работы [Koulakov, 2013]. Полученные сейсмические аномалии (см. рис. 7, в) показывают две отдельные области дегидратации слэба. Первый выброс летучих происходит на глубине около 100 км, однако при подъеме они сталкиваются с прочной литосферой преддуговой области и вынуждены следовать вдоль ее подошвы на восток к месту современного положения вулканической дуги комплекса Пуна. Другая зона дегидратации расположена на глубине 150—200 км, и от нее следует практически вертикальная аномалия пониженных скоростей, указывая второй путь питания вулканов дуги.

На рис. 7, г показана сейсмическая модель из недавней работы по району супервулкана Тоба на Суматре [Koulakov et al., 2016a]. Общая картина в этой модели оказывается схожей с результатами по Андам. Здесь также наблюдаются два уровня дегидратации слэба на глубинах 80 и 150 км. В этом месте происходит субдукция крупной разломной зоны вдоль хр. Исследователей, которая, как предполагается, приводит в мантию аномальное количество воды. Выхода из слэба на глубине 150 км, эта вода реагирует с мантийными породами, понижая их температуру плавления и формируя многоступенчатые магматические очаги в мантии и коре. И.Ю. Кулаков с соавторами [Koulakov et al., 2016a] предполагают, что именно аномальное количество воды в этом случае ответственно за чрезвычайно крупный масштаб и повторяемость суперизвержений влк. Тоба.

При крупномасштабных исследованиях коры и мантии основной объем работ выполняется с помощью пассивных методов томографии, в которых по временам прихода продольных и поперечных волн производится одновременный расчет параметров источников и трехмерного распределения скоростей сейсмических волн. Совместное рассмотрение скоростей продольных (v_p) и поперечных волн (v_s)

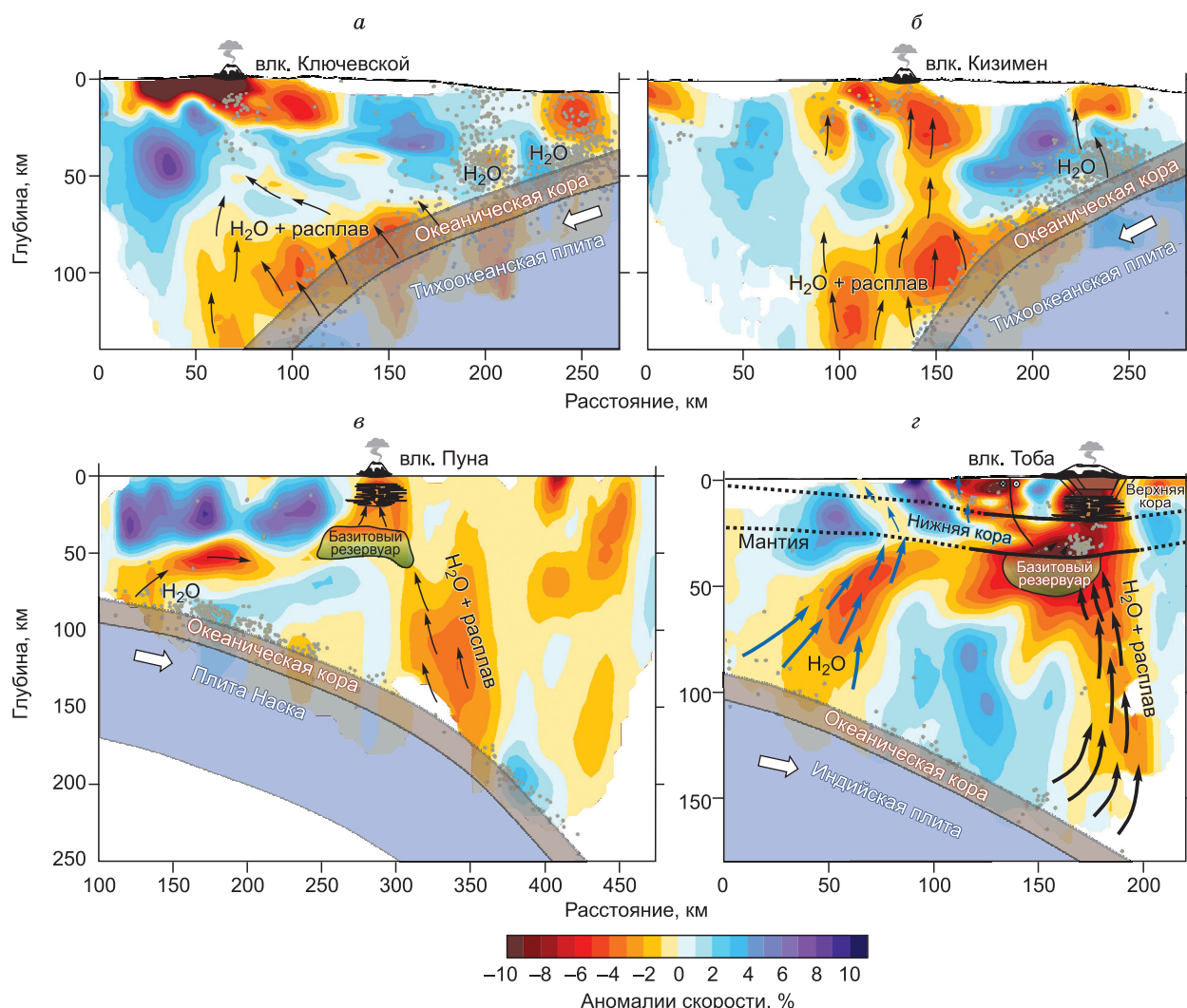


Рис. 7. Результаты томографической инверсии для различных зон субдукции.

а, б — аномалии скоростей S -волн под Северной группой вулканов на Камчатке [Кулаков и др., 2016], сечения через вулканы Ключевской и Кизимен; в — сечение сейсмической модели под Центральными Андами из работы [Koulakov, 2013]; сечение вкрест вулканического комплекса Пуна; г — аномалии скоростей S -волн под супервулканом Тоба на Суматре из работы [Koulakov et al., 2016]. На всех сечениях точками показаны проекции землетрясений. Стрелки указывают на возможные пути миграции флюидов и расплавов.

позволяет получить отношение v_P/v_S , которое является важным индикатором, показывающим наличие жидкой или газообразной фазы в породах. По этой причине во многих работах при изучении систем питания вулканов именно этот параметр является основным. По результатам экспериментальных измерений петрофизических параметров в работах [Kuster, Toksoz, 1974; Takei, 2002; Schön, 2015] были выделены некоторые упрощенные варианты соотношений значений аномалий скоростей P - и S -волн и отношения v_P/v_S , примеры которых приведены в таблице.

Как можно видеть, соотношение v_P/v_S позволяет достаточно четко отделить зоны насыщения жидкой фракцией от газообразной, что использовалось в работах для выявления глубины дегазации летучих под вулканами Спурр на Аляске [Koulakov et al., 2013a] и Лунайир в Саудовской Аравии [Sychev et al., 2017]. Ситуация 5 (см. таблицу), когда аномалия повышенных скоростей P -волн сосуществует с пониженной скоростью S -волн, является достаточно типичной для активных вулканов, которая наблюдается, например, под Ключевской Сопкой на глубине 25–30 км [Koulakov et al., 2011] и вулканом Спурр [Koulakov et al., 2013a]. Такое соотношение отражает внедрение частично расплавленного вещества, имеющего более глубокий состав, чем окружающие породы, или показывает наличие частично расплавленного магматического очага с преобладанием кумулятивных кристаллов.

**Значения v_p и v_s , а также отношения v_p/v_s и их возможная интерпретация
для различных геологических структур**

№ варианта	Аномалия		Значение v_p/v_s	Возможная интерпретация
	v_p	v_s		
1	Положительная умеренная	Положительная сильная	Пониженное	Прочные консолидированные породы (преимущественно магматические)
2	Положительная сильная	Положительная умеренная	Повышенное	Древние магматические тела, нарушенные тектоническими процессами
3	Отрицательная сильная	Отрицательная умеренная	Пониженное	Породы, насыщенные газом
4	Отрицательная умеренная	Отрицательная сильная	Повышенное	Породы, насыщенные жидкостью (флюиды или расплавы), а также зоны разрушения
5	Положительная умеренная	Отрицательная сильная	Очень высокое	Интрузия магматического вещества с частичным плавлением или магматический кашеобразный очаг

Вместе с тем не все комбинации аномалий скоростей P - и S -волн позволяют однозначно определять петрофизические свойства. Так, например, довольно сложно разделить случай пониженного значения отношения v_p/v_s за счет насыщения газом от случая наличия консолидированных осадочных пород. В таких ситуациях оказывается полезным использование дополнительных сейсмических параметров, таких как величина затухания сейсмической волны или добротности, которая отражает процесс уменьшения амплитуды сейсмического сигнала за счет перехода энергии колебаний в тепло. Например, в случае, рассмотренном выше, зоны, насыщенные газом, будут выражены как аномалии с высоким затуханием, а консолидированные осадочные породы – как области с низким затуханием. Следуя этой закономерности, в работе [Sychev et al., 2017] с помощью совместного рассмотрения сейсмических скоростей, отношения v_p/v_s и затухания удалось проследить путь прохождения газовых потоков в верхней коре во время активизации влк. Лунайир в Саудовской Аравии. При наличии качественных данных по затуханию, томографические модели могут оказаться даже более информативными, чем в случае определения сейсмических скоростей. Во-первых, затухание имеет большую чувствительность к вариациям петрофизических параметров, т. е. одни и те же особенности в среде могут вызвать гораздо большие отклонения в данных значений затухания, чем времен пробега сейсмических волн. Во-вторых, в случае инверсии по затуханию параметры источника не участвуют в инверсии, что снижает степень неоднозначности по сравнению с инверсией для сейсмических скоростей по данным с естественными пассивными источниками. Именно поэтому реализация схемы инверсии для затухания может оказаться весьма эффективной для районов с редкой и неравномерной системой наблюдения, как в случае, рассмотренном в работе [Гонтовая и др., 2010].

Важное направление, которое активно реализуется в последние годы, использует анизотропную параметризацию модели, т. е. позволяет восстанавливать разность значений сейсмических параметров в различных направлениях. В некоторых случаях радиальная анизотропия (разность скоростей в вертикальном и горизонтальном направлениях) позволяет выявлять слоистые структуры, связанные, например, с системой силлов. Так, в случае супервулкана Тоба такого рода структуры были обнаружены на глубинах ниже 7 км с помощью инверсии данных по поверхностным волнам Рэлея и Лява [Jaxybulatov et al., 2014].

Изучение азимутальной анизотропии позволяет определять структурные особенности в коре, связанные с режимом деформации. В случае выявления анизотропии в мантии, она позволяет воссоздать направления потоков. Такого рода информация оказывается чрезвычайно полезной для определения особенностей динамического состояния недр Земли и построения сценариев эволюции отдельных геологических структур. Например, в работе [Koulakov et al., 2015a] по временам пробега объемных волн от местных землетрясений была построена анизотропная структура коры и верхов мантии под Хоккайдо (Япония). Горизонтальное сечение этой модели на глубине 60 км, соответствующее верхам мантии, показано на рис. 8, а. Можно видеть, что веерообразное распределение азимутальной анизотропии на этой глубине отражает направления потоков в мантийном клине, которые могут быть ответственными за образование трех основных центров вулканизма на Хоккайдо.

Аналогичная работа была выполнена по построению анизотропной модели под Тайванем [Koulakov et al., 2015b], результат которой показан на рис. 8, б. Благодаря новой анизотропной модели, удалось определить форму надвигающегося с запада блока (область, ограниченная красным контуром), который, по-видимому, является ответственным за инициацию новой зоны субдукции под Тайванем.

При изучении таких объектов, как действующие вулканы или активные разломы, в среде могут происходить значительные изменения механических параметров за относительно небольшие периоды

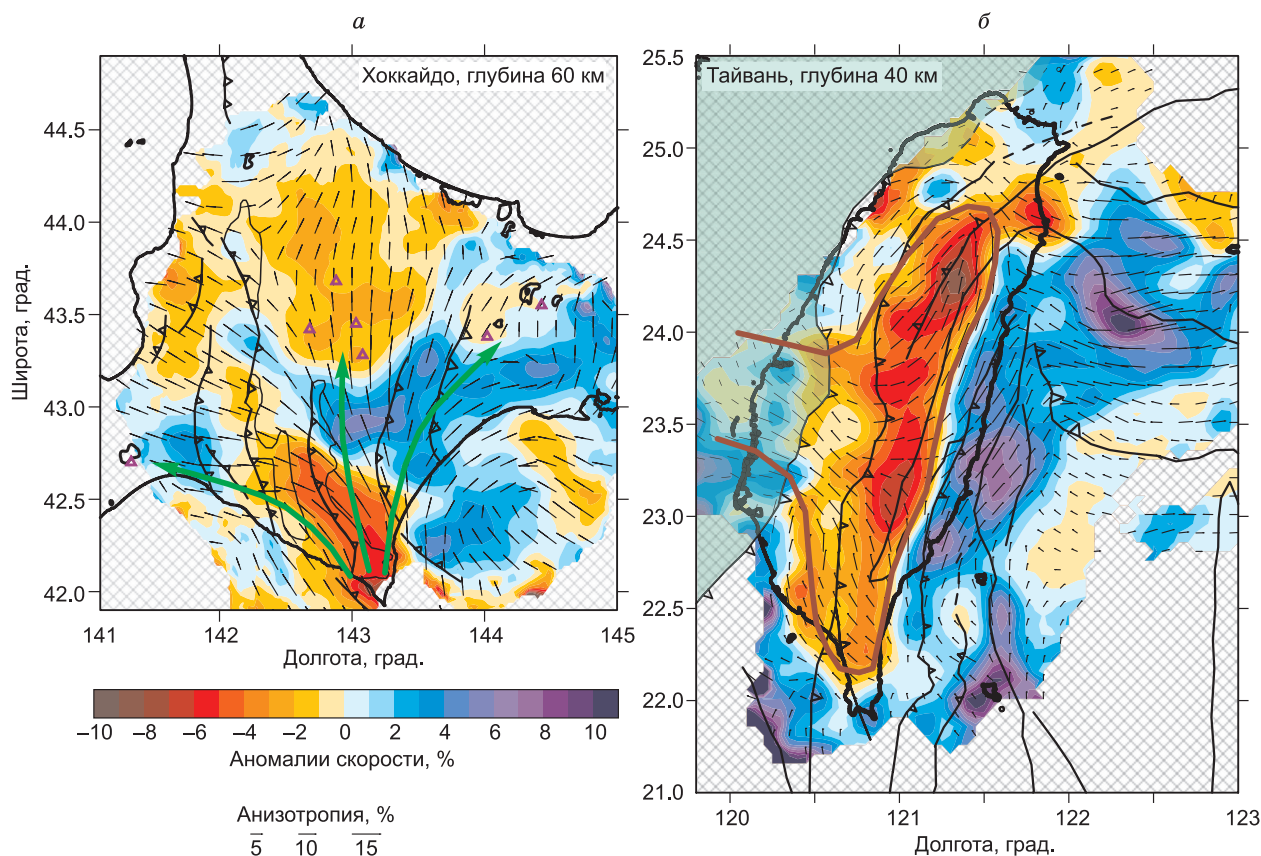


Рис. 8. Результаты анизотропной томографии для районов Хоккайдо (а) и Тайваня (б).

Цвета́ми показаны аномалии изотропной составляющей сейсмической скорости. Черточки указывают направления «быстрой» скорости; их длина отражает величину анизотропии. Основные геологические структуры показаны черными линиями. На карте Хоккайдо фиолетовые треугольники изображают положение вулканических центров. Зеленые стрелки указывают на возможные направления потоков в мантийном клине. На карте Тайваня зеленым показана часть Евразийской литосферы, которая вступает в коллизии с Филиппинской плитой. Красной линией отмечена область внедрения западной плиты под восточную.

времени, связанные с катастрофическими событиями (извержениями, землетрясениями). В связи с этим выявление вариаций сейсмических скоростей во времени может оказаться чрезвычайно важной задачей, которая может решаться с помощью четырехмерной или повторной томографии. Такого рода работы успешно проводились на вулканах Этна в Европе [Patane et al., 2006], Редаут на Аляске [Kasatkina et al., 2014] и Ключевской на Камчатке [Koulakov et al., 2013 b], в результате чего были выявлены существенные изменения сейсмических свойств в коре, связанные с эруптивной активностью. Вместе с тем это направление требует дополнительной теоретической проработки, связанной, например, с учетом изменения конфигурации системы наблюдения. В работе [Koulakov et al., 2016 b] был предложен новый алгоритм повторной томографии с использованием объемных сейсмических волн, который позволяет надежно выявлять слабые изменения в коре величиной в доли процента. С помощью этого алгоритма были выявлены вариации сейсмических скоростей, связанные с землетрясением Тохoku в Японии в 2011 г. Аналогичные результаты по изменениям сейсмических параметров в этом же районе были получены на основе корреляции сейсмического шума в работе [Brenuier et al., 2014].

Приведенные выше примеры показали, что сейсмическая томография является мощным активно развивающимся инструментом для воссоздания глубинных геологических процессов и, в частности, для изучения зон субдукции. Вместе с тем при рассмотрении томографических моделей существуют определенные риски, которые могут привести к неверным выводам. Прежде всего, надо иметь в виду, что томографическая инверсия как математическая процедура всегда гарантированно дает решение независимо от количества и качества данных. Поэтому при представлении данных томографической инверсии основная проблема состоит не столько в изображении трехмерных структур, сколько в представлении убедительных доказательств, что эти структуры, действительно, отражают реальные неоднородности в Земле. Для этого в каждой работе по сейсмической томографии должно быть представлено множество различных тестов, показывающих качество и разрешающую способность решения.

Основное внимание в большинстве работ уделяется синтетическому моделированию, в котором производится восстановление априори известных моделей на базе реальной системы наблюдения. Наиболее популярным является тест типа «шахматная доска», в котором синтетическая модель задается в виде чередующихся по горизонтали и/или вертикали прямоугольных аномалий [Кулаков и др., 2016]. Способность восстанавливать границы и амплитуды этих аномалий является показателем качества решения. Во многих работах по сейсмической томографии синтетическое моделирование проводится с использованием аномалий реалистичной формы, привязанных к конкретным геологическим структурам, что дает возможность прямой проверки тех или иных гипотез [Koulakov et al., 2016a].

Наконец, надо помнить, что сейсмические данные содержат достаточно высокий уровень шума. При минимизации среднеквадратической невязки в задаче томографической инверсии эти ошибки могут привести к существенным ложным аномалиям, амплитуда которых может превышать аномалии в полезных структурах. Для того чтобы оценить роль случайного шума используют тест с независимой инверсией независимых выборок данных (так называемый тест с четными и нечетными событиями) [Кулаков и др., 2016]. В случае получения идентичных результатов можно быть уверенным, что случайные ошибки в данных не вносят большой вклад в результирующую модель. Эти и некоторые другие тесты являются неотъемлемой частью качественного томографического исследования в наши дни.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Глубинные процессы в области мантийного клина над погружающимся слэбом определяют как общие свойства, так и отличительные черты супрасубдукционного магматизма в островных дугах. Особое значение в этих относительно хорошо проницаемых надсубдукционных зонах играют восходящие потоки флюидов и расплавов, оказывающих решающее влияние на характер вулканизма. В связи с этим, несомненно важным является создание моделей эндогенных процессов с участием флюидно-магматических систем в зонах субдукции. В то же время на этом пути возникают существенные трудности, потому что находящийся на значительной глубине под вулканами мантийный клин является практически недоступным для непосредственных исследований. Выходом в данной ситуации, по нашему мнению, является комплексный подход с использованием ряда независимых геологических, геофизических, петрологических, минералогических и термобарогеохимических методов, а также сравнительный анализ полученной информации с данными по хорошо изученным и доступным объектам.

Прежде всего, при изучении надсубдукционных глубинных зон необходимо учитывать результаты исследований [Иванов, 2008; Nakajima et al., 2009; Gerya, 2011; Koulakov et al., 2011, 2013 b, 2016 a; Добрецов и др., 2016], показывающие широкое развитие под вулканами многочисленных промежуточных камер. Наличие этих разноглубинных очагов, в которых происходила эволюция поднимающихся расплавов, должно быть основой для моделирования субдукционных магматических систем. В частности, под Авачинской группой вулканов (Камчатка) и под вулканами Чокай-Курикома (Япония) показано существование шести промежуточных очагов на глубинах 25—30 км, около 50—80 км и 120—150 км (см. рис. 1).

Хорошо известно, что в природных условиях, а тем более в проницаемых надсубдукционных зонах не бывает идеальных обстановок для формирования глубинных пород. В результате при кристаллизации минералов неизбежно возникают дефекты, заполняемые минералообразующей флюидно-магматической средой. Таким образом, все подвижные компоненты (флюиды и расплавы), принимающие участие в процессах формирования магматических пород в зонах субдукции, неизбежно оставляют свои следы в виде микровключений в минералах. При этом наличие нормальных первичных включений расплавов прямо свидетельствует о магматогенном происхождении минералов. В частности, это касается шпинелей из перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана.

Большое значение при изучении включений в минералах имеет сравнительный анализ с информацией по другим хорошо изученным объектам. Например, нормальные расплавные включения в шпинелях из гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана имеют не только внешнее сходство, но показывают также близкие свойства при высокотемпературных экспериментах с включениями в хромшпинелидах из ультраосновных пород, формировавшихся в древних зонах субдукции. Данные факты свидетельствуют о кристаллизации гарцбургитов Авачинского вулкана в ходе кумулятивных процессов в промежуточной глубинной камере. Подтверждением этому служит принципиальная возможность магматогенного происхождения гарцбургитов из базит-гипербазитовых комплексов океанических областей, показанная на основе анализа расплавных включений в хромшпинелидах [Симонов, Ковязин, 2009].

Учитывая, что в большинстве случаев практически невозможно непосредственно изучать мантийные разрезы (в том числе и мантийный клин в зоне субдукции), большое значение приобретают результаты исследований офиолитов. Детальные исследования офиолитовых комплексов показали значитель-

ную роль воздействия на мантийные тектонизированные (с деформационными структурами) гарцбургиты мигрирующих глубинных расплавов с формированием тел и жил дунитов. В случае гарцбургитов Авачинского вулкана, обладающих фактически кумулятивными структурами [Ishimaru et al., 2007, fig. 2b)], подобных процессов не отмечено, что является дополнительным доказательством их магматогенной кристаллизации в промежуточной камере.

Роль сейсмической томографии при изучении субдукционных зон все более возрастает. При этом, как показали исследования многих известных объектов, связанных с субдукцией, для получения достоверных непротиворечивых результатов необходимо тщательное тестирование с использованием независимых методик. Только в этом случае имеется достаточно оснований для использования сейсмотомографических данных в качестве основы для моделирования субдукционных процессов.

В целом можно выделить некоторые основные выводы об особенностях флюидно-магматических систем в мантийном клине зон субдукции и о проблемах моделирования в этих структурах, полученные в основном на примере данных по Авачинскому вулкану и Ключевской группе вулканов (Камчатка) в сравнительном анализе с информацией по другим известным объектам.

1. При моделировании флюидно-магматических систем в мантийном надсубдукционном клине необходимо учитывать наличие нескольких разноглубинных камер. В частности, под Авачинским вулканом можно допускать существование шести промежуточных очагов (см. рис. 1).

2. Наличие первичных высокотемпературных расплавных включений в шпинелях (близких по своим характеристикам к включениям в хромшпинелидах из гипербазитов других объектов, сформировавшихся в древних зонах субдукции) явно свидетельствует о кристаллизации перидотитов (гацбургитов) Авачинского вулкана из нормальных (без аномального обогащения летучими) гомогенных расплавов в ходе кумулятивных процессов в глубинной камере.

3. Эволюция флюидно-магматических систем, принимавших участие при формировании перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана, на фоне снижения температуры (свыше $1200\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow 1100\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow 900\text{ }^{\circ}\text{C}$) фиксируется последовательным захватом минералами высокотемпературных, среднетемпературных, низкотемпературных расплавных включений, вторичных «включений» (расплав + флюид по микротрещинкам) и флюидных включений. Данные по амфиболам свидетельствуют, что давление в ходе этих магматических процессов последовательно снижалось от 13.8 до 4.5 кбар, фиксируя подъем расплавов из глубинного очага (30—40 км) в камеру, располагающуюся на более высоком (15—20 км) уровне.

4. Сравнительный анализ показал, что высокотемпературные пластические деформации, а также процессы воздействия глубинных расплавов, характерные для мантийных тектонизированных гарцбургитов из офиолитов, не отмечены для гарцбургитов Авачинского вулкана. Эти данные подтверждают, что последние не являются представителями первичной тектонизированной океанической мантии, погружающейся в составе слэба в зону субдукции под этим вулканом.

5. Совместное рассмотрение скоростей продольных (v_p) и поперечных волн (v_s) позволяет получить отношение v_p/v_s , которое является важным индикатором в сейсмотомографических реконструкциях зон субдукции, позволяющим отделить области насыщения жидкой фракцией (расплавом) от участков с преобладанием газообразной фазы (флюидом) под вулканами.

6. Показана важная роль тестов в томографических исследованиях. Томографические данные, если они не подкреплены тщательным тестированием, вряд ли могут быть использованы в качестве достоверного фактического материала для моделирования процессов в мантийном клине зон субдукции.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00430, Министерства образования и науки Российской Федерации, проекта РФФИ (16-05-00477) и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014.

ЛИТЕРАТУРА

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов над зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50(9), с. 992—1012.

Гегузин Я.Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М., Наука, 1974, 250 с.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, Наука, 1975, 272 с.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан—континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2010, № 4, с. 13—29.

Гончаренко А.И. Деформации и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1989, 404 с.

Гухман А.А. Применение теории подобия к исследованию процессов массообмена. М., Высшая школа, 1974, 320 с.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.

- Добрецов Н.Л.** Петрологические модели: паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1981, с. 109—124.
- Добрецов Н.Л.** Петрологические и геохимические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010, № 1, с. 1—24.
- Добрецов Н.Л.** Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985, с. 181—191.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А.** Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1977, 220 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д.** Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.** Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С.** Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1265—1291.
- Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.** Некоторые проблемы математического моделирования при описании развития магматической и рудно-магматической систем // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1529—1538.
- Иванов Б.В.** Андезиты Камчатки. М., Наука, 2008, 364 с.
- Иванов К.С., Шмелев В.Р.** Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН, 1996, т. 347, № 5, с. 649—652.
- Карпов Г.А.** Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М., Наука, 1976, 171 с.
- Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В.А.** Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 109—124.
- Кутолин В.А.** Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Беньофа и ее петрологические и металлогенические следствия // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., 1982, с. 28—41.
- Лаверов Н.П., Богатилов О.А., Добрецов Н.Л.** Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 604 с.
- Михеев М.А.** Основы теплопередачи. М., Госэнергоиздат, 1947, 415 с.
- Набоко С.И.** Изменение пород в зонах активного вулканизма // Тр. лаб. вулканологии. М., 1958, вып. 13, с. 120—136.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 1987, 246 с.
- Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгман Г.** Структура каналов транспортировки расплавов в мантии // Геотектоника, 2008, № 6, с. 1—12.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.
- Симонов В.А., Ковязин С.В.** Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы Третьей Международной конференции. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009, т. 2, с. 193—195.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.
- Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.** Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 521—538.

- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С.** Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // *ДАН*, 2015, т. 464, № 3, с. 341—345.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С.** Физико-химические условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (6), с. 1106—1134.
- Соболев А.В., Шимизу Н.** Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // *ДАН*, 1992, т. 326, № 2, с. 354—360.
- Тимина Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А.** Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // *ДАН*, 2012, т. 442, № 2, с. 239—243.
- Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Чудненко К.В.** Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // *Геология и геофизика*, 2017, т. 58 (5), с. 674—700.
- Aharonov E., Whitehead J.A., Kelemen P.B., Spiegelman M.** Channeling instability of upwelling melt in the mantle // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B10, p. 20433—20450.
- Aharonov E., Spiegelman M., Kelemen P. B.** Three-dimensional flow and reaction in porous media: Implications for the Earth's mantle and sedimentary basins // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, № B7, p. 14821—14834.
- Boudier F., Nicolas A.** Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo // *Bull. Suisse Miner. Petr.*, 1972, v. 52, p. 39—56.
- Boudier F., Nicolas A.** Harzburgite and lherzolite subtype in ophiolitic and oceanic environments // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 76, p. 84—92.
- Braun M.G., Kelemen P.B.** Dunite distribution in the Oman ophiolite: implication for melt flux through porous dunite conduits // *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, № 11, p. 1—21.
- Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N., Briand X., Emoto K., Miyake H.** Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // *Science*, 2014, v. 345, № 6192, p. 80—82.
- Coleman R.G.** Ophiolites: ancient oceanic lithosphere ? N.-Y., Springer, 1977, 229 p.
- Dainey M. J., Kohlstedt D.L.** The transition from porous to channelized flow to melt/rock reaction during melt migration // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, v. 21, № 2, p. 143—148.
- Gaetani G.A., Grove T.L.** The influence of water on melting of mantle peridotite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 131, p. 323—346.
- Gerya T.** Future directions in subduction modelling // *J. Geodyn.*, 2011, v. 52, № 5, p. 344—378.
- Gerya T., Yuen D.A., Serve E.O.D.** Dynamical causes for incipient magma chamber above slabs // *Geology*, 2004, v. 32, p. 89—92.
- Green H.W., Radcliffe S.V.** Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, № 6, p. 46—58.
- Gregoire M., Jego S., Maury R., Pagot B.D., Tamayo R.A.** Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: insight from xenolith within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines) // *Lithos*, 2008, v. 103, № 3—4, p. 415—430.
- Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Medard E.** The influence of H₂O on mantle wedge melting // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 249, № 1—2, p. 74—89.
- Halama R., Savov I.P., Rudnic R.L.** Insights into Li and Li isotope cycling and sub-arc metasomatism from veined mantle xenoliths, Kamchatka // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 158, p. 197—222.
- Holtzman B.K., Kohlstedt D.L.** Stress-driven melt segregation and strain partitioning in partially molten rocks: effects of stress and strain // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, № 12, p. 2379—2406.
- Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y.** Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, p. 1159—1174.
- Ishimaru S., Arai S.** Highly silicic glasses in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka arc; implications for melting and metasomatism within the sub-arc mantle // *Lithos*, 2009, v. 107, № 1—2, p. 93—106.
- Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M.** Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, № 2, p. 395—433.

Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Koulakov I., Mordret A., Landès M., Sens-Schönfelder C. Seismic anisotropy reveals a large magmatic sill complex below the Tobacaldera // *Science*, 2014, v. 346, № 6209, p. 617—619.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 4, p. 655—671.

Kasatkina E., Koulakov I., West M., Izbekov P. Seismic structure changes beneath Redoubt Volcano during the 2009 eruption inferred from local earthquake tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014, v. 119, № 6, p. 4938—4954.

Katz R.E., Spiegelman M., Holtzman B. The dynamics of melt and shear localization in partially molten aggregates // *Nature*, 2006, v. 442, № 7103, p. 676—679.

Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma: I. Phase reactions, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, № 1, p. 51—98.

Kelemen P.B., Jagger D.B., Webster J.D., Holloway J.R. Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma: II Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150—1050 °C and P kbar // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, № 1, p. 99—134.

Kelemen P.B., Whitehead J.A., Aharonov E., Jordahl K.A. Experiments on flow focusing in soluble porous media with applications to melt extraction from the mantle // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B1, p. 475—496.

Kelemen P.B., Braun M., Hirth G. Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from Ingalles and Oman ophiolites // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000, v. 1, № 7, doi: 10.1029/1999GC000012.

Kelemen P.B., Hanghoj K., Green A.R. One view of the geochemistry of subduction related arc with an emphasis on primitive andesites and lower crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.H. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2004, p. 593—653.

Kogiso T., Omori S.A., Maruyama S. Magma genesis beneath Northeast Japan arc: a new perspective on subduction zone magmatism // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 446—457.

Koulakov I. Studying deep sources of volcanism using multiscale seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 257, p. 205—226.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, v. 38, L09305, doi:10.1029/2011GL046957.

Koulakov I., West M., Izbekov P. Fluid ascent during the 2004–2005 unrest at Mt. Spurr inferred from seismic tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2013a, v. 40, № 17, p. 4579—4582.

Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A., Jaxybulatov K. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013b, v. 263, p. 75—91.

Koulakov I., Kukarina E., Fathi I.H., El Khrepy S., Al-Arifi N. Anisotropic tomography of Hokkaido reveals delamination-induced flow above a subducting slab // *J. Geophys. Res.*, 2015a, v. 120, № 5, p. 3219—3239.

Koulakov I., Jakovlev A., Wu Y.-M., Dobretsov N.L., El Khrepy S., Al-Arifi N. Three-dimensional seismic anisotropy in the crust and uppermost mantle beneath the Taiwan area revealed by passive source tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2015b, 120, № 11, p. 7814—7829.

Koulakov I., Kasatkina E., Shapiro N. M., Jaupart C., Vasilevsky A., El Khrepy S., Al-Arifi N., Smirnov S. The feeder system of the Toba supervolcano from the slab to the shallow reservoir // *Nat. Commun.*, 2016a, 7:12228, doi:10.5194/se-7-965-2016.

Koulakov I., Gladkov V., El Khrepy S., Al-Arifi N., Fathi I.H. Application of repeated passive source travel time tomography to reveal weak velocity changes related to the 2011 Tohoku-Oki Mw 9.0 earthquake // *J. Geophys. Res.*, 2016b, v. 120, doi: 10.1002/2016JB013002.

Kuster G.T., Toksöz M.N. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations // *Geophysics*, 1974, v. 39, № 5, p. 587—606.

Morgan Z., Liang Y. An experimental study of the kinetics of lherzolite reactive dissolution with applications to melt channel formation // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 150, № 4, p. 369—385.

Morgan Z., Liang Y., Kelemen P. Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, doi: 10.1029/2008GC001954.

Nakajima J., Tauchi T., Ohyashiki K. Three-dimensional structure of v_p , v_s , and v_p/v_s beneath northeastern Japan: implications for arc magmatism and fluids // *Leukemia*, 2001, v. 15, p. 989—990.

Nakajima J., Tsuji T., Hasegawa A., Kita S., Okada T., Matsuzawa T. Tomographic imaging of hydrated crust and mantle in the subducting Pacific slab beneath Hokkaido, Japan: evidence for dehydration embrittlement as a cause of intraslab earthquakes // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 470—481.

Nicolas A. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, № 4, p. 999—1022.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1989, 367 p.

Nicolas A. Melt extraction from mantle peridotites: hydrofracturing and porous flow, with consequences for oceanic ridge activity // *Magma transport and storage* / Ed. M.P. Ryan. N.Y., Wiley Publ., 1990, p. 159—174.

Nicolas A., Jackson M. High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing // *J. Petrol.*, 1982, v. 23, p. 568—582.

Patane D., Barberi G., Cocina O., De Gori P., Chiarabba C. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna // *Science*, 2006, v. 313, № 5788, p. 821—823.

Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 182—199.

Ribe N.M. Melt segregation driving by dynamic forcing // *Geophys. Res. Lett.*, 1986, v. 13, № 13, p. 1462—1465.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 877—895.

Schön J.H. Physical properties of rocks // *Fundamentals and principles of petrophysics*, Elsevier, 2015, v. 65, 512 p.

Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 189, № 3—4, p. 177—188.

Sleep N.H. Trapping of melts by veins and dykes // *J. Geophys. Res.*, 1988, v. 93, p. 10255—10272.

Sobolev A.V., Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*, 1993, v. 363, № 6425, p. 151—154.

Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, № B2, p. 2061—2078.

Suhr G., Hellebrand E., Snaw J.E., Seok M.A., Hofman A.W. Significance of large refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, № 3, 8605, doi: 10.1029/2001GC000277.

Sychev I., Koulakov I., El Khrepy S., Al-Arifi N. Pathways of volatile migration in the crust beneath Harrat Lunayyir (Saudi Arabia) during the unrest in 2009 revealed by attenuation tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2017, v. 330, p. 1—13.

Takei Y. Effect of pore geometry on v_p/v_s : From equilibrium geometry to crack // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B2, 2043, doi:10.1029/2001JB000522.

Timina T.Yu., Kovyazin S.V., Tomilenko A.A., Kuznetsov G.V. Composition of melt and fluid inclusions in spinel of peridotite xenoliths from Avacha Volcano (Kamchatka, Russia) // *ACROFI III and TBG XIV Abstracts Volume*. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2010, p. 238—239.

Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Sharapov V.N., Timina T.Yu., Kuzmin D.V. Metasomatic recrystallization and melting of ultrabasic rocks of mantle wedge beneath Avacha Volcano, Kamchatka // *ACROFI III and TBG XIV Abstracts Volume*, Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2010, p. 248—249.