

МИГРАЦИЯ РАСПЛАВОВ В МАНТИИ ПОД ЗОНАМИ СПРЕДИНГА И ОБРАЗОВАНИЕ ДУНИТОВ ЗАМЕЩЕНИЯ: ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ

В.Г. Батанова, Г.Н. Савельева*

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

** Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжеевский пер., 7, Россия*

Представлен обзор современного состояния проблемы транспорта мантийных расплавов через верхнюю мантию в зонах спрединга. Рассмотрены геохимические данные и результаты определения пористости мантии, накладывающие ограничения на условия миграции расплавов. Особое внимание уделяется механизмам транспорта мантийных магм и способам фокусирования рассеянного межзернового порового просачивания в течение расплавов по каналам. Обсуждается гипотеза реакционного взаимодействия мантийных магм с вмещающими перидотитами и образование дунитов замещения в ходе этого процесса. Приводится обзор работ, содержащих результаты полевых, теоретических и геохимических исследований, посвященных изучению реакционной миграции магм и ее роли в образовании дунитов в мантийных разрезах офиолитов. Рассмотрены альтернативные модели формирования дунитов в мантии. Представлены результаты экспериментальных исследований по реакционному взаимодействию расплав/перидотит.

Мантийные перидотиты, миграция расплава, реакционное поровое течение, дуниты замещения, офиолиты.

MELT MIGRATION IN THE MANTLE BENEATH SPREADING ZONES AND FORMATION OF REPLACIVE DUNITES: A REVIEW

V.G. Batanova, and G.N. Savelieva

The state of the art of the problem of mantle melt transport through the upper mantle beneath spreading zones is reviewed. The geochemical data and physical properties of the mantle constraining the melt migration processes are considered. The review concentrates on the ways of mantle magma transport and mechanisms of the localization of diffuse intergranular porous melt percolation into the channel flow. The hypothesis of the reaction of migrating mantle magmas with wall peridotites and the formation of replacive dunites as a result of this process are discussed. We examine the publications on the field, theoretical, and geochemical studies of the reactive melt migration and its role in the dunite formation in the mantle sections of the ophiolites. Alternative models of the dunite origin in the mantle are also tested. The results of experimental studies of the melt/peridotite interaction are presented.

Keywords: mantle peridotites; melt migration; reactive porous flow; replacive dunites; ophiolites

ВВЕДЕНИЕ

В ряду процессов образования и эволюции мантийных магм наименее понятными остаются процессы, происходящие во время транспорта расплавов через конвектирующую мантию [Carlson, 1992]. В то же время от механизмов миграции мантийных магм зависит как состав расплавов, изливающихся на поверхность, так и состав мантийных перидотитов. Можно предполагать, что механизмы, обеспечивающие быстрый подъем больших масс расплава, приводят к минимальному взаимодействию магм с вмещающими перидотитами. При медленной поровой миграции магм в межзерновом пространстве состав как самих расплавов, так и вмещающих пород может сильно меняться в результате процессов взаимодействия, происходящих при изменении температуры и давления. Для изучения процессов, связанных с транспортом мантийных магм, необходимо исследовать области мантии, через которые происходило движение значительных масс расплава. Такие области расположены под срединно-океаническими хребтами (СОХ) в современных океанах. За последние два десятилетия, благодаря новым геофизическим данным и геохимическим исследованиям образцов, полученных в результате драгирования и глубоководного бурения в океанах, достигнут значительный прогресс в понимании процессов, происходящих при подъеме магм под СОХ. Однако области мантии под СОХ недоступны для прямых детальных наблюдений, что не позволяет однозначно интерпретировать многие данные. В то же время возможность пространственного изучения мантийных пород дают офиолитовые комплексы, представляющие собой пластины, состоящие из океанической коры и верхней мантии, сформированные в древних подводных центрах спрединга и обдурцированные на континентальные окраины [Coleman, 1977]. Несмотря на то, что офио-

© В.Г. Батанова, Г.Н. Савельева, 2009

литовые комплексы формируются в различных тектонических обстановках и при различных режимах спрединга, накладывающих определенные специфические особенности на их структуру и вещественный состав [Dilek, 2003; Nicolas, Boudier, 2003], их образование связано со значительной магматической активностью, формирующей океаническую кору, в том числе и надсубдукционного типа. Во многих офиолитовых комплексах представлены многокилометровые разрезы мантийных пород, позволяющие исследовать процессы, происходившие при миграции мантийных расплавов к поверхности. Задачей данной работы является обзор современных представлений о процессах транспорта расплава в конвектирующей мантии, базирующихся на исследованиях СОХ и офиолитовых комплексов. Поскольку миграция расплава в мантии неразрывно связана с проблемой образования реакционных дунитов, особое внимание уделено работам, посвященным структурным и геохимическим особенностям мантийных дунитов офиолитовых комплексов. В отдельном разделе рассмотрены экспериментальные исследования по взаимодействию расплав/мантийный перидотит, происходящему при миграции магм в мантии и приводящему к образованию дунитов.

ОСОБЕННОСТИ ПОДЪЕМА МАНТИЙНЫХ МАГМ ПОД СОХ

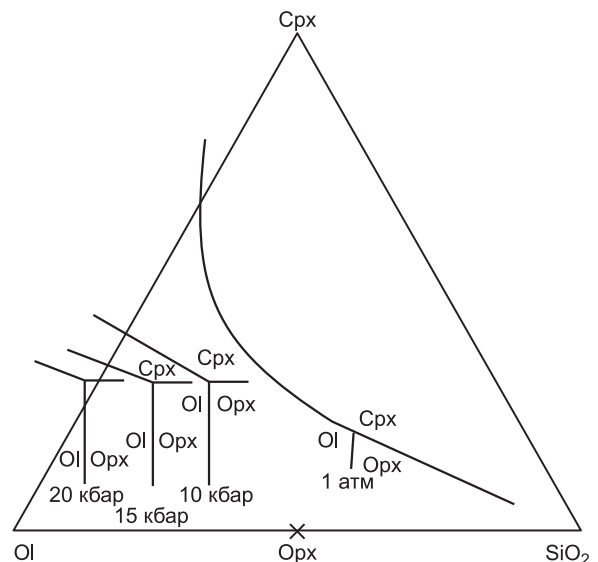
В настоящее время сформулировано представление о том, что экстракция мантийных магм из мантии в зонах спрединга под СОХ происходит путем фокусированного течения расплавов по химически изолированным каналам [Nicolas, 1986, 1990; Spiegelman, Kenyon, 1992; Hart, 1993; Kelemen et al., 1995a; Suhr et al., 2003]. Рассмотрим, на чем базируются эти представления.

Подъем мантийных магм в СОХ — процесс химически изолированный. Исследования составов образцов океанических базальтов и абиссальных перидотитов показывают, что подъем мантийных магм через верхнюю мантию под СОХ должен происходить в условиях химической изоляции [Stolper, 1980; Kelemen et al., 1992]. Как известно, базальты срединно-океанических хребтов (БСОХ) образуются в результате частичного плавления при адиабатической декомпрессии мантийных перидотитов под центрами спрединга [McKenzie, Bickle, 1988]. Однако большинство примитивных БСОХ неравновесны с остаточными перидотитами при низких давлениях. Например, при этих давлениях большинство примитивных БСОХ сильно недосыщены ортопироксеном [Stolper, 1980], в то время как данная минеральная фаза является одной из главных в остаточных перидотитах. Это объясняется тем, что составы частичных расплавов, находящихся в равновесии с мантийными перидотитами, сильно зависят от давления (рис. 1). Уменьшение давления в базальтовой системе приводит к расширению поля оливина относительно пироксенов, так что расплавы, которые появлялись при равновесии с оливином и пироксенами при высоком давлении, при более низком — будут насыщенными только оливином (см. рис. 1). Известно также, что БСОХ представляют собой смесь базальтовых расплавов, образовавшихся в равновесии с перидотитами на разных глубинах в плавящейся мантийной колонне [Klein, Langmuir, 1987; Salters, Hart, 1989; Kinzler, Grove, 1992; Соболев, Шимизу, 1992; Соболев, 1996]. Большинство БСОХ имеют составы, соответствующие равновесию с мантийными перидотитами на глубине более 30 км ниже ур. м. [Kelemen et al., 2000]. Неравновесие БСОХ с ортопироксеном на меньших глубинах показывает, что расплавы должны пройти десятки километров через верхнюю мантию без переуравновешивания с ортопироксеном из окружающих перидотитов. В то же время известно, что ортопироксен быстро растворяется в недосыщенных этим минералом базальтах [Brearley, Scarfe, 1986]. Таким образом, для сохранения недосыщения ортопироксеном, расплавы при подъеме к поверхности должны быть химически изолированы от перидотитов.

Абиссальные перидотиты, драгированные или поднятые в скважинах на океанском дне, представляют собой тугоплавкий остаток после плавления, при котором образуются БСОХ. Абиссальные перидотиты существенно обеднены несовместимыми элементами-примесями и имеют сильно фракционированные спектры распределения легких редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно тяжелых РЗЭ [Johnson et al., 1990;

Рис. 1. Проекция базальтового тетраэдра на плоскость Ol—Cpx—SiO₂.

Показано положение базальтовой эвтектики при разных давлениях, полученное на основе экспериментальных данных (модифицирована по [Stolper, 1980]). Ol — оливин, Cpx — клинопироксен, Орх — ортопироксен.



Johnson, Dick, 1992; Kelemen et al., 1995a; Dick, Natland, 1996; Batanova et al., 1998]. Большинство абиссальных перидотитов неравновесны с БСОХ по сравнению с несовместимыми элементами-примесями. Существенное обеднение перидотитов несовместимыми элементами достигается только при плавлении по фракционному механизму или механизмам, близким к фракционному (критическое, динамическое и непрерывное плавление) [Maaloe, Scheie, 1982; Johnson, Dick, 1992; Соболев, Шимизу, 1992; Sobolev, Shimizu, 1993]. При фракционном плавлении каждая небольшая часть новообразованного (мгновенного) расплава удаляется из области плавления. Так как эти расплавы экстрагируются из области плавления очень малыми порциями (менее 1 об.% от породы), они должны первоначально двигаться посредством межзернового порового просачивания [Johnson et al., 1990]. При моделировании механизмов плавления, близких к фракционным, вводится понятие межзерновой пороговой пористости [Maaloe, 1982; Соболев, Шимизу, 1992]. Удаление расплава из области плавления начинается после достижения заданной величины пороговой пористости, и каждая последующая порция расплава исключается. Для того чтобы обедненные перидотиты образовались путем частичного плавления, требуется низкая пороговая пористость (~1 %) [Johnson, Dick, 1992; Batanova et al., 1998]. При непрерывном плавлении этот порог пористости сохраняется в породе [Langmuir et al., 1977; Maaloe, Scheie, 1982]. Перидотиты отражают равновесие с последней наиболее обедненной порцией мгновенного расплава. Образовавшиеся при разных давлениях мгновенные расплавы, поднимаясь вверх, смешиваются и образуют агрегатные расплавы, которые и представляют собой БСОХ [Kinzler, Grove, 1992; Соболев, Шимизу, 1992; Sobolev, Shimizu, 1993; Соболев, 1996].

Полагают, что отмеченное отсутствие равновесия между БСОХ и абиссальными перидотитами свидетельствует о том, что экстракция БСОХ из мантии происходила путем изолированного течения расплава. По подсчетам Х. Ивамори [Iwamori, 1993], более 80 % всех базальтов, генерируемых под СОХ, должны быть доставлены на поверхность с соблюдением условий химической изоляции.

Подъем мантийных магм в СОХ — процесс фокусированный. Возникает парадокс — абиссальные перидотиты имеют составы, образование которых происходило при постоянном удалении небольших порций расплава посредством порового просачивания. Однако, если бы рассеянное межзерновое поровое течение было преобладающим механизмом транспорта расплавов под хребтами спрединга, то миграция большого количества расплава, образованного в более глубоких частях декомпрессионной мантийной колонны, через остаточные перидотиты привела бы к обширной реакции, уменьшающей или полностью уничтожающей в них фракционированные спектры распределения несовместимых элементов-примесей [Spiegelman, Kenyon, 1992; Iwamori, 1993; Hart, 1993]. Кроме того, реакция расплав/перидотит, происходящая на небольших глубинах, приводила бы к образованию расплавов, близких к насыщению ортопироксеном при низком давлении [Kelemen, 1990]. Поскольку этого не наблюдается, было выдвинуто предположение о том, что частичные расплавы фокусируются в крупные транспортные сети [Spiegelman, Kenyon, 1992], которые по аналогии с другими природными транспортными сетями (речная сеть, кровеносная и бронхиальная системы человека) представляют собой фрактальное дерево [Hart, 1993]. Однако это не отвергает возможности рассеянного порового просачивания небольших порций расплава при низких отношениях расплав/порода. Например, Д. Брунелли с соавторами [Brunelli et al., 2006] показали, что составы клинопироксена из абиссальных перидотитов разлома Вима (Атлантический океан) свидетельствуют о слабом взаимодействии (0.1—1 %) с расплавами, формирующимися в верхней части области плавления. Глубинные расплавы, образующиеся в поле стабильности граната и наиболее обогащенные несовместимыми элементами, поднимаются посредством фокусированного транспорта.

Важным аргументом в пользу течения расплава по изолированным фокусированным каналам являются данные о низких величинах мантийной пористости и высоких скоростях подъема мантийных расплавов. Величины мантийной пористости 1—2 % оценены на основе данных по составам абиссальных и офиолитовых перидотитов, по U/Th изотопному неравновесию в БСОХ [McKenzie, 1985; Beattie, 1993a,b] и по результатам геофизических исследований [Forsyth et al., 1998]. Низкие величины мантийной пористости противоречат данным о высоких скоростях подъема расплавов (50 м/год), оцененным на основе неравновесия в системах $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{U}$ для базальтов Исландии [McKenzie, 1985; Bourdon et al., 1996; Jull, McKenzie, 1996]. Для того чтобы расплав двигался с такой скоростью посредством порового течения, минимальная пористость должна составлять ~4 % в перидотитах с размером зерен 2 мм [Kelemen et al., 1997]. Следовательно, для объяснения большой скорости подъема магм на поверхность необходимо предполагать существование локальных областей с высокой пористостью.

Сейсмические данные показывают, что область плавления мантии под СОХ почти на два порядка больше, чем область в оси хребта, где происходит аккреция магматической коры. Например, результаты исследований по Восточно-Тихоокеанскому поднятию свидетельствуют о том, что основание области плавления, расположенное на глубине 120—150 км под хребтом спрединга, имеет ширину несколько сотен километров [Forsyth et al., 1998]. В то же время излияние расплавов на поверхность и аккреция океанической коры происходят в узкой 2-километровой зоне в осевой части хребта [Vera et al., 1990]. Таким образом, при подъеме магм происходит фокусирование из широкой области плавления в узкую зону под хребтом.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПОДЪЕМА МАНТИЙНЫХ МАГМ ПОД СОХ

Мы видим, что движение расплавов в мантии по каналам является обоснованным решением обеих проблем: как химической изоляции расплавов от остаточных перидотитов, так и быстрой транспортировки расплава при сохранении регионально-низкой пористости [Nicolas, 1986; Sleep, 1988; Spiegelman, Kenyon, 1992; Richardson, McKenzie, 1994; Kelemen et al., 1995a]. Были предложены два основных механизма фокусированного химически изолированного подъема мантийных магм к поверхности.

Первый предполагает, что в результате гидравлического трещинообразования в мантии образуются открытые каналы (дайки), по которым расплав быстро поднимается к поверхности [Nicolas, 1986, 1990; Sleep, 1988; Suhr, 1999; Suhr et al., 2003]. В этом случае изоляция осуществляется за счет высокой скорости подъема. Гидравлические трещины возникают в мантии тогда, когда давление флюида превышает предел прочности пород на разрыв [Nicolas, 1986; Sleep, 1988]. Если существуют необходимые градиенты давления, расплав может двигаться по направлению к образовавшимся трещинам в пределах длины уплотнения [Ribe, 1986; Takahashi, 1992]. Слабость гипотезы трещинообразования состоит в том, что частично расплавленная, вязкая астеносфера, вероятно, не является достаточно хрупкой для того, чтобы в ней происходило образование трещин [Kelemen et al., 1995b]. Однако полностью исключить возможность такого процесса нельзя.

Второй механизм был предложен П. Келеменом. Он подразумевает формирование в мантии каналов высокой проницаемости в результате растворения твердых фаз при фокусированном реакционном поровом течении поднимающегося расплава [Kelemen, Dick, 1995; Kelemen et al., 1995a, 1997, 2000; Ahagonov et al., 1995].

Интересно, что оба механизма транспорта мантийных магм предполагают образование в мантии реакционных дунитов (дунитов замещения) [Suhr, 1999; Suhr et al., 2003]. При быстром течении расплава по гидравлическим трещинам, вдоль последних формируются каймы реакционных дунитов, мощность которых не превышает первых сантиметров. Эти дуниты не играют важной роли в транспорте расплава. Во второй модели дуниты, образующиеся при реакционном поровом течении, выполняют ключевую роль в миграции расплава, поскольку представляют собой каналы высокой пористости [Kelemen et al., 1995a]. Высокая пористость дунита возникает в результате уменьшения удельного объема породы за счет растворения пироксенов, входящих в состав перидотита. Предполагается, что при реакционном поровом течении могут образовываться дуниты мощностью до нескольких сот метров, по которым расплавы поднимаются вверх, не контактируя с вмещающими перидотитами. В дунитах метровой мощности или более изоляция расплава достигается за счет того, что основная масса последнего находится за пределами расстояния диффузионного равновесия с вмещающими породами, так как расплавы, поднимающиеся по высокопористому дунитовому каналу, находятся в равновесии только с минералами дунита — оливином и хромшпинелью [Kelemen et al., 1997; Braun, Kelemen, 2002].

Необходимость реакции выщелачивания пироксенов и образования дунитов находится в видимом противоречии с фактом отсутствия насыщения ортопироксеном большинства океанических базальтов при низком давлении. Разрешение этого противоречия заключается в том, что доля расплавов, реагирующих с пироксенами и образующих дунит, значительно меньше доли расплавов, которые двигаются по уже готовым дунитовым каналам на поверхность, не участвуя в реакции. Это вполне возможно, если транспорт фокусируется в готовые дунитовые каналы. После того как течение фокусируется в дунитовых каналах, образование новых дунитовых тел практически прекращается, поскольку расплав движется без взаимодействия с окружающими породами. Кроме того, в обширной литературе по океаническим базальтам описаны только единичные случаи расплавов, насыщенных ортопироксеном при низких давлениях [Kamenetsky, Gurenko, 2007]. Это позволяет предполагать, что большинство реакционных расплавов, видимо, не достигает поверхности.

Модель реакционного формирования дунитов также базируется на полевых наблюдениях, которые свидетельствуют о том, что большинство дунитовых тел или, по крайней мере, их краевые части образуются путем замещения вмещающих перидотитов [Boudier, Nicolas, 1972; Леснов и др., 1973; Добрецов и др., 1977; Dick, 1977b; Велинский, 1979; Савельева и др., 1980; Добрецов, 1981; Quick, 1981b]. Предполагается, что дуниты замещения образуются в результате растворения пироксенов и кристаллизации оливина при миграции поровых расплавов через мантийные перидотиты [Nicolas, 1986; Kelemen et al., 1995a,b; Kelemen, Dick, 1995; Suhr, 1999; Suhr et al., 2003]. В связи с этим представляется важным рассмотреть морфологию дунитовых тел и их соотношение с вмещающими перидотитами.

Мантийные дуниты офиолитовых комплексов: полевые наблюдения. Как правило, в офиолитовых комплексах представлены верхние 15—20 км мантии, находящейся под тонкой корой океанического типа. Дуниты составляют от 5 до 15 % мантийных пород офиолитовых комплексов [Савельева, 1987; Kelemen et al., 1995a]. Они представляют собой породы, более чем на 90 % состоящие из оливина с небольшим содержанием аксессуарной хромшпинели и пироксена.

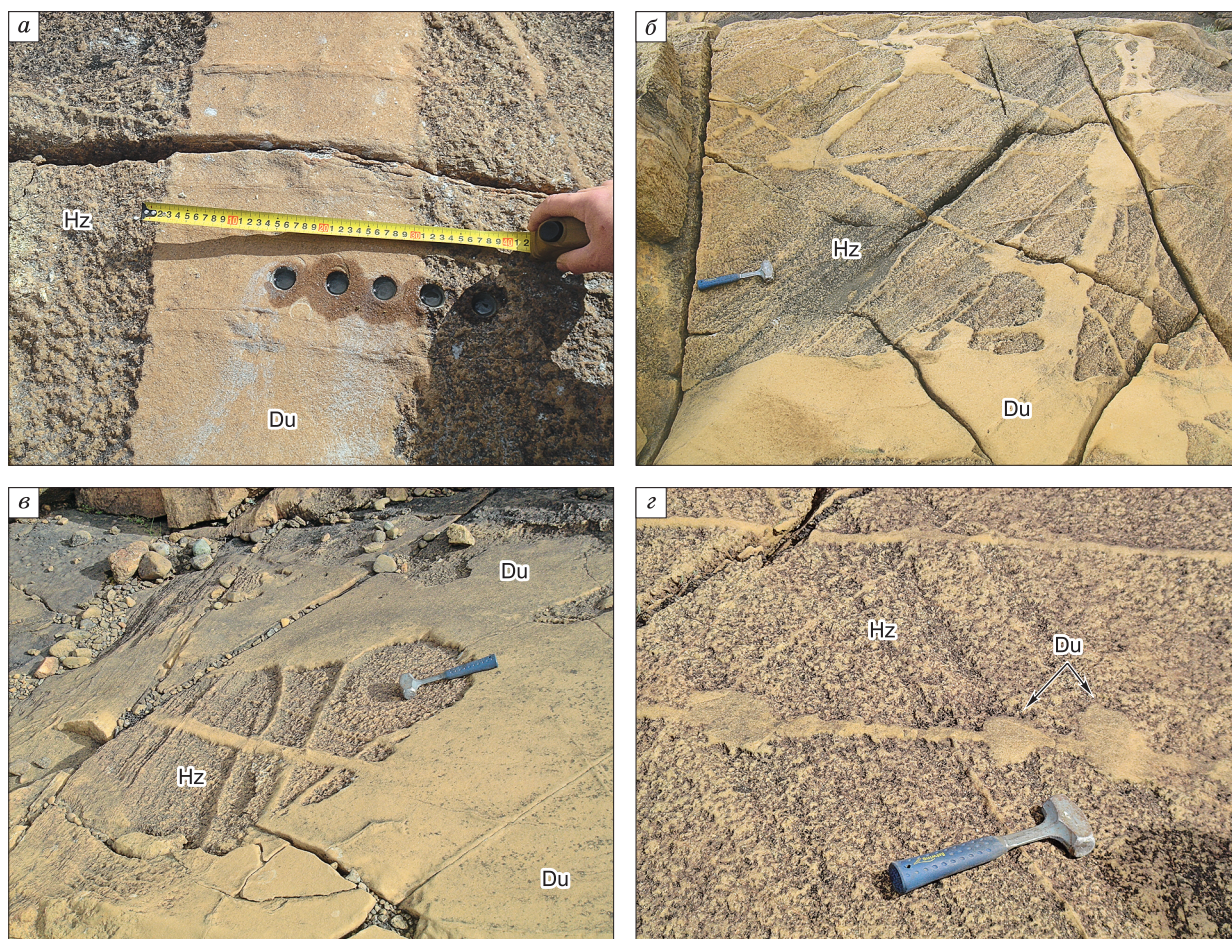


Рис. 2. Соотношения дунитов и шпинелевых гарцбургитов в мантийной секции офиолитов (Войкаро-Сыньинский комплекс, Полярный Урал).

а — жила дунитов мощностью 30 см в гарцбургите, *б* — образование дунитовой сетки — системы мелких пересекающихся дунитовых жил в гарцбургите, *в* — реликт шпинелевого гарцбургита в дунитовом теле мощностью несколько метров, *г* — дунитовая жила с раздувами в полосчатом шпинелевом гарцбургите: дунитом замещаются полосы гарцбургита, преимущественно обогащенные ортопироксеном. Hz — шпинелевый гарцбургит, Du — дунит.

Детальные полевые исследования дунитовых тел проведены для офиолитовых комплексов: Тринити, Северная Калифорния [Quick, 1981a,b]; Оман, Саудовская Аравия [Braun, Kelemen, 2002]; Жозефина, горы Клатат, Орегон [Kelemen, Dick, 1995]; Ингалс, Каскадные горы [Kelemen et al., 2000]; Бэй-оф-Ай-лэндс, Ньюфаундленд [Suhr, 1992; Suhr et al., 2003]; Троодос, о. Кипр [Batanova, Sobolev, 2000; Buchl et al., 2002], Войкаро-Сыньинский, Полярный Урал [Добрецов и др., 1977; Савельева и др., 1980, 2008; Савельева, 1987].

Установлено, что дунитовые тела характеризуются общими особенностями строения и взаимоотношений с вмещающими породами [Савельева, 1987; Kelemen et al., 1997; Suhr et al., 2003]. Большинство дунитов представляют собой тела дискордантные полосчатости вмещающих перидотитов, имеющие жиллообразную, линзовидную или цилиндрическую форму (рис. 2, *а*). Мелкие жилы пересекаются под небольшими углами, образуя дунитовую сетку (см. рис. 2, *б*). Контакты с окружающими гарцбургитами обычно резкие: исчезновение ортопироксена происходит в масштабе размера зерна породы (в основном <1 см). Почти все дуниты содержат незначительное количество пироксена. Длина дунитовых тел варьирует от нескольких сантиметров до нескольких километров [Савельева, 1987; Kelemen et al., 1997]. Крупные дунитовые тела часто представляют собой кластеры более мелких дунитовых тел. Наиболее крупные дунитовые тела имеют мощность до нескольких сотен метров. Многие тела дунитов содержат реликты гарцбургитов (см. рис. 2, *в*). Вблизи крупных дунитовых тел обычно наблюдаются черты замещения мелкого масштаба. Например, если вмещающие перидотиты имеют полосчатость, то дунитами замещаются полосы гарцбургита, обогащенные ортопироксеном (см. рис. 2, *г*). Обычно также образование дунитовых «заплаток» во вмещающих перидотитах или образование дунитовых шлиров [Савельева, 1987; Suhr et al., 2003]. Наиболее детальная карта дунитов замещения опубликована Г.Н. Савельевой для



Рис. 3. Строение зоны контакта дунитового тела в гарцбурггите по данным [Савельева и др., 1980, 2008].

1 — гарцбурггиты, тонкие линии — дунитовые жилы мощностью менее 10 см; 2 — полосчатость в гарцбурггитах, 3 — дуниты, жирным пунктиром показаны хромититы. Стрелка с цифрой — направление и угол склонения линейности.

войкаро-сыннинского комплекса Полярного Урала (рис. 3) [Савельева и др., 1980, 2008; Савельева, 1987]. Особенности контактовых соотношений между дунитами и вмещающими гарцбурггитами войкаро-сыннинского комплекса свидетельствуют о том, что дуниты были сформированы в результате замещения перидотитов практически без изменения объема. Дунитовые жилы образуют сетку, содержащую реликты гарцбурггитов. Контакты между дунитами и гарцбурггитами резкие, без следов дробления или изменения зернистости минералов обеих пород. Пересекая полосчатость, дунитовые жилы не смещают ее. В блоках гарцбурггитов среди дунитов полосчатость сохраняет свою ориентировку. Это свидетельствует о том, что при формировании дунитовых жил не происходило вращения или смещения гарцбурггитовых блоков. В дунитовых жилах у контакта с гарцбурггитами присутствуют скопления ортопироксена, сохранившие ориентировку полосчатости [Савельева, 1987]. Н.Л. Добрецов предположил, что дуниты, вероятно, служили каналами для просачивающейся пикритовой жидкости [Добрецов и др., 1977; Добрецов, 1981].

РЕАКЦИОННОЕ ПОРОВОЕ ТЕЧЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ ДУНИТОВ

Связь между дунитовыми телами и транспортом расплавов рассматривалась еще в ранних работах [Boudier, Nicolas, 1972; Dick, 1977a; Quick, 1978; Добрецов, 1978, 1980, 1981; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Bodinier, 1988]. Например, в своей модели паратексиса Н.Л. Добрецов [1981] предполагал, что при просачивании расплава через мантию «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, обусловливая формирование сильно истощенного дунит-гарцбурггитового комплекса. В начальной или на регрессивной стадии просачивание локализуется в виде отдельных струй, где формируются трубообразные тела и сеть жил дунитов».

Теоретической основой процесса образования дунитов замещения является концепция вполне подвижных компонентов и вытекающая из нее теория метасоматической зональности Д.С. Коржинского [Коржинский, 1982]. В частности, следствием этой теории является предсказание резкого контакта продуктов реакционного замещения на фронте движения реакционного расплава (флюида) и стремление продуктов замещения к мономинеральному составу. Эти свойства полностью воплощаются в структуре и составе дунитовых жил. Наиболее полное развитие модель реакционного образования дунитов получила благодаря работам П.Б. Келемена [Kelemen et al., 1992, 1995a,b, 2000; Kelemen, 1997; Braun, Kelemen, 2002], в которых рассмотрена потенциальная возможность движения расплавов, поднимающихся в мантии, по самоорганизующимся дунитовым каналам.

Теоретические аспекты образования дунитов замещения: баланс массы и энергии. При взаимодействии поднимающегося расплава с перидотитом происходят реакции растворения пироксенов и кристаллизации небольшого количества оливина [Kelemen et al., 1995b], которые приводят к увеличению массы жидкости и пористости твердой фазы. П.Б. Келемен показал [Kelemen, 1990], что экзотермический эффект кристаллизации оливина почти полностью компенсирует эндотермический эффект реакции растворения пироксенов. Тепло, выделяемое при кристаллизации оливина (на каждый грамм), примерно в 1.3 раза выше, чем тепло, расходуемое для плавления пироксенов, так что протекающие при постоянном давлении реакции между насыщенным оливином расплавом и пироксеносодержащей твердой фазой приводят к увеличению массы жидкости (при постоянной энтальпии или температуре) [Kelemen et al., 1995b]. При уменьшении давления, как это происходит в случае подъема твердого мантийного вещества и расплавов в мантии под СОХ, наблюдается еще большее увеличение массы жидкости. Растворимость пироксена в насыщенных оливином мантийных магмах зависит от их состава и *PT*-параметров. Чем больше разница между начальным давлением плавления и конечным давлением реакции, тем выше растворимость пироксенов в расплаве [Stolper, 1980].

Произведенные оценки показывают, что растворимость пироксена в поднимающемся расплаве составляет около 1 мас.% его массы на 1 кбар декомпрессии [Kelemen et al., 1997]. В результате подъема расплавов в мантии под СОХ происходит устойчивый процесс растворения пироксенов, приводящий к увеличению пористости и образованию дунитов. Расчет баланса масс показал [Kelemen et al., 1995b], что максимальное количество дунита, которое может образоваться, близко к количеству расплава, сформированному под хребтом, и средней степени плавления (около 10 %) [Kinzler, Grove, 1992]. Эта оценка предполагает, что весь образованный расплав прореагировал с перидотитом на своем пути к поверхности, что не соответствует данным геохимии и может рассматриваться только как верхний предел. С другой стороны, очевидно, что количество дунита увеличивается от минимальной величины в начале колонны плавления до максимальной — на границе мантии и коры. Поскольку весь расплав, формирующий океаническую кору, проходит через несколько последних километров верхней мантии под СОХ, в этой наименее глубокой мантии должно концентрироваться наибольшее количество дунитов. Таким образом, реальные оценки содержания дунитов в верхних частях колонн, полученные для офиолитовых комплексов (5—15 %), находятся в пределах ожидаемых значений.

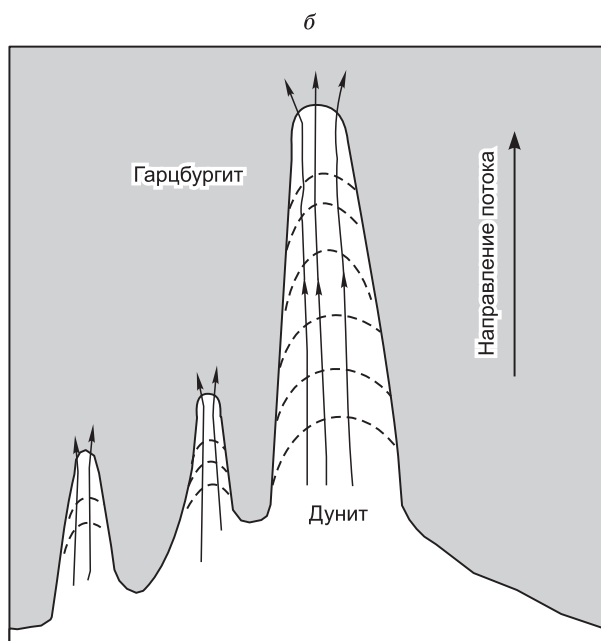
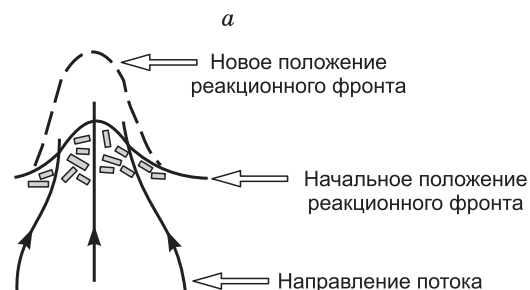
При подъеме расплавов под СОХ его количество и пористость в зонах транспорта будут постоянно увеличиваться. Это происходит вследствие добавления частичных расплавов из окружающих перидотитов, подвергающихся декомпрессионному плавлению и реакции растворения.

Реакционная инфильтрационная нестабильность. Почему рассеянное поровое течение начинает фокусироваться в каналы? Одним из возможных механизмов локализации течения является реакционная инфильтрационная нестабильность (РИН) [Kelemen et al., 1995b, 1997; Spiegelman et al., 2001]. П. Ортолева с соавторами [Ortoleva et al., 1987] показали, что водные растворы, текущие через пористую породу и реагирующие с ее минеральными компонентами, устанавливают в породе двигающийся реакционный фронт. По мере продвижения из-за действия реакционной инфильтрационной нестабильности этот фронт приобретает зубчатую форму. В результате реакции растворения возникают начальные неоднородности пористости породы. Там, где пористость больше, чем в других областях, выше становится и локальный поток воды. Это приводит к увеличению скорости реакции растворения минералов, более быстрому локальному увеличению проницаемости и, в свою очередь, вызывает ускорение движения реакционного фронта. Локальное увеличение потока приводит к его захвату из близлежащих точек, в которых поток замедляется (рис. 4, *a*) [Ortoleva et al., 1987]. РИН была предложена в качестве механизма локализации расплава в каналы в верхней мантии [Kelemen et al., 1995b]. П.Б. Келемен с соавторами предположили, что растворение пироксена в насыщенных оливином магмах является аналогом порового течения флюида через частично растворимую породу. Для системы перидотит—базальтовый расплав было показано, что в результате реакции и предпочтительного растворения пироксена образуется дополнительное количество расплава. Следствием этого является локальное увеличение пористости и проницаемости, которые приводят к возрастанию подтока новых порций расплава в зоны растворения [Kelemen, 1990; Kelemen et al., 1990; Daines, Kohlstedt, 1994]. Таким образом, возникает обратная связь между потоком расплава и растворением, вызывающая локализацию порового течения в высокопроницаемых каналах растворения [Kelemen et al., 1995b; Aharonov et al., 1995; Spiegelman et al., 2001]. Благодаря высокой пористости новообразованного канала растворения, рассеянное в объеме породы поровое течение становится фокусированным и вытягивается в направлении флюидного потока (см. рис. 4, *b*).

М. Шпигельман с соавторами [Spiegelman et al., 2001] представили численное решение уравнения для реакционного потока флюида в вязко-деформирующей проницаемой среде. Их моделирование показало, что процесс избирательного растворения в твердой среде, подвергающейся уплотнению, при наличии вертикального градиента растворимости, приводит к значительной локализации течения, так что 90 % потока расплава концентрируется в каналы, занимающие менее 20 % доступной площади. Неста-

Рис. 4. Реакционная инфильтрационная нестабильность и образование высокопористых каналов растворения.

a — вытягивание каналов в направлении потока, по данным [Ortoleva et al., 1987]. Поток реакционного флюида усиливается по направлению к участкам, где происходит предпочтительное растворение минеральных фаз, вызывая более быстрое перемещение реакционного фронта в этом месте; *б* — возникновение пальцеобразной структуры реакционного фронта за счет первоначальных неоднородностей пористости и фокусирования течения в высокопористых каналах растворения. Штриховые линии показывают положение реакционного фронта по мере роста вверх дунитового канала.



бильность усиливается уплотнением мантийного вещества, вследствие которого между каналами образуются непроницаемые области. Для применения полученных результатов к условиям мантии Земли был использован линейный анализ, показавший, что посредством РИН за период 100 000 лет может формироваться устойчивая система каналов с разбивкой 1—200 м. Благодаря РИН, в самих дунитах при определенных условиях могут образовываться «открытые» заполненные расплавом трубы.

Гипотеза соединяющейся транспортной сети каналов. Модель транспорта расплавов по дунитовым каналам замещения предполагает образование ветвящейся транспортной сети. В теоретических расчетах, проведенных для модели реакционного порового течения, в которой растворитель мигрирует через частично растворимую поровую среду [Aharonov et al., 1995], показана возможность образования соединяющейся транспортной сети. Каналы растворения срastaются в мантии по направлению вверх, при условии увеличения растворимости в этом направлении. Пары небольших каналов соединяются в более крупные. В каждом соединении число каналов уменьшается в два раза, а поток в два раза увеличивается, приводя к возникновению закона степенной зависимости между частотой встречаемости каналов и их мощностью. Детальное картирование мантийных комплексов офиолитов Ингалса, Омана и проведенный анализ форм, размеров, относительной распространенности и распределения дунитовых тел показали, что положение последних в мантийных разрезах этих офиолитов подчиняется закону степенной зависимости между частотой встречаемости и их размером. Установленные закономерности

позволили создать схему соединяющейся транспортной сети расплавов под СОХ (фрактальное дерево) (рис. 5). Эта сеть образуется при слиянии небольших дунитовых каналов в более крупные. По направлению вверх к оси хребта происходит увеличение мощности дунитовых каналов и уменьшение их количества [Kelemen et al., 2000]. Предполагается, что крупные тела дунитов, благодаря их большой мощности, являются проводниками главного потока расплавов в центрах спрединга [Kelemen et al., 1997; Braun, Kelemen, 2002].

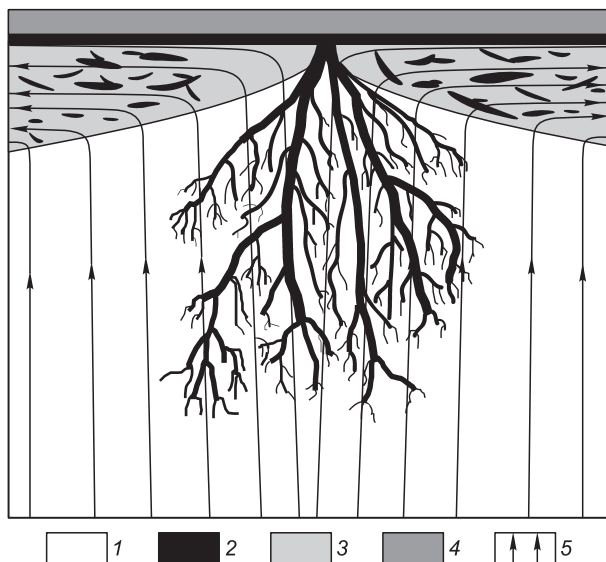


Рис. 5. Схематическое изображение соединяющейся сети дунитовых каналов под СОХ, по данным [Kelemen et al., 2000; Braun, Kelemen, 2002].

1 — астеносфера, 2 — дуниты, 3 — литосфера, 4 — магматическая кора, 5 — направление течения мантийного вещества.

Локализация течения расплава и образование каналов под действием механических нестабильностей. РИН является примером физико-химической нестабильности, в результате которой может происходить сегрегация расплава и образование каналов растворения. Тем не менее начальные стадии сегрегации расплава и его организации в каналы остаются наименее понятными, и среди исследователей нет единого мнения о механизмах этих процессов. Во многих теоретических и экспериментальных работах рассматриваются модели локализации расплава и образования сетки каналов в мантии вследствие механических нестабильностей, возникающих под действием стресса [Stevenson, 1989; Spiegelman, 2003; Holtzman et al., 2003; Katz et al., 2006; Holtzman, Kohlstedt, 2007].

Гипотеза механической сегрегации расплава в мантии базируется на модели Стивенсона [Stevenson, 1989], предположившего, что девиаторное напряжение может управлять сегрегацией расплава. Эта модель основана на том, что в результате существования сильной зависимости между вязкостью твердого вещества и количеством содержащегося в нем расплава небольшие вариации в количестве расплава вызывают вариации вязкости. Эти пространственные вариации ведут к локальным изменениям средней величины стресса, который заставляет расплав двигаться в более ослабленные области, вызывая их дальнейшее разуплотнение. Нестабильность развивается до тех пор, пока расплав не перестает сегрегироваться, и полосы, обогащенные расплавом, не отделяются от областей, обедненных расплавом, некоторым характеристическим интервалом. Д. Стивенсон предположил, что этот интервал должен быть меньше длины уплотнения, но больше размера зерна.

Структурные исследования мантийных разрезов офиолитов выявили связь экстракции и миграции базальтовых расплавов с высокотемпературными деформациями мантийных перидотитов [Nicolas, 1986]. Условная схема движения расплава в диапире под областью спрединга на разных глубинах — в ходе зарождения, развития и трансформации расплава, а также схематическое положение плоскостных деформационных структур («локальных плоскостей сдвига») в перидотите относительно границ линзы мантийных реститов была предложена Г.Н. Савельевой [1987] (рис. 6, а). Детально роль сдвиговых деформаций при формировании дунитовых тел рассмотрена в работе [Kelemen, Dick, 1995]. Авторы показали, что миграция расплавов сквозь гарцбургиты сопровождалась образованием дунитов вдоль сдвиговых зон на глубине менее 30 км и при температурах 950—1100 °С. Было предположено, что фокусирующая миграция расплава обусловлена существованием градиента давления между материалом с различными физическими свойствами и быстрой инфильтрацией расплава вдоль ориентированных границ зерен в мантийном тектоните.

По данным А. Томмази с соавторами [Tommasi et al., 2006], в гарцбургитах хр. Мюррей (Канадские Кордильеры) сохранились следы неоднократного синкинематического и фокусирующего прохождения расплава сквозь реститы на глубинах менее 70 км. Распределение дунитовых жил, заместивших гарцбургиты, контролируется ориентировкой плоскости уплощенности минералов гарцбургитов.

Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах была установлена и на Полярном Урале [Савельева и др., 1980, 2008]. На примере войкаро-сыннинского комплекса показано, что система дунитовых жил в гарцбургитах закономерно ориентирована относительно таких элементов крупномасштабной складки течения гарцбургитов, как замок, шарнир и осевая плоскость, т.е. поле напряжений контролировало пути движения расплава, маркированные дунитовыми телами (см. рис. 6, б). При этом существовала определенная асинхронность позднего этапа проникающих пластических деформаций, ответственных за появление складки течения, и сколово-сдвиговых (непроникающих) деформаций с образованием сетки дунитовых жил. Распределение и морфология хромитовых тел среди дунитов дополняет характеристику условий миграции расплавов.

Существенное возрастание дифференциального стресса $\sigma_1 - \sigma_3$ при формировании дунитов отражено и в увеличении четкости кристаллооптических ориентировок оливина этих пород в сравнении с гарцбургитами. Чем больше мера упорядоченности систем внутрикристаллического трансляционного скольжения (плоскости/плоскостей скольжения и направления скольжения) оливина, тем выше скорость деформаций при условии постоянной температуры. Более сильные максимумы ориентировки оптических осей (особенно максимумы N_g оливина) в дунитах относительно гарцбургитов установлены во многих офиолитовых комплексах: на Полярном Урале, в Омане, хр. Мюррей [Tommasi et al., 2006].

Влияние стресса на сегрегацию и перемещение расплава подтверждается экспериментально [Katz et al., 2006; Holtzman, Kohlstedt, 2007]. Проведена серия лабораторных опытов по сегрегации расплава в оливиновом субстрате при различных соотношениях деформации сдвига и уровнях стресса. Установлено, что при деформациях расплав мигрирует в сеть ветвящихся жил, окружающих линзы расплавосодержащей породы (см. рис. 6, в). При сдвиговых деформациях формируются полосы, обогащенные расплавом. Мощность и ориентировка этих полос показывают четкую зависимость от величины дифференциального стресса. При выведении мантийных пород в кору под центром спрединга скорость деформаций возрастает от центра области плавления к краю блока, аккреотирующегося к литосфере, и наибольшее количество расплава проходит именно через эти краевые зоны (см. рис. 6, г).

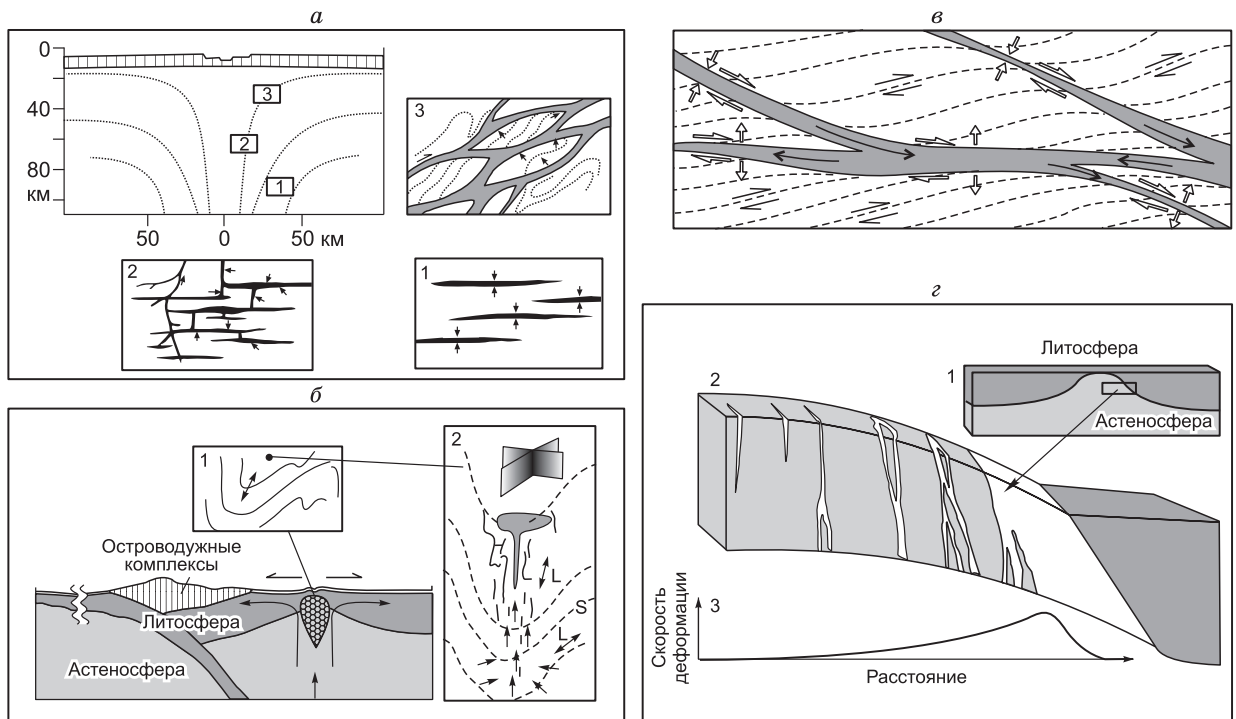


Рис. 6. Схемы, иллюстрирующие пространственную сегрегацию расплава под зонами спрединга.

a — схема движения расплава в диапире под область спрединга [Савельева, 1987]. Пунктирные линии — траектории течения вещества. 1—3 — стадии зарождения, развития и трансформации расплава (серое) на разных глубинах, стрелки — направление течения расплава, пунктирные линии в линзах (врезка 3) — схематическое положение плоскостных деформационных структур («локальных плоскостей сдвига») в мантийном перидотите относительно границ линзы респитов; *б* — положение дунитовых тел, маркирующих пути транспортировки расплавов, относительно структур пластических и хрупкопластических деформаций мантийных перидотитов войкаро-сыннинского комплекса в обстановке надсубдукционного спрединга [Савельева и др., 2008]. 1 — схематическое положение дунитовых тел в деформируемых гарцбургитах относительно осевой части крупномасштабной складки; в мантийных респитах на глубинах 15—5 км формируются крупные складки течения с крутыми шарнирами; 2 — схема преимущественной ориентировки дунитовых жил и тел — в замках и шарнирах складок пластического течения (штриховая линия — полосчатость S, линейность — стрелки L), где возникают зоны разрядки напряжений (повышенной проницаемости). Именно эти зоны используются поднимающимися расплавами (стрелки), и в них формируются дуниты (сплошные линии — жилы, серое — крупные тела); *в* — сегрегация расплава в условиях стресса, по данным [Holtzman, Kohlstedt, 2007]. Штриховые линии в линзах — локальные плоскости сдвига, светлые области в линзах — полосы, обогащенные расплавом. Короткие светлые стрелки — ориентировка стресса, черные стрелки — направление течения расплава; *г* — гипотетическое пространственное распределение сегрегаций расплава (светлое), образующихся под действием стресса под срединно-океаническим хребтом, по данным [Holtzman, Kohlstedt, 2007]: 1 — срединно-океанический хребет, 2 — градиент распределения расплава от литосферы (справа) к центру плавления — рифтовой зоне (слева); степень плавления возрастает к границе с литосферой: белое — область, насыщенная расплавом и отдельные пакки расплава; скорость деформации минимальна в центре плавления, что показано внизу на профиле; тубулярная форма структур с расплавом в этой области дает основания предполагать, что плавучесть здесь является преобладающей силой, формирующей сегрегацию расплава. 3 — скорость деформаций возрастает от центра области плавления к ее краю (к литосфере).

Модели формирования дунитов в мантии. Как рассмотрено выше, дуниты замещения в мантии могут формироваться либо при поровом реакционном течении расплавов вследствие РИН, либо в поровых реакционных зонах вдоль трещин, по которым двигался расплав, либо вдоль ослабленных сдвиговых зон в перидотитах, куда расплав мигрирует под действием стресса. Другими словами, дуниты замещения образуются в мантии тогда, когда расплавы, сформированные в результате частичного плавления перидотита при относительно высоком давлении, снова реагируют с ним при более низком. Следует отметить, что в дунитах, представляющих поровые реакционные зоны вдоль трещин, часто наблюдаются пироксенитовые или габбровые участки, сформированные при кристаллизации захороненных остаточных расплавов. Подробно этот способ рассматривался Г. Зуром [Suhr, 1999].

Кроме того, мантийные дуниты офиолитов иногда интерпретируются либо как дайки кумулятов, образовавшиеся на месте трещин, заполненных зернами оливина [Nicolas, Jackson, 1982; Takahashi, 1992], либо как тугоплавкий остаток, сформировавшийся при очень больших степенях плавления мантийных перидотитов [Jackson, Ohnenstetter, 1981].

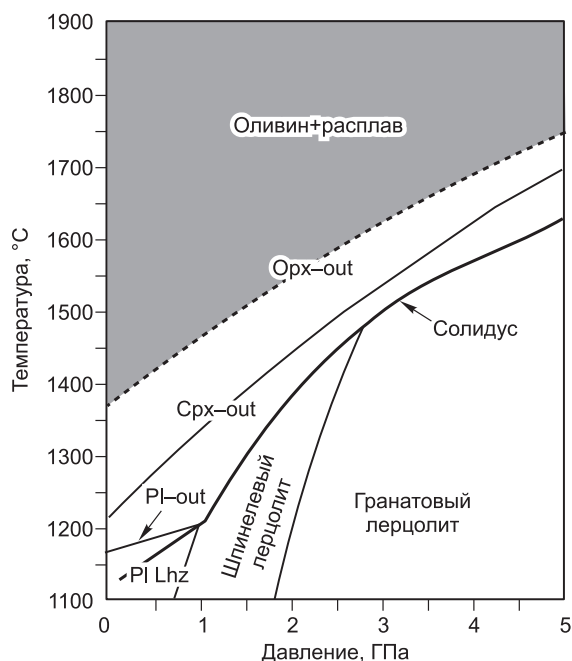


Рис. 7. Фазовые соотношения в мантийном перидотите при плавлении в закрытой системе (модифицирована по [Walter, 2003]).

Cpx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Lhz — лещолит, out — линии исчезновения Pl, Орх, Срх.

Рассматривая вопрос о кумулятивном генезисе дунитов, следует учитывать, что скорость движения расплава по трещине велика и достаточна для обеспечения адиабатического режима. Адиабатически поднимающиеся расплавы в мантии не будут насыщены никакими минеральными фазами, в том числе и оливином [Йодер, 1979]. Поэтому для таких расплавов образование дунитов в результате фракционной кристаллизации оливина в мантии маловероятно [Kelemen et al., 1995a]. В случае более медленного движения расплавов, в условиях термального равновесия с окружающей мантией, может происходить кристаллизация оливина, однако вместе с реакцией растворения пироксенов, что эквивалентно процессам замещения, рассматриваемым выше. В условиях литосферы примитивные кондуктивно остывающие расплавы могут застывать в трещинах, что будет сопровождаться насыщением оливином и его кристаллизацией. При этом возможно, что фракционированный остаточный расплав будет отжиматься от кумулюса, оставляя дунитовые прожилки. Вероятно, такие механизмы имеют место, но объяснить с их помощью образование протяженных мощных дунитовых тел в мантии, так же как и сетки пересекающихся жил, затруднительно. Кроме того, как будет показано ниже, химический состав минералов в дунитах невозможно объяснить, если предполагать их чисто кумулятивный генезис.

Для того чтобы в результате плавления мантийных перидотитов образовался остаток, состоящий только из оливина и хромшпинели, необходимо, чтобы степень плавления пород превышала 40% [Asimow, Stolper, 1999]. Как следует из экспериментальных данных, для этого в закрытой системе требуются температуры выше 1470 °C при давлении более 1 ГПа (рис. 7). Очевидно, что условия такого равновесия значительно выше по температуре всех оценок образования базальтов срединно-океанических хребтов: $T = 1320\text{—}1350\text{ °C}$, $P = 1.0\text{—}1.5\text{ ГПа}$ [Соболев, 1996; Herzberg et al., 2007]. В условиях надсубдукционного спрединга, в присутствии повышенных содержаний воды, возможно достижение более высоких степеней плавления и, следовательно, более истощенных остатков [Gaetani, Grove, 1998; Falloon, Danyushevsky, 2000]. Однако морфология дунитовых тел противоречит их образованию путем плавления. Если дунитовые тела представляют результат частичного плавления, то необходимо предположить существование больших локальных градиентов температуры в конвертирующей мантии. Эти градиенты должны достигать масштабов в градусы на сантиметр, что не представляется возможным для пластической среды, которой является астеносферная мантия. Кроме того, минеральный и химический составы мантийных дунитов офиолитовых комплексов противоречат их образованию в качестве тугоплавкого остатка (см. след. раздел).

МАНТИЙНЫЕ ДУНИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА

Гипотеза о том, что дунитовые тела в мантии, вероятно, маркируют зоны подъема мантийных расплавов, привлекла внимание к детальному изучению вещественного состава дунитов и вмещающих гарцбургитов офиолитовых комплексов. Здесь мы суммируем данные этих исследований.

Детальные исследования состава минералов по разрезам через дунитовые тела и вмещающие гарцбургиты. Г. Зур [Suhr, 1999; Suhr et al., 2003] изучил состав минералов по профилям через дуниты и гарцбургиты для 60 различных тел мощностью от 10 до 40 м в комплексах Тэйбл Маунтин, Норд Арм и Блоу-ми-Даун офиолитов Бэй-оф-Айлэнда. Он показал, что на границе дунит—гарцбургит существует резкий градиент состава минералов (рис. 8, а, б). При этом оливины большинства дунитов по сравнению с оливином гарцбургитов характеризуются более высоким Fo ($Fo = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$) и содержанием CaO и более низкими содержаниями NiO. Хромшпинель дунитов отличается от таковой гарцбургитов более высоким Cr# ($Cr / (Cr + Al)$), более высокими содержаниями Fe^{3+} и TiO_2 . Наблюдается отсутствие корреляций между Cr# шпинели и содержанием NiO и Fo в оливине. По разрезу дунит—гарцбургит отмечены систематические вариации состава, зависящие от мощности дунитов: чем мощнее дунитовое

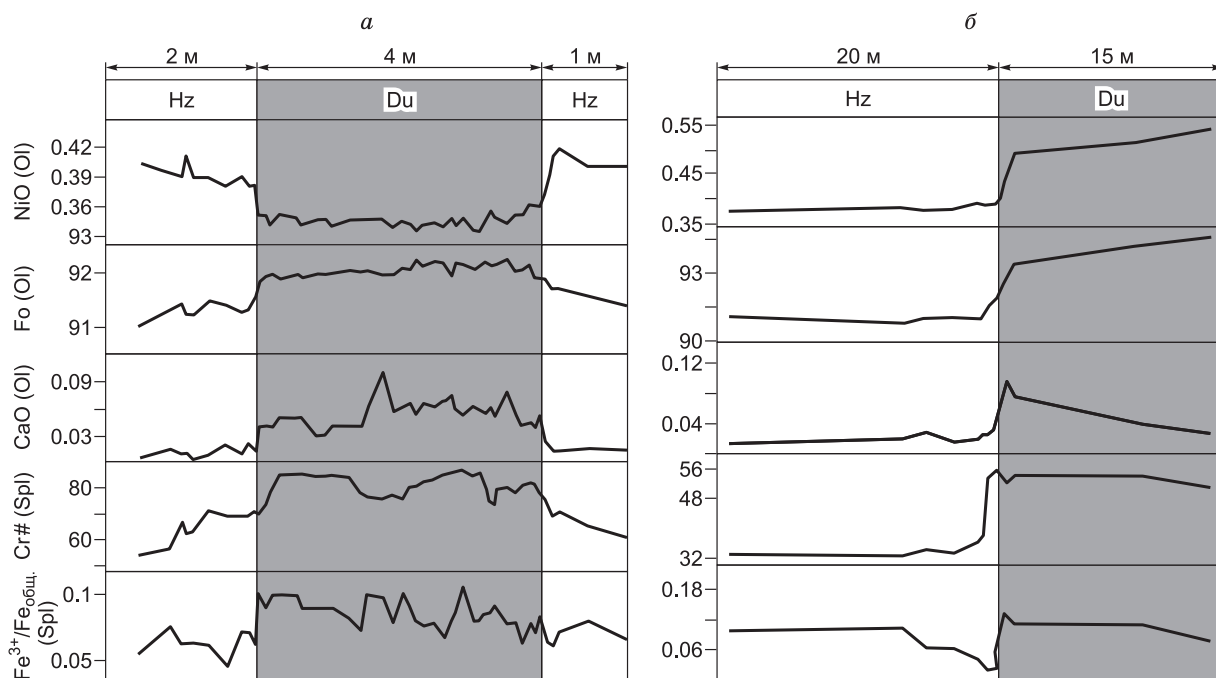


Рис. 8. Вариации состава (мас.%) оливина и хромшпинели по разрезам через дунитовые тела и вмещающие перидотиты в офиолитах Бэй-оф-Айлэндса, по данным [Suhr et al., 2003].

a — комплекс Блоу-Ми-Даун, *б* — комплекс Тэйбл Маунтин. Du — дуниты, Hz — гарцбургиты.

тело, тем выше содержание TiO_2 в шпинели и ниже содержание NiO в оливине [Suhr et al., 2003]. Отмечено также, что по мере увеличения мощности дунитовых тел, состав минералов становится более рефракторным — возрастает Fo оливина и Cr# шпинели. Обнаружено два дунитовых тела, в которых содержания Fo и NiO в оливине выше, чем во вмещающих гарцбургитах (см. рис. 8, б).

Отмеченные особенности состава не могут быть объяснены ни реститогенным, ни кумулятивным образованием дунитов. Дуниты-кумуляты должны иметь более низкий Fo оливина, чем вмещающие перидотиты. Дуниты-реститы вместе с более высоким Fo по сравнению с перидотитами должны иметь более низкое содержание CaO и высокое NiO в оливине, а содержания Fe^{3+} и TiO_2 в хромшпинели должны быть ниже. Г. Зур провел численное моделирование поведения главных элементов (Mg, Fe) и элементов-примесей (Ni, Sc, Nd) при образовании дунита из гарцбургита в результате реакций растворения—осаждения: гарцбургит + расплав1 = оливин + расплав 2 [Suhr, 1999; Suhr et al., 2003]. Было показано, что на Fo оливина в этом случае влияет количество осаждающегося новообразованного оливина и начальный $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ мигрирующего расплава. Если гарцбургит и мигрирующий расплав находятся в равновесии с оливином одинаковой магнезиальности (при моделировании использовался $\text{Fo} = 91.3$), то Fo в оливине дунитов будет выше, чем в гарцбургите. Если просачивающийся расплав находится в равновесии с оливином более магнезиальным ($\text{Fo} = 93.3$), чем оливин гарцбургита, то Fo в оливине дунитов, образующихся в реакции, увеличивается еще значительно. Содержание NiO в оливине дунита ниже, чем в гарцбургите из-за растворения ортопироксена. Этот результат почти не зависит от магнезиальности исходного расплава.

Наши данные по составу оливина из шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов мантийных разрезов офиолитового комплекса Троодос показывают, что оливины дунитов характеризуются более низким содержанием NiO относительно перидотитов (рис. 9). При этом оливин дунитов показывает сильный разброс в содержании Fo. Оливины дунитов имеют гораздо более низкое содержание NiO (мас.%), чем то, которое ожидается при высоких степенях плавления мантийных перидотитов. Для сравнения на рис. 9 показаны составы оливинов из архейских коматиитов [Sobolev et al., 2007], которые действительно являются результатом высоких степеней плавления мантии [Arndt, 1986].

Детальное изучение состава минералов по разрезам дунитов и вмещающих перидотитов проведено для комплексов Жозефина и Тринити [Morgan et al., 2008]. Первый — относится к гарцбургитовому, а второй — к лерцолитовому подтипу офиолитов [Boudier, Nicolas, 1985]. Исследования позволили выявить геохимические различия перехода в последовательности дунит—гарцбургит и дунит—гарцбургит—лерцолит. В комплексе Жозефина составы оливина и хромшпинели являются функцией расположе-

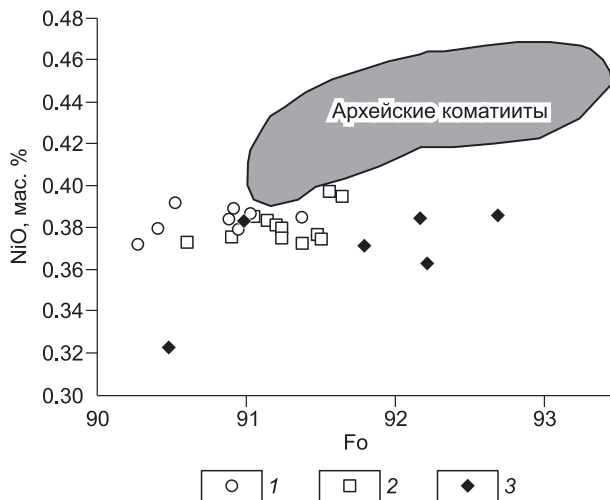


Рис. 9. Содержание NiO (мас.%) и Fo в оливинах из дунитовых тел и вмещающих перидотитов (шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов) комплекса Троодос.

1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — дуниты. Для сравнения показано поле архейских коматиитов.

рис. 10, б). При переходе дунит → гарцбургит → лерцолит Fo оливина сохраняется постоянным (Fo_{90}), а в плагиоклазовых лерцолитах увеличивается до $Fo_{90.4}$. Содержание NiO в оливине дунитов ниже, чем в оливине гарцбургитов. Увеличение NiO в оливине гарцбургитов до постоянной величины происходит на интервале протяженностью 2 м от контакта с дунитами. Пограничный слой в дунитах тоньше, чем в гарцбургитах и лерцолитах.

Применение численного моделирования [Morgan et al., 2008] показало, что в обоих офиолитовых комплексах (Жозефина и Тринити) дополнительно к течению расплава параллельно контакту дунит—гарцбургит большое значение имела миграция расплава, направленная перпендикулярно этой границе. В случае комплекса Жозефина миграция расплава шла из вмещающих гарцбургитов в дунитовый канал. В комплексе Тринити наоборот — миграция расплава была направлена от дунитового канала во вмещающие гарцбургиты.

Таким образом, состав минералов дунитов и их вариации по разрезу дунит—гарцбургит нельзя объяснить с помощью реститогенной или кумулятивной гипотез формирования дунитов. Наиболее важ-

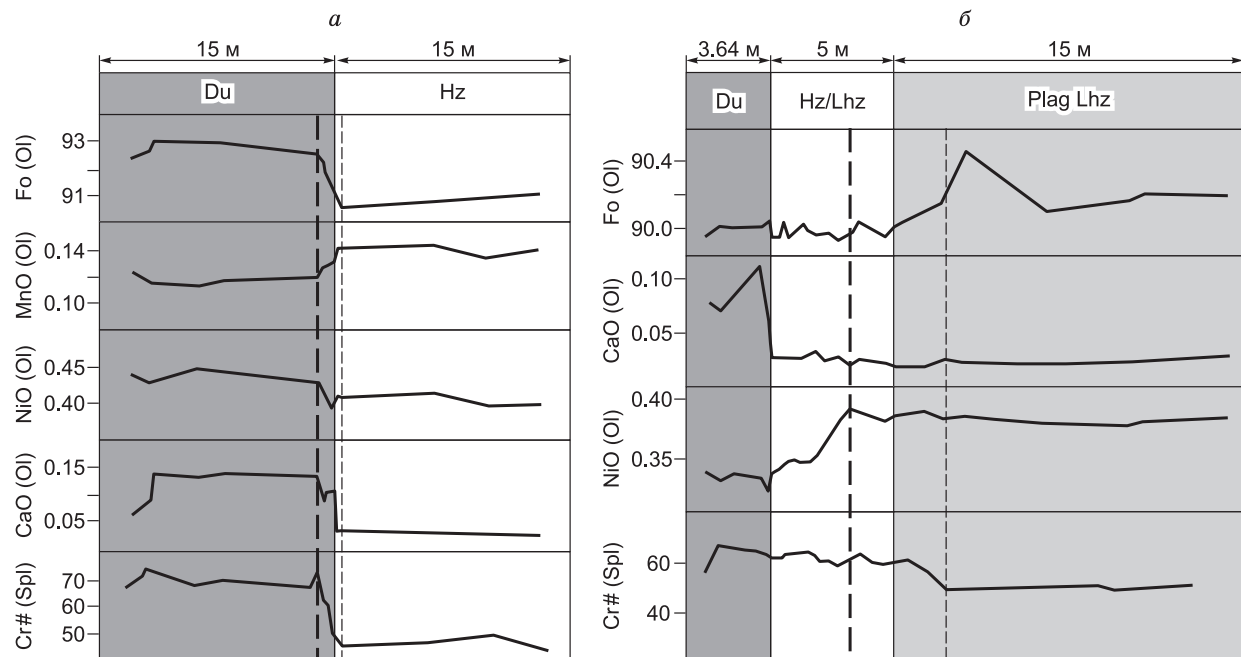


Рис. 10. Вариации состава (мас.%) оливина и хромшпинели по разрезам через дунитовые тела и вмещающие перидотиты в офиолитах Северной Америки, по данным [Morgan et al., 2008].

а — комплекс Жозефина, последовательность дунит—шпинелевый гарцбургит. Штриховыми линиями отмечена мощность пограничного слоя между дунитами (жирная) и гарцбургитами (тонкая); б — комплекс Тринити, последовательность дунит—шпинелевый гарцбургит—шпинелевый лерцолит—плагиоклазовый лерцолит. Штриховыми линиями показано наличие пограничного слоя между лерцолитами (жирная) и плагиоклазовыми лерцолитами (тонкая). Lhz — шпинелевый лерцолит, Plag Lhz — плагиоклазовый лерцолит.

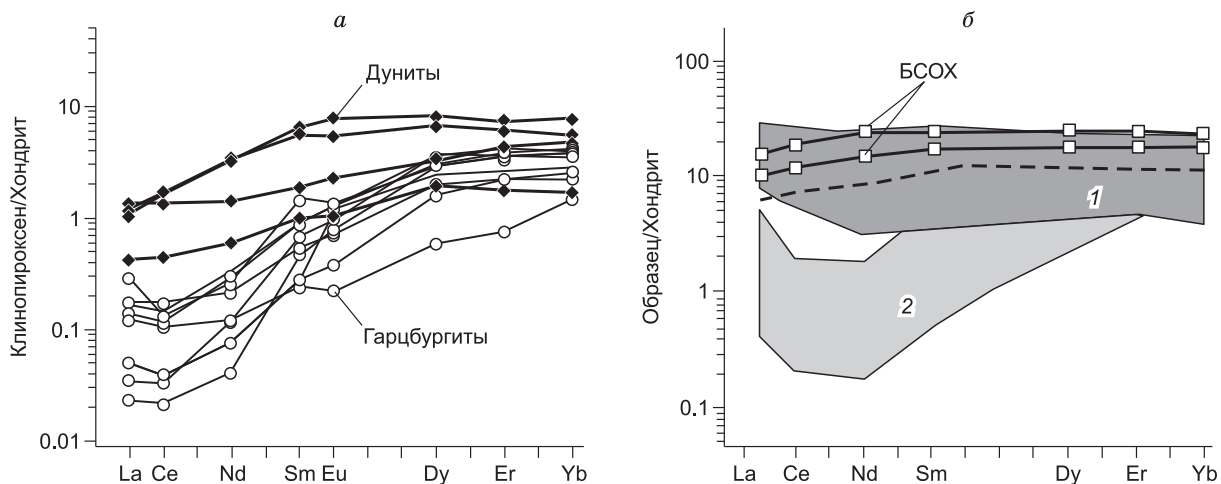


Рис. 11. Содержание РЗЭ в клинопироксенах из дунитовых тел и вмещающих гарцбургитов (а) и (б) составы расплавов, равновесные с клинопироксеном из дунитов (1) и гарцбургитов (2), офиолитов Омана, по данным [Kelemen et al., 1995a].

Для сравнения показаны составы нормальных и деплетированных (штриховая линия) БСОХ, по данным [Kelemen et al., 1995a].

ными результатами рассмотренных выше исследований является то, что они показали: 1) состав различных дунитовых тел внутри одного офиолитового комплекса сильно варьирует и определяется главным образом составом мигрирующего расплава; 2) на литологической границе раздела дунит—гарцбургит наблюдается резкий градиент концентраций состава минералов; 3) пространственный интервал на границе дунит—гарцбургит (пограничный слой), на протяжении которого происходит изменение состава минералов, не центрирован относительно этого раздела (см. рис. 8, 10). Сдвиг пограничного слоя, вероятно, связан с течением расплава поперек литологической границы.

Клинопироксен мантийных дунитов. Мантийные дуниты офиолитовых комплексов почти всегда содержат клинопироксен [Kelemen et al., 1995a; Suhr, 1999; Buchl et al., 2002; Suhr et al., 2003; Morgan et al., 2008]. Последний встречается в дунитах в виде интерстиционных зерен, часто ассоциирующих с хромшпинелью. Распределение клинопироксена в разрезах дунит—гарцбургит показывает, что он не может являться фазой, остаточной от частичного плавления, поскольку в этом случае его количество должно было бы увеличиваться по направлению к границе с гарцбургитами, чего не наблюдается [Suhr, 1999]. Кроме того, составы клинопироксенов из дунитов и гарцбургитов сильно отличаются друг от друга по содержанию несовместимых микроэлементов (РЗЭ, Ti, Zr, Y). Клинопироксен дунитов, вероятно, образуется на последних стадиях миграции расплавов, когда проходящий по каналу расплав начинает остывать и насыщается оливином и клинопироксеном. Для офиолитов Омана было показано, что клинопироксен из гарцбургитов имеет составы, неравновесные с БСОХ, и является остаточной минеральной фазой, сохранившейся после плавления пород [Kelemen et al., 1995a]. В то же время клинопироксен из дунитовых тел, заключенных в этих гарцбургитах, имеет составы, близкие к равновесным с БСОХ и вулканитами Омана (рис. 11). Хромшпинель из дунитов тоже имеет составы, близкие к шпинели из БСОХ. На основе этого сделан вывод о том, что дуниты представляли собой каналы транспорта расплавов.

Особенности состава клинопироксена из дунитов связаны с особенностями состава магм, образующихся в геодинамической обстановке формирования того или иного офиолитового комплекса. Так, мантийные дуниты Троодоса, образование которого связано с надсубдукционным спредингом, содержат клинопироксены, равновесные с расплавами, близкими к бонинитам верхних подушечных лав комплекса [Buchl et al., 2002]. В верхнекоревой части разреза офиолитов Бэй-оф-Айлэндса преобладают породы, по составу близкие к БСОХ, в крупных мантийных дунитах комплекса установлены клинопироксены, равновесные только с ультраобедненными расплавами [Suhr et al., 2003]. Отсутствие в этих дунитах клинопироксенов, равновесных с расплавами, близкими к БСОХ, дает возможность предполагать, что эти дуниты не участвовали в основном транспорте расплавов, а формировались вдали от оси хребта в поровых реакционных зонах вокруг трещин.

Наличие в мантийных дунитах клинопироксена, особенности его состава и распределения в разрезе дунит—гарцбургит свидетельствуют о том, что дуниты не являются мантийными реститами и могут представлять собой каналы, по которым расплавы двигались к поверхности.

Высокосидерофильные элементы (ВСЭ) и изотопы Re-Os. Содержание высокосидерофильных элементов (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) и изотопов рения и осмия изучено в дунитах и вмещающих гарцбургитах

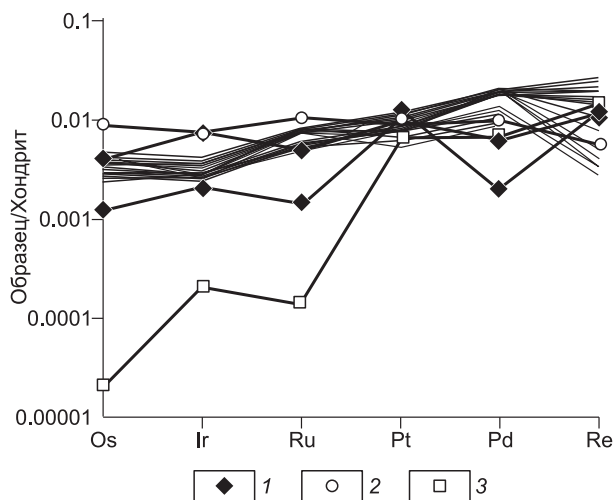


Рис. 12. Спектры распределения высокосидерофильных элементов в дунитах офиолитов Троодоса, по данным [Buchl et al., 2002].

1 — дуниты; 2 — шпинелевые лерцолиты; 3 — бониниты, верхние подушечные лавы. Тонкие линии — коматииты Костомукши [Puchtel, Humayun, 2005].

офиолитов Троодоса [Buchl et al., 2002, 2004]. ВСЭ являются совместимыми с кристаллической фазой (сульфидом) в процессе частичного плавления и потому накапливаются в мантийном источнике [Shirey, Walker, 1998]. Кроме того, они обладают разной степенью совместимости с кристаллической фазой: Os, Ir, Ru более, а Pt, Pd, Re менее совместимые элементы [Barnes et al., 1985]. Благодаря этому, при частичном плавлении мантии элементы первой группы накапливаются в остаточном перидотите в большей степени, чем второй. Этому же принципу подчиняется и Re—Os изотопная система, основанная на распаде $^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$. При плавлении мантии рений преимущественно уходит в расплав, а осмий накапливается в остатке [Reisberg, Lorand, 1995]. Это ведет к экстремальному фракционированию Re/Os отношения между коровыми и мантийными породами, низкими, близкими к хондритовым (0.1275), отношениям $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в мантийных породах и высоким — в древних продуктах плавления.

Установлено, что дуниты мантийного разреза комплекса Троодос характеризуются содержанием и распределением ВСЭ и изотопов Re—Os, не типичными как для перидотитов, образовавшихся при частичном плавлении мантии, так и для продуктов фракционирования и кристаллизации расплавов. Отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{t=90 \text{ млн лет}}$ (0.1335—0.1374) в дунитах выше, чем в гарцбургитах (0.1288—0.1311), но близко к островодужным вулканитам. На контакте гарцбургит—дунит происходит быстрое увеличение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Радиогенное значение отношений изотопов осмия невозможно объяснить накоплением ^{187}Os в результате радиоактивного прироста со времени образования массива Троодос (90 млн лет) [Buchl et al., 2002], так как коррекция на возраст незначительна.

Спектры распределения ВСЭ в дунитах (рис. 12) схожи с таковыми бонинитов верхних подушечных лав Троодоса, отличаясь от последних более высоким уровнем концентраций ВСЭ. Особой чертой спектров распределения ВСЭ в дунитах является фракционирование Os и Ir друг от друга ($(\text{Os}/\text{Ir})_N = 0.6$) [Buchl et al., 2002], что не характерно для процессов плавления и кристаллизации. Такие спектры, видимо, отражают образование дунитов в результате просачивания через гарцбургиты расплавов с повышенным $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, типичных для надсубдукционной обстановки, в которой формировались офиолиты Троодоса. Поэтому высокое отношение изотопов осмия и распределение ВСЭ в дунитах объясняется наличием в них смеси остаточного мантийного и магматического сульфида, образованного из мигрирующих надсубдукционных расплавов.

ОБРАЗОВАНИЕ ДУНИТОВ ЗАМЕЩЕНИЯ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Исследования по взаимодействию базальтовый расплав/перидотит все еще остаются немногочисленными по сравнению с экспериментами по частичному плавлению вещества. Наиболее ранние [Kelemen et al., 1990] — проводились с целью определения влияния реакций расплав/перидотит на состав расплава. В результате было обнаружено несколько важных особенностей растворения гарцбургита, но условия проведения экспериментов не позволили сделать выводы о кинетике протекающих процессов. Последующее изучение было направлено на выяснение ряда конкретных вопросов, связанных с процессами миграции расплава и реакции расплав/перидотит. Так, задачей исследований М. Дайнеса и Д. Кольштедта [Daines, Kohlstedt, 1994] было определение влияния реакции расплав/перидотит на механизмы и кинетику миграции расплава в мантийных породах и тестирование гипотезы о том, что реакция, происходящая при миграции расплава, может способствовать переходу от порового течения к течению по каналам (гипотезы РИН). Серия экспериментов по реакционному растворению гарцбургита и лерцолита в базальтовых расплавах [Morgan, Liang, 2003, 2005] была направлена на выяснение кинетики процессов трансформации гарцбургит → дунит, лерцолит → гарцбургит → дунит и причин возникновения градиентов состава элементов на контакте дунит/гарцбургит, дунит/гарцбургит/лерцолит, установленных в офиолитовых комплексах. С. Ламбарт с соавторами [Lambart et al., 2008] исследовали эффекты фокусирования расплава в высокопроницаемых каналах и их влияние на химический состав поднимающихся базальтов, на пропорции и состав твердых фаз окружающих перидотитов.

Эксперименты М. Дайнеса и Д. Кольштедта [Daines, Kohlstedt, 1994] проводились при $T = 1250$ °С, $P = 0.3$ ГПа в никелевой капсуле. В качестве стартовых материалов использовались твердые диски предварительно спрессованных синтетических перидотитов, состоящих из различных пропорций оливина и ортопироксена, и щелочных базальтов. Ученые обнаружили образование реакционной зоны (реакционного слоя) на границе гарцбургит—расплав. В этой зоне весь пироксен растворялся, а фракция расплава и размер зерен оливина увеличивались. Наблюдалось также развитие тонких вытянутых пальцев, состоящих из смеси оливин + расплав, проникающих в гарцбургит. Такая пальцеобразная структура может являться следствием реакционной инфильтрационной нестабильности (РИН) и, таким образом, подтверждает возможность образования самоорганизующихся дунитовых каналов.

Опыты по растворению гарцбургита ($T = 1250$ — 1290 °С, $P = 0.6$ — 0.75 ГПа) в базальтовых и лерцолита ($T = 1300$ °С, $P = 1$ ГПа) в базальтовых и андезитобазальтовых расплавах проводились с использованием реакционных пар, состоящих из синтезированных стержней базальтов и перидотитов, в разделенных графитом молибденовых капсулах [Morgan, Liang, 2003, 2005]. В экспериментах наблюдалось, что реакционное растворение гарцбургита приводит к образованию безпироксеновых расплавосодержащих дунитов. На границе дунита и гарцбургита образуется резкий минеральный фронт: количество ортопироксена резко снижается от 40 % в гарцбургите до 0 в дуните. Установлено, что толщина образующегося дунитового слоя пропорциональна корню квадратному из времени эксперимента, а скорость его роста ограничена скоростью диффузии главных элементов в расплаве. Вдоль резкого минерального фронта обнаружен широкий пограничный слой, в котором содержания главных элементов и элементов-примесей в интерстициальном расплаве и оливине систематически варьируют как функция расстояния и времени. Было определено, что оливин образовавшихся дунитов состоит из нескольких поколений, включающих реликты ядер оливина из гарцбургита до эксперимента, которые обрастают каймами новообразованного оливина и дендритов новообразованного оливина в расплаве. Это позволило подтвердить предположение о том, что дунит образуется в результате реакций растворения ортопироксена и, частично, оливина и его повторной кристаллизации. Резкий минеральный фронт и широкий пограничный слой являются результатами как эффекта растворения ортопироксена и оливина на границе раздела дунит—гарцбургит и повторной кристаллизации оливина в дуните, так и диффузионного обмена между кристаллами и расплавом. Процесс растворения и повторного осаждения был проверен расчетом баланса масс с использованием составов минералов и расплава. Этот расчет показал, что растворение 1 г ортопироксена из гарцбургита в 2 г расплава приводит к осаждению 0.6 г новообразованного оливина и увеличению количества расплава до 2.4 г, что согласуется с данными работы [Kelemen, 1990]. Результаты экспериментов (концентрационные профили расплава и минералов, скорость растворения) были использованы в моделировании, показавшем, что только одно диффузионное растворение неспособно привести к образованию дунитов шириной более нескольких метров за время подъема мантии под СОХ. Для формирования больших дунитовых тел необходим подток расплава в зону реакции (высокое отношение расплав/порода). Состав образующихся дунитов и градиенты состава оливина вдоль границы гарцбургит—дунит зависят от состава реакционного расплава.

В результате растворения лерцолита в базальтовом расплаве формируются последовательности дунит + поровый расплав → гарцбургит → лерцолит (ДГЛ) или гарцбургит → лерцолит [Morgan, Liang, 2005]. Образование той или иной последовательности зависит от степени насыщения реагирующего расплава оливином. Дуниты в ДГЛ не содержат пироксенов, а в гарцбургитах обеих последовательностей отсутствует клинопироксен. Авторы отмечают, что профили концентраций на границе гарцбургит—дунит или ДГЛ, полученные в экспериментах и описанные для офиолитовых комплексов, качественно похожи, однако последние являются гораздо более сложными. Природные дуниты в отличие от полученных дунитов содержат клинопироксен.

С. Ламбарт с соавторами [Lambart et al., 2008] свои эксперименты проводили на установке цилиндр—поршень. Фокусирование расплава происходило мгновенно при давлении 1.25 ГПа. Эти эксперименты, так же как и теоретические расчеты [Asimow, Stolper, 1999], показали, что декомпрессионное плавление лерцолитов не может привести к полному расходованию ортопироксена и образованию дунитового рестита. Полное расходование ортопироксена достигается благодаря фокусированию расплава. Последнее приводит к увеличению коэффициента для ортопироксена в реакции плавления и вызывает его быстрое удаление из рестита. Давление, при котором может образовываться дунитовый остаток, сильно зависит от величины фактора фокусирования расплава (Ω), показывающего, во сколько раз увеличивается общая масса жидкости в системе. В экспериментах при $P = 0.5$ и 0.8 ГПа образование дунита достигалось при $\Omega = 4$ и 8 (отношение расплав/порода 0.26 и 0.62). Для давления выше 1 ГПа дунит формируется при очень высоких фокусирующих факторах >23 . Это показывает, что образование дунитовых каналов под зоной спрединга, вероятно, происходит в интервале давлений от 1.25 до 0.5 ГПа. Ниже этого интервала, видимо, преобладают процессы рассеянного порового течения, а выше (в коре) — течения по трещинам.

Таким образом, результаты исследований подтвердили возможность образования дунитов путем взаимодействия перидотит/базальтовый расплав и формирования дунитовых каналов вследствие РИН. Систематические вариации составов оливина и пироксенов в разрезах дунит—гарцбургит и гарцбургит—лерцолит, полученные в экспериментах, похожи на те, что наблюдаются в мантийных разрезах офиолитов. Установлен интервал давлений, предпочтительный для формирования дунитовых каналов в мантии. Вместе с тем установлен ряд отличий между результатами экспериментов и природными объектами. Эти отличия объясняются гораздо большей сложностью процессов, действующих в мантии, чем те, которые можно воспроизвести в лаборатории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные модели транспорта расплавов в конвектирующей мантии базируются на изучении срединно-океанических хребтов современных океанов и мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Геохимические данные и оценки мантийной пористости свидетельствуют о том, что подъем расплавов к поверхности в мантии под СОХ происходит путем фокусированного течения по химически изолированным каналам. Механизмы, вызывающие организацию рассеянного в объеме породы межзернового порового просачивания в течение по каналам, остаются наименее понятными. В качестве способов локализации течения расплава предложены модели: гидравлического трещинообразования; образования самоорганизующихся каналов растворения под действием реакционной инфильтрационной неустойчивости (РИН) и механической локализации расплава под воздействием стресса. По-видимому, два последних механизма действуют вместе, усиливая друг друга. Несмотря на отсутствие единой точки зрения о механизмах транспорта расплава, большинство исследователей сходятся во мнении, что независимо от конкретного способа движения расплавов, этот процесс сопровождается образованием в мантии дунитов замещения в результате реакции расплав/перидотит. Этот механизм не отвергает возможности существования кумулятивных дунитов, особенно в коровых комплексах. Однако многочисленные дунитовые тела в мантии маркируют области передвижения расплавов, представляя следы каналов, по которым происходит их миграция. Дуниты замещения могут образовываться в поровых реакционных зонах вдоль трещин, по которым двигался расплав, либо вдоль ослабленных сдвиговых зон в перидотитах, куда мигрировал расплав под действием стресса. Кроме того, дуниты могут представлять каналы, формирующиеся при поровом реакционном течении расплавов вследствие РИН. Дунитовые каналы высокой пористости позволяют расплавам эффективно отделяться от области плавления и подниматься на поверхность, сохраняя свой изначальный состав. Теоретическое моделирование, данные экспериментальных исследований и изучение природных объектов свидетельствуют о возможности образования таких каналов в мантии под СОХ в интервале давлений 1.25—0.5 ГПа. На больших глубинах, видимо, преобладает рассеянное поровое течение расплавов, а на меньших — движение по трещинам. Таким образом, вероятно, основной объем магм под зонами спрединга поднимается на поверхность по дунитовым каналам, вокруг которых небольшая часть расплавов мигрирует посредством реакционного порового течения.

Несмотря на значительный прогресс, достигнутый в изучении процессов транспорта расплавов в мантии под центрами спрединга и связанного с ними образования мантийных дунитов, все еще немногочисленными остаются как экспериментальные работы по взаимодействию базальтовый расплав/перидотит, так и детальные исследования перехода дунит—гарцбургит в мантийных разрезах офиолитов. Последнее представляется наиболее важным для выявления особенностей миграции магм в различных геодинамических обстановках и(или) режимах спрединга, широко представленных в офиолитовых комплексах. В связи с этим принципиальную информацию могут предоставить комплексные исследования, проведенные с применением прецизионных геохимических методов, и включающие как определение содержаний несовместимых микроэлементов в минералах, так и высокосидерофильных элементов и изотопов Re—Os в породах.

Авторы выражают благодарность А.В. Соболеву за консультации и поддержку исследований, Н.Л. Добрецову, Б.А. Базылеву, Ф.П. Леснову и В.Н. Шарапову за конструктивные, критические замечания, которые позволили значительно улучшить работу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-65227, 08-05-00151) и НШ-150.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент // Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 283. Новосибирск, Наука, 1979, 248 с.

Добрецов Н.Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 93—102. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 403).

- 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., Зоненшайн Л.П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 181—193.
- Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е., Пономарева Л.Г., Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 368. Новосибирск, Наука, 1977, 220 с.
- Йодер Х.** Образование базальтовых магм. М., Мир, 1979, 283 с.
- Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В.** Взаимоотношение ультраосновных пород и ассоциирующихся с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1973, с. 44—56.
- Коржинский Д.С.** Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1982, 104 с.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР, вып. 404. М., Наука, 1987, 246 с.
- Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А.** Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.
- Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Суслов П.В., Брюгманн Г.** Структура каналов транспортировки расплавов в мантии // Геотектоника, 2008, № 6, с. 1—12.
- Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.
- Соболев А.В., Шимизу Н.** Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии // Докл. РАН, 1992, т. 326, № 2, с. 354—360.
- 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.
- Arndt N.T.** Differentiation of komatiite flows // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, № 2, p. 279—301.
- Asimow P.D., Stolper E.M.** Steady-state mantle—melt interactions in one dimension: I. Equilibrium transport and melt focusing // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 3, p. 475—494.
- Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P.** The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chem. Geol.*, 1985, v. 53, № 3—4, p. 303—323.
- Batanova V.G., Sobolev A.V.** Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus // *Geology*, 2000, v. 28, № 1, p. 55—58.
- Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V.** Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, № 5, p. 853—866.
- Beattie P.** The generation of uranium series disequilibria by partial melting of spinel peridotite: constraints from partitioning studies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993a, v. 117, № 3—4, p. 379—391.
- Beattie P.** Uranium-thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite // *Nature*, 1993b, v. 363, № 6424, p. 63—65.
- Bodinier J.L.** Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps // *Tectonophysics*, 1988, v. 149, № 1/2, p. 67—88.
- Boudier F., Nicolas A.** Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes Piemontaises) // *Bull. Suisse Miner. Petrol.*, 1972, v. 52, p. 39—56.
- Boudier F., Nicolas A.** Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 76, p. 84—92.
- Bourdon B., Zindler A., Elliott T., Langmuir C.H.** Constraints on mantle melting at mid-ocean ridges from global ^{238}U - ^{230}Th disequilibrium data // *Nature*, 1996, v. 384, № 21, p. 231—235.
- Braun M.G., Kelemen P.B.** Dunite distribution in the Oman ophiolite: implications for melt flux through porous dunite conduits // *Geochem., Geophys., Geosys.*, 2002, v. 3, № 11, doi:10.1029/2001GC000289.
- Brearley M., Scarfe C.M.** Dissolution rates of upper mantle minerals in an alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenolith survival // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 1157—1182.
- Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E.** Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic ridge) // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 745—771.

Buchl A., Brugmann G., Batanova V.G., Munker C., Hofmann A.W. Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 204, № 3—4, p. 385—402.

Buchl A., Brugmann G.E., Batanova V.G., Hofmann A.W. Os mobilization during melt percolation: the evolution of Os isotope heterogeneities in the mantle sequence of the Troodos ophiolite, Cyprus // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, № 16, p. 3397—3408.

Carlson R.W. A matter of give and take // *Nature*, 1992, v. 359, p. 16—17.

Coleman R.G. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? New York, Springer-Verlag, 1977, 229 p.

Daines M.J., Kohlstedt D.L. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, v. 21, № 2, p. 145—148.

Dick H.J.B. Evidence of partial melting in the Josephine peridotite // *Magma genesis* / Ed. H.J.B. Dick. Portland, Dept. Geol. Min. Ind. Oregon, 1977a, p. 59—62.

Dick H.J.B. Partial melting in the Josephine Peridotite. I. The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // *Amer. J. Sci.*, 1977b, v. 277, p. 801—832.

Dick H.J.B., Natland J.H. Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise // *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 1996, v. 147, p. 103—134.

Dilek Y. Ophiolite concept and its evolution / Eds. Y. Dilek, S. Newcomb // *Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 2003, v. 373, p. 1—16.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, № 2, p. 257—283.

Forsyth D.W., Scheirer D.S., Webb S.C., Dorman L.M., Orcutt J.A., Harding A.J., Blackman D.K., Morgan J.P., Detrick R.S., Shen Y., Wolfe C.J., Canales J.P., Toomey D.R., Sheehan A.F., Solomon S.C., Wilcock W.S.D. Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: the MELT experiment // *Science*, 1998, v. 280, № 5367, p. 1215—1218.

Gaetani G.A., Grove T.I. The influence of water on melting of mantle peridotite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 131, p. 323—346.

Hart S.R. Equilibration during mantle melting: a fractal tree model // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 1993, v. 90, p. 11914—11918.

Herzberg C., Asimov P.D., Arndt N., Niu Y.L., Leshner C.M., Fitton J.C., Cheadle M.J., Saunders A.D. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007, v. 8, Q02006, doi:10.1029/2006GC001390.

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.

Holtzman B.K., Groebner N.J., Zimmerman M.E., Ginsberg S.B., Kohlstedt D.L. Stress-driven melt segregation in partially molten rocks // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, № 5, doi:10.1029/2001GC000258.

Iwamori H. A model for disequilibrium mantle melting incorporating melt transport by porous and channel flows // *Nature*, 1993, v. 366, № 6457, p. 734—737.

Jackson M.D., Ohnenstetter M. Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, Alpine Corsica // *J. Geol.*, 1981, v. 89, № 6, p. 703—719.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis-Ii fracture-zone // *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 1992, v. 97, № B6, p. 9219—9241.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle — an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.-Solid Earth and Planets*, 1990, v. 95, № B3, p. 2661—2678.

Jull M., McKenzie D. The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B10, p. 21815—21828.

Kamenetsky V.S., Gurenko A.A. Cryptic crustal contamination of MORB primitive melts recorded in olivine-hosted glass and mineral inclusions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 153, № 4, p. 465—481.

Katz R.F., 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-relations, 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., Dick H.J.B. Focused melt flow and localized deformation in the upper-mantle — juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B1, p. 423—438.

Kelemen P.B., Joyce D.B., Webster J.D., Holloway J.R. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma; II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150C—1050C and 5 Kb // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, № 1, p. 99—134.

Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt rock reaction in the upper mantle // *Nature*, 1992, v. 358, № 6388, p. 635—641.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extraction of Mid-Ocean-Ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*, 1995a, v. 375, № 6534, p. 747—753.

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.*, 1995b, v. 100, № B1, p. 475—496.

Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 1997, v. 355, № 1723, p. 283—318.

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

Kinzler R.J., Grove T.L. Primary magmas of mid-ocean ridge basalts. 1. Experiments and methods // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, № B5, p. 6885—6906.

Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.*, 1987, v. 92, № B8, p. 8089—8115.

Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of focused magma transport and basalt-peridotite interactions beneath mid-ocean ridges: implications for the generation of primitive MORB compositions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 157, № 4, p. 429—451.

Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E., Hanson G.N., Taylor S.R. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 133—156.

Maaloe S. Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, p. 43—57.

Maaloe S., Scheie A. The permeability controlled accumulation of primary magma // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 81, p. 350—357.

McKenzie D. ²³⁰Th-²³⁸U disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 72, p. 149—157.

McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 625—679.

Morgan Z., Liang Y. An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 59—74.

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.

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

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. New York, Wiley, 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.

Nicolas A., Boudier F. Where ophiolites come from and what they tell us // *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* / Eds. Y. Dilek, S. Newcomb. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 2003, v. 373, p. 137—152.

Ortoleva P., Chadam J., Merino E., Sen A. Geochemical self-organization; II. The reactive-infiltration instability // *Amer. J. Sci.*, 1987, v. 287, № 10, p. 1008—1040.

Puchtel I.S., Humayun M. Highly siderophile element geochemistry of Os-187-enriched 2.8 Ga Kostomuksha komatiites, Baltic shield // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 6, p. 1607—1618.

- Quick J.E.** The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotites, Northern California // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 78, p. 413—422.
- Quick J.E.** The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981a, v. 78, № 4, p. 413—422.
- Quick J.E.** Petrology and petrogenesis of the Trinity Peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, Northern California // *J. Geophys. Res.*, 1981b, v. 92, p. 11837—11863.
- Reisberg L., Lorand J.P.** Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs // *Nature*, 1995, v. 376, № 6536, p. 159—162.
- Ribe N.M.** Melt segregation driven by dynamic forcing // *Geophys. Res. Lett.*, 1986, v. 13, № 13, p. 1462—1465.
- Richardson C., McKenzie D.** Radioactive disequilibria from two-dimensional models of melt generation in plumes and ridges // *Miner. Mag.*, 1994, № 58A, p. 768—769.
- Salters V.J.M., Hart S.R.** The Hf-paradox and the role of garnet in the source of mid-ocean ridge basalts // *Nature*, 1989, v. 342, p. 420—422.
- Shirey S.B., Walker R.J.** The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, v. 26, p. 423—500.
- Sleep N.H.** Tapping 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.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N. A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412—417.
- Spiegelman M.** Linear analysis of melt band formation by simple shear // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2003, v. 4, № 9, doi:10.1029/2002GC000499.
- Spiegelman M., Kenyon P.** The requirements for chemical disequilibrium during magma migration // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 109, № 3—4, p. 611—620.
- Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E.** Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactable media // *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 2001, v. 106, № B2, p. 2061—2077.
- Stevenson D.J.** Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation // *Geophys. Res. Lett.*, 1989, v. 16, p. 1067—1070.
- Stolper E.** A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 74, p. 13—27.
- Suhr G.** Upper mantle peridotites in the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland — formation during the final stages of a spreading center // *Tectonophysics*, 1992, v. 206, № 1—2, p. 31—53.
- Suhr G.** Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 4, p. 575—599.
- Suhr G., Hellebrand E., Snow J.E., Seck H.A., Hofmann 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, doi:10.1029/2001GC000277.
- Takahashi N.** Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex // *Nature*, 1992, v. 359, p. 52—55.
- Tommasi A., Vauchez A., Godard M., Belley F.** Deformation and melt transport in a highly depleted peridotite massif from the Canadian Cordillera: implications to seismic anisotropy above subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 252, № 3—4, p. 245—259.
- Vera E.E., Mutter J.C., Buhl P., Orcutt J.A., Harding A.J., Kappus M.E., Detrick R.S., Brocher T.M.** The Structure of 0—0.2-m.y.-old oceanic crust at 9 °N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles // *J. Geophys. Res.-Solid Earth and Planets*, 1990, v. 95, № B10, p. 15529—15556.
- Walter M.J.** Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on geochemistry. The mantle and core* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, p. 363—394.