

РОЛЬ ВОДЫ В ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССАХ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ПЕРЕХОДНОМ СЛОЕ: ДЕГИДРАТАЦИЯ СТАГНИРУЮЩИХ СУБДУКЦИОННЫХ ПЛИТ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ «БОЛЬШОГО МАНТИЙНОГО КЛИНА»

Э. Отани, Дапэн Чжао*

Institute of Mineralogy, Petrology, and Economic Geology, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan

** Department of Geophysics, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan*

Обобщены геофизические данные по глубинной дегидратации стагнирующих субдукционных плит. Скорость диффузии водорода в минералах переходного слоя верхней мантии недостаточна, чтобы этот слой стал однородным даже в масштабах геологического времени в несколько миллиардов лет, поэтому можно ожидать неравномерное распределение водорода в переходном слое. Водосодержащий флюид, формирующийся в переходном слое, будет мигрировать вверх до границы 410 км и накапливаться в составе высокоплотного водосодержащего расплава, гравитационно стабильного в основании верхней мантии, поэтому требуются дальнейшие исследования связи внутриплитного вулканизма со стагнирующими субдукционными плитами и глубинной дегидратацией. Возможно, что геохимические параметры глубинной дегидратации будут отличаться от обычных геохимических параметров пород островодужных обстановок.

Диффузия, водород, мантия, субдукционные плиты.

THE ROLE OF WATER IN THE DEEP UPPER MANTLE AND TRANSITION ZONE: DEHYDRATION OF STAGNANT SLABS AND ITS EFFECTS ON THE BIG MANTLE WEDGE

E. Ohtani and Dapeng Zhao

Mineral physics data related to the deep dehydration of stagnant slabs are summarized. The hydrogen diffusion in minerals of the mantle transition zone is not fast enough to homogenize the transition zone on the geological time scale, and hydrogen is expected to be unevenly distributed there. The hydrous fluid formed in the transition zone tends to percolate into shallower depths (410 km) to form gravitationally stable hydrous magmas at the base of the upper mantle. We need further studies on the relation of intraplate volcanism above the stagnant slab and deep dehydration, because we expect the geochemical fingerprints of deep dehydration to be quite different from those of shallow dehydration from the subducting slabs.

Diffusion, hydrogen, mantle, subduction slabs

ВВЕДЕНИЕ

Данные сейсмической томографии, опубликованные в недавнее время, показывают, что в некоторых областях мантии субдукционные плиты стагнируют, т.е. их движение замедляется или прекращается. Ярким примером подобных процессов в мантии могут являться области под Северным Китаем и в некоторых других зонах субдукции [Fukao et al., 2001; 2003; Zhao, 2004]. Стагнирующие плиты могут играть важную роль в геодинамических процессах, протекающих в вышележащих слоях переходного слоя и верхней мантии. Модель «большого мантийного клина» (БМК) была предложена в работе Жао с соавторами [Zhao et al., 2004]. В этой модели глубинная дегидратация стагнирующей субдукционной плиты в переходном слое связывается с внутриплитной вулканической активностью над областью глубинной субдукции.

Значительное количество воды, превышающее 2 мас.%, может содержаться в основных минералах переходного слоя, таких как вадслеит и рингвудит [Inoue et al., 1995; Kohldstedt et al., 1996]. Поэтому переходный слой может рассматриваться как основной резервуар водорода в глубинах Земли. На границе верхней мантии и переходного слоя водород избирательно распределяется в вадслеит, а не в оливин, однако, недавние эксперименты показали, что при увеличении давления количество H_2O в структуре оливина возрастает до 0.89 мас.% [Smyth et al., 2006]. Для того чтобы понять закономерности распределения водорода (воды) в верхней мантии и переходном слое необходимо исследовать диффузию водорода в оливине и его высокобарических модификациях, а также особенности просачивания надкритических флюидов в переходном слое.

На границе верхней мантии и переходного слоя возможно и частичное плавление вещества поднимающихся с глубины мантийных плюмов в результате дегидратации [Litasov, Ohtani, 2002, 2003; Bercowski, Karato, 2003]. Гравитационная стабильность водосодержащих расплавов в основании верхней мантии была показана в работах [Matsukage et al., 2005; Sakamaki et al., 2006; Agee, 2008].

В данной работе мы обобщили недавние экспериментальные данные по диффузии водорода в вадслеите и рингвудите, данные по исследованию двугранных углов между водосодержащим флюидом и минералами переходного слоя и плотности водосодержащих магм в *PT*-условиях переходного слоя. Также обсуждаются дегидратация стагнирующих субдукционных плит в совокупности с их нагревом, частичное плавление в основании верхней мантии и потенциальная связь стагнирующих субдукционных плит с внутриплитным континентальным вулканизмом.

ДИФфуЗИЯ ВОДОРОДА, ПРОСАЧИВАНИЕ ВОДОСОДЕРЖАЩЕГО ФЛЮИДА И ГРАВИТАЦИОННАЯ СТАБИЛЬНОСТЬ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ РАСПЛАВОВ

Диффузия водорода в вадслеите и рингвудите. Диффузия водорода в монокристаллах оливина подробно описана Колстедом и Маквэллом [Kohlstedt, Mackwell, 1998]. Наши исследования касаются скорости диффузии водорода в поликристаллических агрегатах вадслеита и рингвудита в условиях, соответствующих переходному слою [Hae et al., 2006; Kudo et al., 2006]. В качестве исходного материала использовался оливин из шпинелевого перидотита проявления Сан-Карлос (Аризона), который имеет состав $(\text{Mg}_{0.89}\text{Fe}_{0.11})_2\text{SiO}_4$. Поликристаллические агрегаты вадслеита и рингвудита (с размером зерен около 10 мкм) были синтезированы при высоких давлениях и температуре в области их устойчивости. Полученный поликристаллический агрегат был затем отполирован в форме куба и использован как исходный образец для последующего эксперимента в целях измерения диффузии водорода. В качестве источника водорода использовался брусит $(\text{Mg}(\text{OH})_2)$ в экспериментах с низкой активностью кремнезема в системе и силикагель $(\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$ в экспериментах с высокой активностью кремнезема в системе.

Диффузия водорода в железосодержащем вадслеите была исследована при 900—1200 °С и 15 ГПа. Коэффициент диффузии выражается следующим уравнением: $D = 9.6 \cdot 10^{-6} \exp(-123(\text{кДж/моль})/RT)$ [Hae et al., 2006].

Диффузия водорода в рингвудите наблюдалась при 19 ГПа в температурном интервале 950°С—1100 °С. Методика измерений была такой же, как для вадслеита [Hae et al., 2006]. Диффузия водорода в железосодержащем рингвудите оказалась на два порядка выше, чем в Mg_2SiO_4 -рингвудите. Это свидетельствует о протон-поляронном обменном механизме диффузии водорода в железосодержащем рингвудите, что согласуется с данными для железосодержащего оливина. Скорость диффузии водорода в рингвудите может выражаться уравнением: $D = 1.6 \cdot 10^{-4} \exp(-140(\text{кДж/моль})/RT)$ [Kudo et al., 2006]. Так как коэффициенты диффузии водорода в вадслеите и рингвудите были определены для поликристаллических образцов с размером зерен около 10 мкм, они содержат составляющую диффузии по границам зерен. Размер зерен минералов в мантии превышает 10 мкм, поэтому измеренные нами коэффициенты диффузии рассматриваются как максимально возможные для реальных мантийных пород. Коэффициенты диффузии водорода в оливине, вадслеите и рингвудите показаны на рис. 1. Наши данные показывают, что скорость диффузии водорода в оливине, вадслеите и рингвудите недостаточно велика, чтобы содержание водорода в различных участках верхней мантии и переходного слоя стало однородным, даже в масштабах геологического времени: расстояние диффузии водорода за 1 млрд лет составляет всего 5 км в переходном слое.

Просачивание водосодержащих флюидов в минеральных ассоциациях переходного слоя. Водосодержащий флюид может формироваться в переходном слое в результате локального пересыщения минералов водой. Нами были измерены двугранные углы водосодержащего флюида в минеральных ассоциациях переходного слоя: углы между двумя кристаллами вадслеита и углы между двумя кристаллами мэйджорита в модельном водосодержащем перидотите. Валовой состав сис-

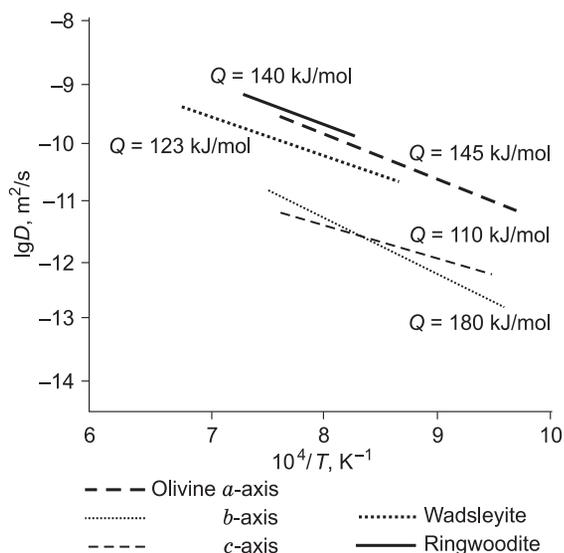
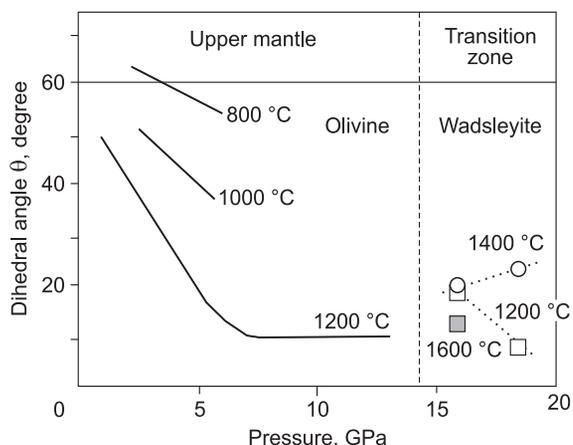


Рис. 1. Коэффициенты диффузии водорода в оливине, вадслеите и рингвудите при высоком давлении.

Пунктирная линия — диффузия вдоль кристаллографических осей *a*, *b*, и *c* в оливине при 1 атм [Kohlstedt, Mackwell, 1998]; рингвудит при 19 ГПа [Kudo et al., 2007]; вадслеит при 17 ГПа [Hae et al., 2006].

Рис. 2. Двугранные углы между оливином, вадслеитом и водосодержащим расплавом при высоких давлениях и температурах.

Данные для оливина при 800 °C [Mibe et al., 1998], при 1000 °C [Mibe et al., 1998; Watson et al., 1990], при 1200 °C [Watson et al., 1990; Yoshino et al., 2007]. Данные настоящей работы для двугранных углов между вадслеитом и водосодержащим расплавом при 1200 °C, 1400 °C, 1600 °C [Shindou et al., 2007] также показаны на рисунке.



темы — перидотит + 2 мас.% H₂O в системе CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O при следующих содержаниях основных компонентов (мас.%): SiO₂ = 45.15; Al₂O₃ = 5.20; MgO = 43.46; CaO = 4.19. Вода добавлена в систему в виде брусита (Mg(OH)₂) [Shindou et al., 2007]. Измерения проводились при давлениях 15—20 ГПа и температурах 1300—1600 °C. Длительность экспериментов была 5 ч, что достаточно для достижения химического равновесия, судя по текстуре образцов. Двугранный угол между двумя кристаллами вадслеита оказался равным $\theta = 12^\circ$ (интервал значений 9—16°) для количества измерений $N = 117$ (рис. 2). Двугранные углы флюида для оливина [Watson et al., 1990; Mibe et al., 1998, 2002; Yoshino et al., 2007] также показаны на этом рисунке. Двугранные углы водосодержащего флюида для мэйджорита равны $\theta = 18^\circ$ (интервал значений 10—31°) для $N = 84$ при давлении 16 ГПа и температуре 1600 °C (длительность эксперимента 10 ч). Все измеренные двугранные углы оказались малыми по величине и не превышали 20—40°. Это означает, что водосодержащий флюид, образующийся при дегидратации переходного слоя, может с легкостью просачиваться через мантийный субстрат [von Bargen, Waff, 1986].

Плотность и гравитационная стабильность водосодержащего расплава при высоком давлении. Плотность водосодержащих расплавов была измерена в экспериментах по методике «тонет—не тонет» с использованием плотностного маркера, который всплывает в расплаве либо погружается на дно во время эксперимента [Matsukage et al., 2005; Sakamaki et al., 2006; Agee, 2008]. На основании этих экспериментов были рассчитаны частичные молярные объемы воды в расплаве при высоком давлении. Результаты экспериментов обобщены на рис. 3, А. Сжимаемость и частичный молярный объем воды в расплаве могут быть выражены через уравнение состояния Вине [Vinet et al., 1989] при подстановке рассчитанных модуля упругости $K_T = 0.9 \pm 0.6$ ГПа и его производной по давлению $K'_T = 7.6 \pm 1.0$ при

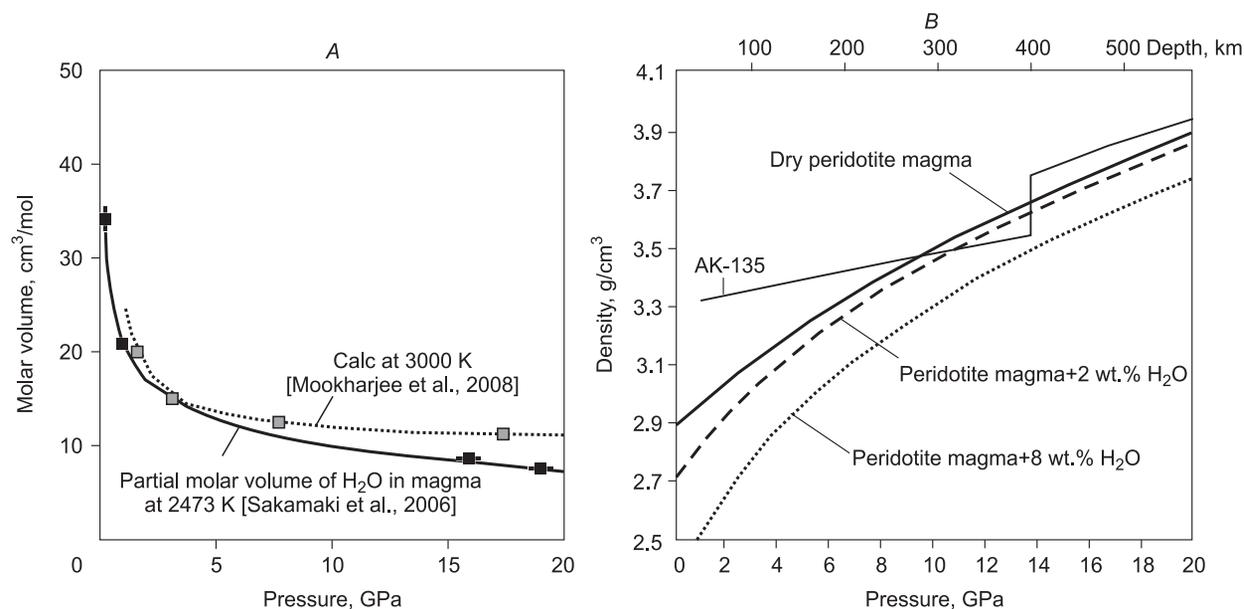


Рис. 3. Частичный молярный объем H₂O в расплаве и плотность сухих и водосодержащих расплавов при высоких давлениях и температуре.

А — частичный молярный объем H₂O в расплаве [Sakamaki et al., 2006; Mookharjee et al., 2008]. В — плотность сухих и водосодержащих перидотитовых расплавов при высоком давлении и температуре 1600 °C [Suzuki et al., 1995; Sakamaki et al., 2006] в сравнении с профилем плотностей средней мантии АК-135 [Kennet et al., 1995].

2473 К [Sakamaki et al., 2006]. Недавние оценки с помощью математического моделирования [Mookherjee et al., 2008] воспроизводят сжимаемость расплавов, определенную по результатам экспериментов (см. рис. 3, А).

Плотность водосодержащих перидотитовых расплавов, рассчитанная по данным для частичного молярного объема воды в расплаве, показана на рис. 3, В в сравнении с усредненным профилем плотности мантии АК-135 [Kennet et al., 1995]. При частичном плавлении водосодержащего перидотита в нижней части верхней мантии и переходном слое образуется расплав ультраосновного состава [Inoue, 1994]. В работах К.Д. Литасова и Е. Отани [Litasov, Ohtani, 2002, 2003] показано существенное снижение температуры солидуса водосодержащего перидотита вблизи сейсмической границы 410 км, связанное с переходом оливин—вадслеит. Это объясняется различной растворимостью H_2O в оливине и вадслеите. В этих же работах предложена модель плавления в основании верхней мантии в результате дегидратации. На рис. 3, В показано, что расплав ультраосновного состава с содержанием H_2O менее 5 мас.% будет иметь более высокую плотность, чем окружающие его породы в основании верхней мантии над границей 410 км. Следовательно, такой расплав будет гравитационно стабилен на данном уровне мантии.

Недавние сейсмологические наблюдения показали наличие низкоскоростных аномалий в основании верхней мантии под Японией, Китаем [Revenaugh, Sipkin, 1994], Европой [Nolet, Zielhaus, 1994] и Соединенными Штатами Америки [Song et al., 2003]. Эти наблюдения могут свидетельствовать о присутствии высокоплотных водосодержащих расплавов в основании верхней мантии этих регионов, что согласуется с выводами наших экспериментальных исследований.

МИГРАЦИЯ ВОДОРОДА В ПЕРЕХОДНЫЙ СЛОЙ И ДЕГИДРАТАЦИЯ СТАГНИРУЮЩЕГО СЛЭБА

Данные по сейсмической томографии границы 660 км в совокупности с данными по электропроводности переходного слоя показывают неравномерное распределение воды в переходном слое [Koyama et al., 2006]. Как было отмечено выше, проведенные нами эксперименты показали, что скорость диффузии водорода в вадслеите и рингвудите недостаточна для достижения однородного распределения водорода в переходном слое. Результаты экспериментов, таким образом, согласуются с данными Т. Коямы и др. [Koyama et al., 2006] о неравномерном распределении воды в переходном слое.

В погружающихся субдукционных плитах могут быть стабильны различные водосодержащие минералы, такие как хлорит, серпентин, фазы А, Е, D и суперводная фаза В. Сменяя друг друга в результате фазовых превращений эти минералы могут транспортировать значительное количество водорода в глубинные слои верхней мантии и переходного слоя [Schmidt, Poli, 1998].

При давлениях выше 10 ГПа оливин может содержать до 0.89 мас.% H_2O . Поэтому содержание воды в перидотитовом слое погружающейся плиты также может увеличиваться с давлением [Mosenfelder et al., 2006; Smyth et al., 2006]. Лавсонит — главный водосодержащий минерал базальтового слоя погружающейся плиты стабилен до давлений около 10 ГПа [Schmidt, Poli, 1998; Okamoto, Maruyama, 2004]. Стишовит также может содержать воду [Chung, Kagi, 2002], выделяющуюся при разложении и дегидратации лавсонита в базальтовом слое субдукционной плиты. Таким образом, полной дегидратации слэбов на уровне верхней мантии в результате разложения водосодержащих фаз не происходит. Водород, захваченный в структуре номинально безводного оливина в основании мантийного клина, также может переноситься в глубь мантии угловым потоком вдоль поверхности слэба [Iwamori, 2000]. Эти механизмы допускают перенос существенного количества водорода в переходный слой (рис. 4).

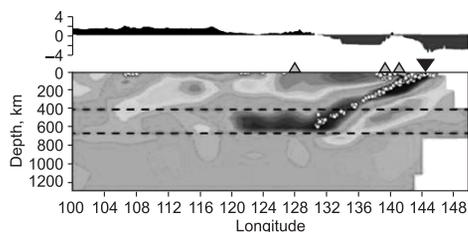


Рис. 4. Модель дегидратации стагнирующей субдукционной плиты и процессов в БМК.

Флюид образуется при дегидратации, происходящей при нагреве стагнирующего слэба, просачивается вверх по разрезу и формирует глубинные магматические камеры в основании верхней мантии. Источники внутриплитных вулканических пород в БМК могут быть связаны с дегидратацией и плавлением в основании верхней мантии. На врезке показана модель томографии P -волн для стагнирующей Тихоокеанской плиты и БМК под Северным Китаем и Японией [Huang, Zhao, 2006].

Водород, захваченный номинально безводными минералами выделяется в результате нагревания стагнирующего слэба. Это связано с уменьшением растворимости водорода в минералах переходного слоя, таких как вадслеит и рингвудит, с увеличением температуры [Ohtani et al., 2000; Demouchy et al., 2005]. Просачивание флюида может с легкостью переносить водород из стагнирующего слэба в верхнюю часть переходного слоя и далее в основание верхней мантии, где будет происходить дегидратационное плавление из-за существенного снижения температуры солидуса на границе 410 км [Litasov, Ohtani, 2002].

ФОРМИРОВАНИЕ БМК НАД СТАГНИРУЮЩИМИ СЛЭБАМИ

Полученные недавно изображения неравномерности распределения сейсмических скоростей, построенные по данным сейсмической томографии, показывают наличие стагнирующих субдукционных плит в некоторых областях мантии, например под Японией и Северным Китаем [Fukao et al., 2003; Zhao, 2004; Huang, Zhao, 2006]. Стагнирующие плиты могут играть важную роль в динамике вышележащего переходного слоя и верхней мантии. Д. Жао [Zhao et al., 2004] была предложена модель БМК, в которой стагнирующая плита в переходном слое могла играть значительную роль во внутриплитной вулканической активности в вышележащей зоне. Он также предположил, что водосодержащий флюид, выделяющийся из стагнирующего слэба и из пород вдоль зоны субдукции в БМК, может объяснить магматическую активность в Восточно-Азиатском регионе и приводить к образованию крупных вулканов, таких как Чангбай и Вудалянчи. Глубинные процессы, связанные с дегидратацией и БМК, отражены на рис. 4.

Как отмечалось выше, ряд водосодержащих и номинально безводных минералов могут аккумулировать водород в «холодных» субдукционных плитах и транспортировать его в переходный слой [Ohtani et al., 2004]. Процесс дегидратации в стагнирующем слэбе проанализирован в работе Г. Рикарда и др. [Richard et al., 2006] методом моделирования термической и химической диффузии в слэбе. Они показали, что нагрев стагнирующего слэба в результате теплообмена с окружающими породами играет важную роль для дегидратации слэба. Если растворимость воды в минералах уменьшается с увеличением температуры, то может быть достигнуто локальное пересыщение водой. В результате образуется флюид, который поступает в вышележащие слои переходного слоя.

Согласно модели БМК [Zhao et al., 2004], внутриплитный вулканизм Северного Китая (включая вулкан Чангбай) отличается от плюмового вулканизма горячих точек (например Гавайи) и может объясняться процессами глубинной дегидратации стагнирующего слэба. Геохимические данные по вулканическим породам и мантийным ксенолитам Северного Китая [Chen et al., 2007] свидетельствуют об отсутствии следов воздействия флюидов из зоны субдукции: так как в породах не зафиксировано дефицита концентраций высокозарядных элементов и обогащения крупноионными литофильными элементами. С другой стороны, нет явных свидетельств в пользу плюмовой модели образования этих базальтов, так как не обнаружено высоких $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношений, характерных для мантийных плюмов. Отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ существенно ниже таковых в горячих точках, таких как Гавайи и Исландия. Однако в другой недавно вышедшей работе [Zou et al., 2008] на основании U—Th изотопных данных аргументировалось, что внутриплитный вулканизм Северного Китая не имеет следов флюидов, поступавших из стагнирующего слэба. Он мог играть роль только в тектонике БМК, без дегидратации субдукционной плиты.

Несмотря на приведенные геохимические данные, мы считаем выводы в работе [Zou et al., 2008] достаточно слабыми. Геохимические параметры глубинной дегидратации могут полностью не соответствовать нормальным островодужным вулканическим породам мантийного клина. Это связано с тем, что водосодержащие флюиды, которые образуются при глубинной дегидратации в переходном слое будут совершенно непохожими на флюиды, образующиеся при дегидратации в обычной зоне субдукции. Например, водосодержащий флюид формирующийся при давлении ниже 3 ГПа, предпочитительно растворяет SiO_2 , а который формируется при давлении выше 3 ГПа предпочитительно растворяет MgO [Inoue, 1994]. Также водосодержащий флюид и расплав становятся полностью смесимыми при давлении выше 5 ГПа [Stalder et al., 2001; Mibe et al., 2003]. Кроме этого, было показано, что коэффициенты распределения редких элементов клинопироксен/флюид и гранат/флюид изменяются в интервале давлений 2.0—7.5 ГПа, например для Sr [Green et al., 2000]. Таким образом, распределение элементов между минералами и глубинным водосодержащим расплавом, а также между минералами и малоглубинным флюидом будет разным. Следует отметить, что глубинная дегидратация рассматривалась в качестве одного из основных механизмов образования сибирских траппов [Ivanov, 2007]. Для того чтобы выявить характеристики глубинной дегидратации стагнирующего слэба во внутриплитных базальтах, формирующихся в БМК, необходимы дальнейшие исследования, включая изучение распределения элементов между водосодержащим расплавом и минералами в условиях верхней мантии и переходного слоя.

ВЫВОДЫ

В настоящей работе рассмотрены процессы, относящиеся к глубинной дегидратации стагнирующих субдукционных плит в переходном слое. Скорость диффузии водорода в вадслеите и рингвудите недостаточна, чтобы переходный слой стал однородным в масштабах геологического времени, расстояние диффузии водорода составляет 5 км за 1 млрд лет. Соответственно, можно ожидать неравномерное распределение воды в переходном слое: если количество воды в минералах будет превышать уровень ее растворимости, то образуется свободный водосодержащий флюид. Двугранные углы между водосодержащим флюидом и минералами значительно меньше 60° , поэтому флюид, формирующийся в переходном слое будет мигрировать вверх до границы 410 км и накапливаться в составе высокоплотного водосодержащего расплава, гравитационно стабильного в основании верхней мантии. Внутриплитный вулканизм в БМК может иметь связь со стагнирующим слэбом, несмотря на то, что мы не смогли обнаружить свидетельств поступления флюидов из зоны субдукции. Можно ожидать, что геохимические параметры глубинной дегидратации будут отличаться от обычных геохимических параметров пород островных обстановок. В связи с этим требуются дополнительные исследования связи внутриплитного вулканизма и глубинной дегидратацией.

Мы благодарны Т. Куритани за полезное обсуждение дегидратации субдукционных плит. Мы также выражаем благодарность О.Г. Сафонову и анонимному рецензенту за высказанные критические замечания, которые существенно улучшили содержание работы.

Работа выполнена при поддержке целевых грантов Министерства образования, культуры, науки, спорта и технологии Правительства Японии. Работа также поддержана глобальной программой СОЕ в Университете Тохоку «Глобальный центр изучения динамики Земли и планет».

ЛИТЕРАТУРА

- Agee C.B.** Static compression of hydrous silicate melt and the effect of water on planetary differentiation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 265, p. 641—654.
- von Barga N., Waff H.S.** Permeabilities, interfacial areas and curvatures of partially molten systems: results of numerical computations of equilibrium macrostructures // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 9261—9276.
- Bercovici D., Karato S.** Whole mantle convection and the transition-zone water filter // *Nature*, 2003, v. 425, p. 39—44.
- Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J.** Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos*, 2007, v. 96, p. 108—126.
- Chung J.I., Kagi H.** High concentration of water in stishovite in the MORB system // *Geophys. Res. Lett.*, 2002, v. 29, 2020, 10.1029/2002GL015579.
- Dapeng Zhao.** Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 146, p. 3—34.
- Dapeng Zhao, Lei J., Tang R.** Origin of the Changbai intraplate volcanism in Northeast China: evidence from seismic tomography // *Chinese Sci. Bull.*, 2004, v. 49, p. 1401—1408.
- Demouchy S., Deloule E., Frost D.J., Keppler H.** Pressure and temperature dependence of water solubility in Fe-free wadsleyite // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 1084—1091.
- Fukao Y., Widuyantoro S., Obayashi M.** Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition zone // *Rev. Geophys.*, 2001, v. 39, p. 291—323.
- Fukao Y., To A., Obayashi M.** Whole mantle *P*-wave tomography using *P* and *PP*-*P* data // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, doi:10.1029/2001JB000989.
- Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M.** SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2—7.5 GPa and 1080—1200 °C // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 165—187.
- Hae R., Ohtani E., Kubo T., Koyama T., Utada H.** Hydrogen diffusivity in wadsleyite and water distribution in the mantle transition zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 141—148.
- Huang J., Zhao D.** High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111, p. B09305.
- Inoue T.** Effect of water on melting phase relations and melt compositions in the system Mg_2SiO_4 — $MgSiO_3$ — H_2O up to 15 GPa // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1994, v. 85, p. 237—263.
- Inoue T., Yurimoto H., Kudoh Y.** Hydrous modified spinel, $Mg_{1.75}SiH_{0.5}O_4$: a new water reservoir in the mantle transition region // *Geophys. Res. Lett.*, 1995, v. 22(2), p. 117—120.
- Iwamori H.** Deep subduction of H_2O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 181, p. 41—46.

- Ivanov A.V.** Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps. In: Plate, plumes and planetary processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy // *Geol. Soc. Amer.*, 2007, Special paper 430, p. 669—691.
- Kennet B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.** Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 122, p. 108—124.
- Kohlstedt D. L., Kepler H., Rubie D. C.** Solubility of water in the α , β , and γ phases of $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 345—357.
- Kohlstedt D. L., Mackwell S. J.** Diffusion of hydrogen and intrinsic point defects in olivine // *Z. Phys. Chemie*, 1998, v. 207, p. 147—162.
- Koyama T., Shimizu H., Utada H., Ichiki M., Ohtani E., Hae R.** Water contents in the mantle transition zone beneath the north Pacific derived from the electrical conductivity anomaly // Monograph, Earth's deep water cycle, geophysical monograph series, 2006, v. 168, p. 171—179, 10.1029/168GM13, AGU.
- Kudo T., Ohtani E., Hae R., Shimojuku R.** Hydrogen diffusion in ringwoodite. Japan Geoscience Union Meeting, abstract volume, I143-P021, Chiba, 2006, May 14—18 (in Japanese).
- Litasov K., Ohtani E.** Phase relations and melt compositions in CMAS—pyrolite— H_2O system up to 25 GPa // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2002, v. 134, p. 105—127.
- Litasov K.D., Ohtani E.** Stability of hydrous phases in CMAS—pyrolite— H_2O system up to 25 GPa // *Phys. Chem. Miner.*, 2003, v. 30, p. 147—156.
- Matsukage K., Jing Z.C., Karato S.** Density of hydrous silicate melt at the conditions of the Earth's deep upper mantle // *Nature*, 2005, v. 438, p. 488—491.
- Mibe K., Fujii T., Yasuda A.** Connectivity of aqueous fluid in the Earth's upper mantle // *Geophys. Res. Lett.*, 1998, v. 25, p. 1233—1236.
- Mibe K., Fujii T., Yasuda A.** Composition of aqueous fluid coexisting with mantle minerals at high pressure and its bearing on the differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 2273—2285.
- Mibe K., Kanzaki M., Kawamoto T., Matsukage K., Fei Y., Ono S.** Direct observation of immiscible fluids using X-ray radiography // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003, v. 67, p. A289.
- Mookherjee M., Stixrude L., Karki B.** Hydrous silicate melt at high pressure // *Nature*, 2008, v. 452, p. 983—985.
- Mosenfelder J.L., Deligne N.I., Asimov P.D., Rossman G.R.** Hydrogen incorporation in olivine from 2—12 GPa // *Amer. Miner.*, 2006, v. 19, p. 285—294.
- Nolet G., Zielhaus A.** Low S velocities under the Tornquist—Tessyre zone: evidence for water injection into the transition zone by subduction // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 15,813—15,820.
- Ohtani E., Mizobata H., Yurimoto H.** Stability of dense hydrous magnesium silicate phases in the systems Mg_2SiO_4 — H_2O and MgSiO_3 — H_2O at pressures up to 27 GPa // *Phys. Chem. Miner.*, 2000, v. 27, p. 533—544.
- Ohtani E., Litasov K.D., Hosoya T., Kubo T., Kondo T.** Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 143—144, p. 255—269.
- Okamoto K., Maruyama S.** The eclogite-garnetite transformation in MORB + H_2O system // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 146, p. 283—296.
- Revenaugh J., Sipkin S.A.** Seismic evidence for silicate melt at the 410-km mantle discontinuity // *Nature*, 1994, v. 369, p. 474—476.
- Richard G., Bercovici D., Karato S.** Slab dehydration in the Earth's mantle transition zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 251, p. 156—167.
- Sakamaki T., Suzuki A., Ohtani E.** Stability of hydrous melt at the base of the Earth's upper mantle // *Nature*, 2006, v. 439, p. 192—194.
- Schmidt M.W., Poli S.** Experimental base water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, p. 361—379.
- Shindou S., Ohtani E., Terasaki H., Litasov K.** Permeability of aqueous fluids in pyrolite. Abstract of 48th High Pressure Conference of Japan annual meeting, Kurayoshi, 2007, Nov. 20—22 (in Japanese).
- Smyth J.R., Frost D.J., Nestola F., Holl C.M., Bromily G.** Olivine hydration of the deep upper mantle: effects of temperature and silica activity // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33, doi:2006GL026194.
- Suzuki A., Ohtani E., Kato T.** Flotation of diamond in mantle melt at high pressure // *Science*, 1995, v. 269, p. 216—218.
- Song T.R.A., HelMBERGER D.V., Grand S.P.** Low velocity zone atop the 410 km seismic discontinuity in the northwestern United States // *Nature*, 2003, v. 427, p. 530—533.
- Stalder R., Ulmer P., Thompson A.B., Günther D.** High pressure fluids in the system MgO — SiO_2 — H_2O under upper mantle conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 607—618.

Vinet P., Rose J. H., Ferrante J., Smith J. R. Universal features of the equation of state of solids // J. Phys. Condens. Matter, 1989, v. 1, p. 1941—1963.

Watson E.B., Brenan J.M., Baker D.R. Distribution of fluids in the continental mantle / Ed. M. Menzies. Continental mantle, Oxford Univ. Press, Oxford, 1990, p. 111—125.

Yoshino, T., Nishihara, Y., Karato, S. Complete wetting of olivine grain boundaries by a hydrous melt near the mantle transition zone // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 256, p. 466—472.

Zou H., Fan Q., Yao Y. U—Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab // Chem. Geol., 2008, v. 255, p. 134—142.

Поступила в редакцию

28 октября 2008 г.