

УДК 551.24.03+519

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ: СРАВНЕНИЕ МАГМАТИЗМА ЯПОНСКОГО МОРЯ И ДРУГИХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

© 2003 г. Н. И. Филатова

Представлено академиком В.Е. Хаиным 26.09.2002 г.

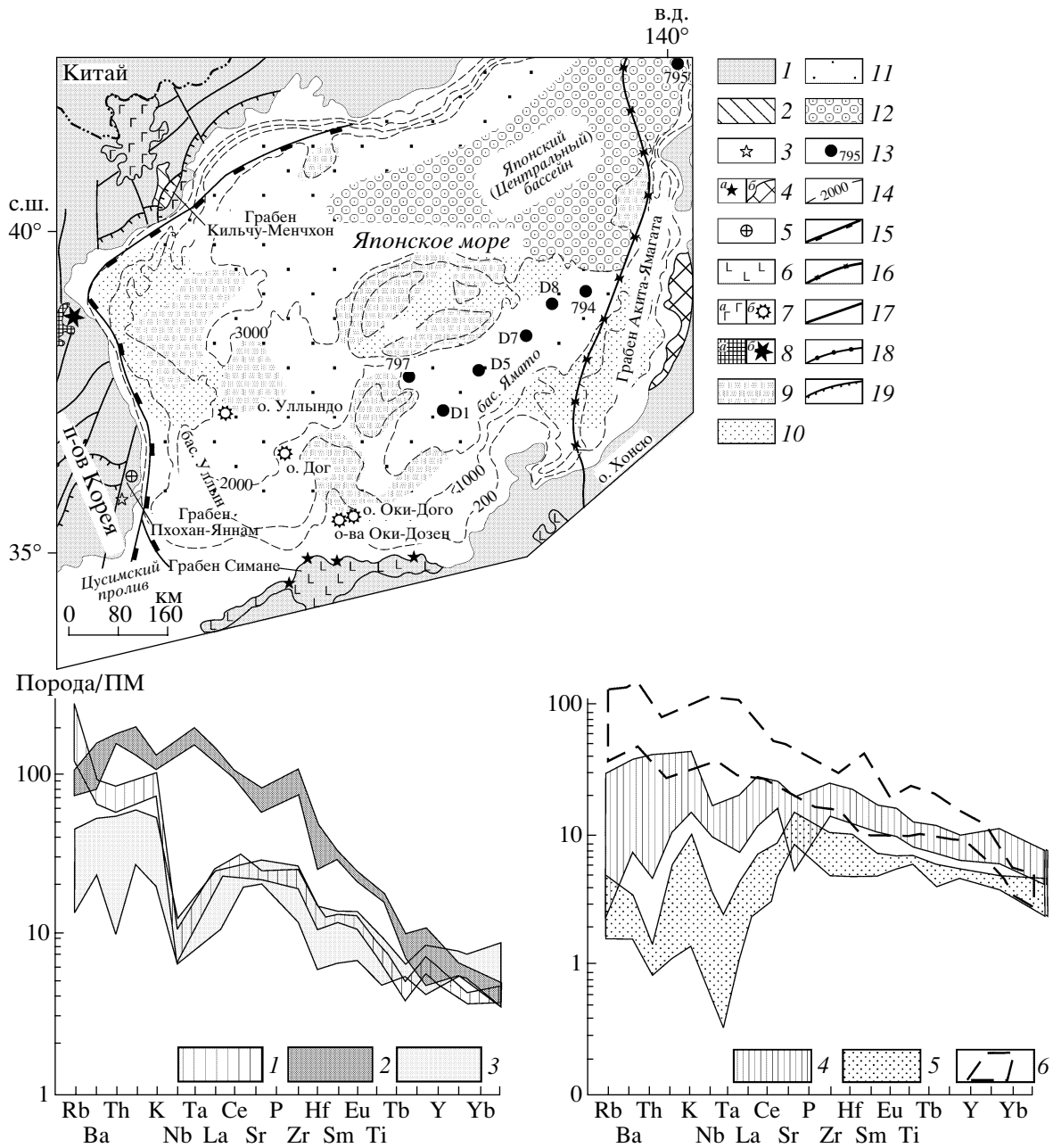
Поступило 30.09.2002 г.

В обширной литературе по магматизму окраинных морей (традиционно называемых, несмотря на различный их генезис, задуговыми бассейнами – backarc basin, ВАВ) обычно выделяются свойственные этим структурам базальтоиды (ВАВВ), а также аномально обогащенные их разновидности (АВАВВ). Поскольку ВАВ представляют собой лишь частный случай структур этого класса, ниже мы используем более общий термин “окраинный бассейн” (marginal basin – МВ). Изотопно-геохимические данные (включая авторские материалы) по магматизму Японского моря и прилегающих зон окраинно-континентального рифтогенеза позволили ранжировать вулканиды всех стадий раскрытия этого окраинного бассейна и выявить компоненты, формирующие обогащенные составы (АВАВВ). В результате среди вулканидов окраинных бассейнов наряду с деплетированными N-MORB подобными лавами выделены два типа обогащенных толеитов: один из них – E-MORB<sub>1</sub> объединяет свойства истощенных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) и щелочных внутриплитных базальтов (WPB) (включая лавы океанических островов – OIB); второй тип – E-MORB<sub>2</sub> совмещает характеристики N-MORB и субдукционные, присущие базальтам известково-щелочной серии островных дуг (IAB). На примере Японского бассейна и других окраинных бассейнов запада Тихого океана показана закономерная смена различных типов вулканидов (и их источников) по мере формирования этих структур.

Как известно [1, 2 и др.], главный этап растяжения Японского моря приходится на ранний–начало среднего миоцен. В более ранний, палеогеновый этап рифтогенеза на восточном крае континента Евразии возникли грабены [3 и др.], в которых накапливались генетически разнородные лавы: щелочные базальтоиды с WPB (OIB)-свойствами и

вулканиды известково-щелочной серии (включая шошониты) с характеристиками, близкими IAB. Так, разрезы грабенов, окаймляющих Японское море (рис. 1) – Кильчу-Менчхон и Симане, начинают шошониты с явными субдукционными метками – обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) и резким Ta-Nb-минимумом (см. рис. 1). В раннем миоцене по мере усиления режима растяжения в грабенах (в частности, в Пхохан-Яннам) изливались толеиты промежуточных между N-MORB и субдукционных свойств (см. рис. 1), т.е. типа E-MORB<sub>2</sub>. Магматизм этого этапа в Японском море (испытывавшем в раннем миоцене максимальное растяжение вплоть до спрединга в бассейнах Центральном и Ямато) характеризуют породы скважин ODP и пунктов драгировки (см. рис. 1). Нижний комплекс толеитов скв. 797 представлен типом E-MORB<sub>1</sub>, объединяющим компоненты N-MORB и WPB (OIB) и характеризующимся умеренным обогащением и LILE, и высокозарядными некогерентными элементами (HFSE) (см. рис. 1). Соответствующие максимальному спредингу деплетированные толеиты верхнего комплекса скв. 797 (около 15 млн. лет) и пункта драгировки D1 близки к N-MORB (см. рис. 1). Нижнемиоценовые толеиты типов N-MORB и E-MORB<sub>1</sub> присутствуют и в скв. 794. Показательно, что слабые субдукционные метки (Ta-Nb-минимум), закономерно уменьшающиеся во времени, несут почти все вулканиды скважин ODP (включая скв. 795). Завершение спрединга в Японском море коррелируется с появлением толеитов, обогащенных WPB-компонентой (тип E-MORB<sub>1</sub>), которые регистрируются уже в верхнем комплексе скв. 797, но особенно характерны для средне-верхнемиоценового уровня (пункты драгировок D5, D7, D8). Излияния всех типов толеитов завершились здесь с окончанием спрединга, сменившись в конце позднего миоцена–голоцене щелочными базальтоидами WPB (OIB)-типа на площадях Кильчу-Менчхон, Пхохан-Яннам (см. рис. 1), Симане и на о-вах Чечжудо, Уллындо, Дог, Оки-Дого, Оки-Дозен. Эти вулканиды характеризуются спектром распре-

*Институт литосферы  
окраинных и внутренних морей  
Российской Академии наук, Москва*



**Рис. 1.** Схема размещения кайнозойских базальтоидов, связанных с формированием Японского моря, и распределение в них несовместимых элементов по [1–3, 5, 6 и др.], нормированных к примитивной мантии (ПМ) [4]. На карте: 1 – докембрийские–мезозойские образования; 2 – палеогеновые терригенные породы и вулканиты известково-щелочной серии, включая шошониты; 3 – нижнемиоценовые толеиты (тип E-MORB<sub>2</sub>) зоны Яннам габрена Пхохан-Яннам; 4 – средне-верхнемиоценовые толеиты (типы E-MORB<sub>1</sub> и E-MORB<sub>2</sub>) габренов Симане (а) и Акига-Ямагата (б); 5 – среднемиоценовые щелочные базальты (тип OIB) зоны Пхохан; 6 – верхнемиоценовые–голоценовые щелочные базальты (тип OIB) о. Хонсю; 7 – плиоцен-четвертичные, преимущественно щелочные базальтоиды (тип OIB) и бимодальные ассоциации (а – ареалы, б – вмасштабные выходы); 8 – четвертичные щелочные базальтоиды (тип OIB) (а – ареалы, б – вмасштабные выходы); 9–12 – кора Японского моря: 9 – континентальная, 10 – континентальная, испытавшая деструкцию, 11 – континентальная, испытавшая рифтогенез и рассеянный спрединг, 12 – новообразованная окраинноморская; 13 – местоположение скважин ODP (794, 795, 797) и пунктов драгировок (D1, D5, D7, D8) с базальтоидами типов E-MORB<sub>1</sub>, E-MORB<sub>2</sub> и N-MORB; 14 – изобаты морского дна; 15 – гравитационная ступень; 16 – зона поддвига (начальной субдукции); 17 – преимущественно сдвиги; 18 – преимущественно сбросы; 19 – листрические сбросы. На графиках: 1–3 – типы пород зон окраинно-континентального рифтогенеза Кореи, прилежащих к Японскому морю: 1 – палеогеновые шошониты габрена Кильчу-Менчхон (известково-щелочная серия), 2, 3 – вулканиты габрена Пхохан-Яннам (2 – нижнемиоценовые толеиты зоны Яннам (тип E-MORB<sub>2</sub>), 3 – среднемиоценовые щелочные долериты зоны Пхохан (тип OIB)); 4–6 – типы пород в Японском море: 4, 5 – нижнемиоценовые толеиты скв. 797 ODP (4 – нижний комплекс (тип E-MORB<sub>1</sub>), 5 – верхний комплекс (тип N-MORB)), 6 – плиоцен-плейстоценовые щелочные базальты о. Оки-Дого (тип OIB).

ления несовместимых элементов, аналогичным таковому OIB (см. рис. 1), и почти полным отсутствием субдукционных меток.

Эти данные показывают, что с начальными палеогеновыми (предспрединговыми) фазами растяжения окраины Евразии связаны излияния щелочных (WPB-типа) и известково-щелочных (чаще шошонитовых) лав, которые в раннем миоцене на стадии начального спрединга сменились в пределах раскрывавшегося Японского моря и прилегающих зон рифтогенеза толеитами типов E-MORB<sub>1</sub> и E-MORB<sub>2</sub>, лишь с небольшим объемом истощенных, N-MORB подобных толеитов (нижний комплекс скв. 794). Позднее, на рубеже раннего–среднего миоцена, в фазу максимального окраинно-морского спрединга, произошли кратковременные излияния наиболее близких к составу N-MORB толеитов (верхний комплекс скв. 797), которые, однако, и здесь сочетались с небольшим объемом обогащенных WPB-составляющей лав типа E-MORB<sub>1</sub>. Накапливавшиеся после некоторой позднемиоценовой паузы постспрединговые щелочные базальтоиды WPB (OIB)-типа изливались в условиях смены интенсивного ранне-среднемиоценового растяжения на умеренное плиоцен-голоценовое.

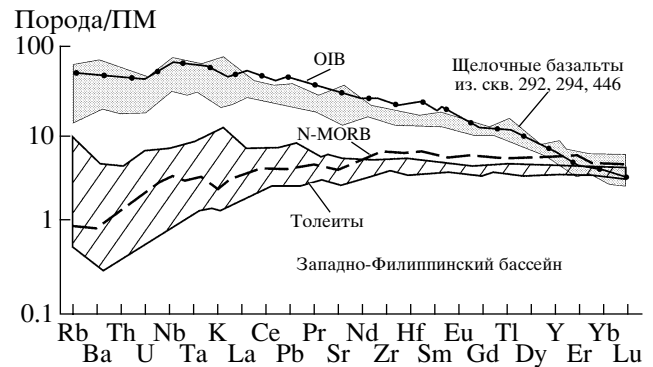
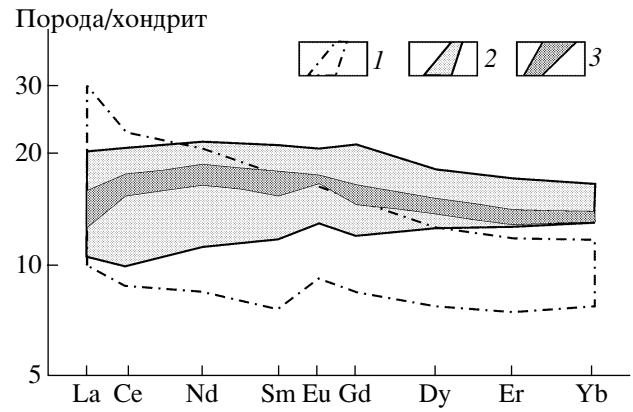
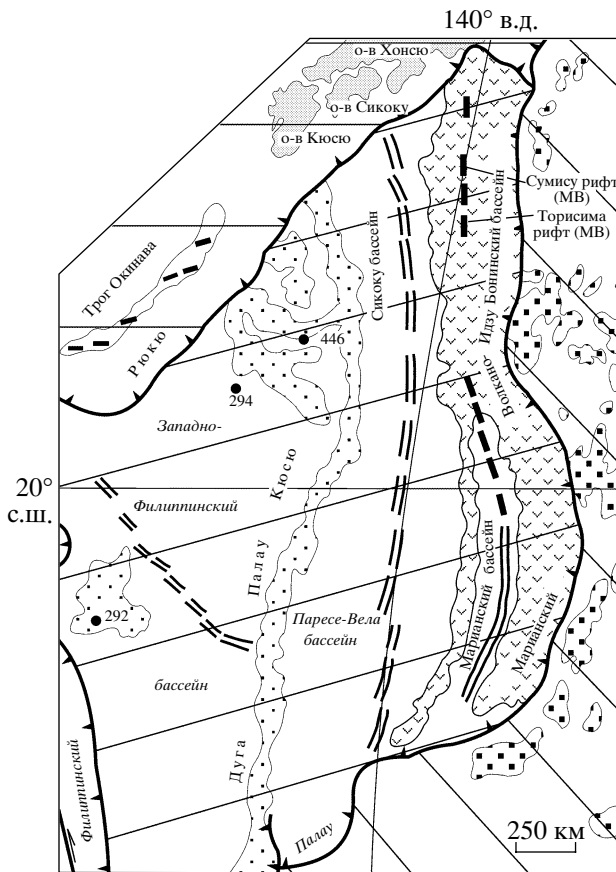
Информация по магматическим образованиям других окраинных бассейнов запада Тихого океана позволила выявить как присущие им общие черты, так и специфику магматизма отдельных бассейнов. Так, данные по Марианскому окраинному бассейну (рис. 2) подтвердили приуроченность к находящимся на начальной рифтогенной стадии сегментам бассейна (NVTZ и SVTZ) обогащенных LILE и LREE толеитов типа E-MORB<sub>2</sub>, т.е. пород, совмещающих N-MORB и субдукционную компоненты (см. рис. 2). По мере раскрытия Марианского бассейна роль последней ослабевала, уступив на спрединговой стадии (8–5 млн. лет назад [9]) место деплетированным разностям, близким к N-MORB, которые изливались в Центральном грабене и спрединговом хребте (см. рис. 2).

Вулканиды Марианского окраинного бассейна практически не обнаруживают WPB-свойств, слабое проявление которых можно предположить лишь в базальтах Сумису-МВ. Однако в Западно-Филиппинском окраинном бассейне (см. рис. 2) наряду с преобладающими толеитами типа N-MORB (см. рис. 2) выявлены вулканиды с WPB-характеристиками [9]. Щелочные базальты и обогащенные (типа E-MORB<sub>1</sub>) толеиты обнаружены здесь на трех участках (см. рис. 2): в пределах хребта Дайто, скв. 446 (51–41 млн. лет), поднятия Бенам, скв. 292 (37–36 млн. лет) и близ юго-западного ограничения хребта Оки-Дайто, скв. 249 (20–18 млн. лет). Эти длительно (эоцен–миоцен) изливавшиеся вулканиды наиболее близки к составам OIB, поскольку они обогащены LILE,

HFSE и имеют отчетливый Ta–Nb-максимум (см. рис. 2).

Дополнительные сведения о спектре лав окраинных бассейнов получены из анализа данных по магматизму Лау-МВ, начавшего раскрываться около 6 млн. лет назад [12]. Хотя состав этих вулканидов демонстрирует значительную латеральную мозаичность [11–13 и др.], однако и в Лау-МВ проявлена общая тенденция эволюции от шошонитов и обогащенных субдукционной компонентой толеитов (E-MORB<sub>2</sub>) к деплетированным разностям N-MORB на стадии активного спрединга. Лавы ряда N-MORB–E-MORB<sub>2</sub> дополняются в этом бассейне локально распространенными экстремально истощенными высокомагнезиальными толеитами и бонинитами, генезис которых связывается с плавлением реститовых ультрабазитов при пропагации спрединговых зон [11 и др.]. В северной части Лау-МВ распространены вулканиды, ранжированные от обогащенных толеитов типа E-MORB<sub>1</sub> до щелочных базальтов состава OIB. Показательно, что эти базальты близки к составам щелочных вулканидов соседних о-вов Самоа, которые, судя по высокому изотопному составу He, связаны с нижнемантийным плюмом [13].

Широкий спектр геохимических типов лав окраинных бассейнов запада Тихого океана свидетельствует об участии в магмаобразовании по крайней мере трех источников: реликтовых участков верхней мантии амфибол-флогопитового состава с признаками субдукционного метасоматоза; деплетированной астеносферы состава N-MORB; обогащенной мантии состава OIB. Функционирование в окраинных бассейнах мультиисточников подтверждается и широкими вариациями Sr–Nd–Pb-изотопных составов вулканидов [2, 3, 6, 8–13 и др.]. Так, лавы Япономорского региона по соотношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  образуют тренд от изотопно истощенного состава P- или N-MORB до обогащенного этими изотопами источника EMI, изредка отклоняющийся к экстремальному члену EMII [2, 3, 5, 6 и др.]. Гетерогенность источников, питавших магматизм спрединговой стадии Японского моря, а также постспрединговые щелочные вулканиды, отчетливо видна на диаграмме соотношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 3). В поле P-MORB располагаются наиболее истощенные в отношении изотопов Pb толеиты пунктов драгировок, а также N-MORB подобные толеиты верхнего комплекса скв. 797. При этом последние наиболее приближены к составу деплетированной мантии (DMM), а породы из пунктов D5, D7, D8 лишь несколько сдвинуты над линией NHRL в сторону источника EMI. Обогащенные толеиты типов E-MORB<sub>1</sub> и E-MORB<sub>2</sub> остальных скважин и нижнего комплекса скв. 797, характеризуясь повышенными величинами  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , занимают об-

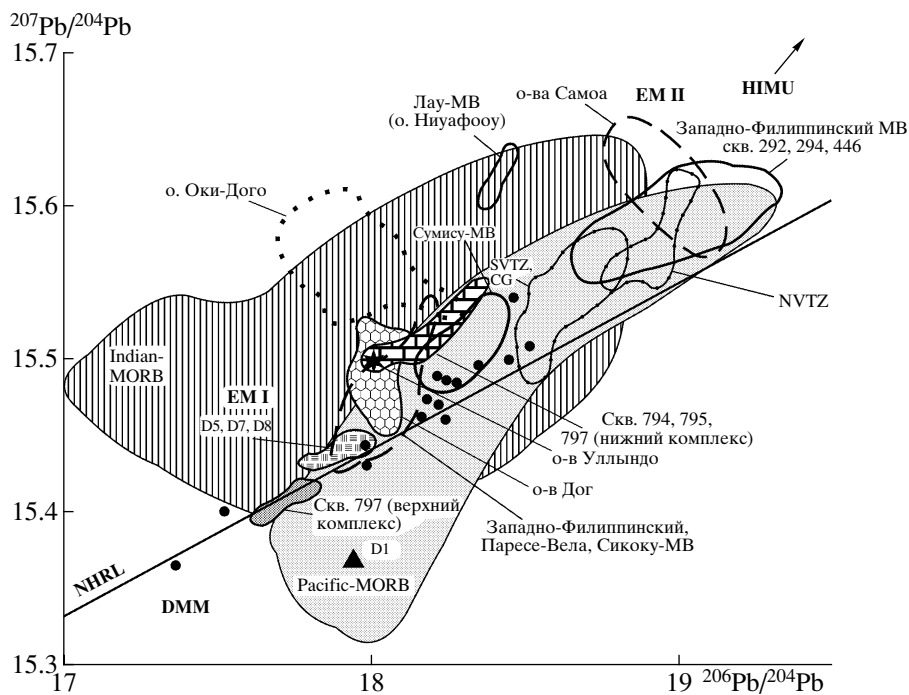


**Рис. 2.** Структурная схема окраинных бассейнов Филиппинской литосферной плиты, распределение редкоземельных элементов (REE), нормированных к хондриту [7], в базальтах Марианского и Сумису бассейнов и спайдерграмма (составы нормированы к примитивной мантии (ПМ) [4]) для вулканитов Западно-Филиппинского бассейна по [8–10]. На карте: 1–3 – литосферные плиты: 1 – Евразийская, 2 – Тихоокеанская, 3 – Филиппинского моря; 4 – зоны субдукции (подписаны названия глубоководных желобов); 5 – зоны спрединга неактивные (а) и активные (б); 6 – зоны рифтогенеза и начального спрединга; 7, 8 – вулканические островные дуги: 7 – угасшие (включая фрагменты вулканических плато и островов с базальтами ОИВ-типа, выявленных в скважинах DSDP: скв. 292 – поднятие Бенам, скв. 294 – юго-западные отроги хребта Оки-Дайто, скв. 446 – хребет Дайто), 8 – активные (Идзу-Бонин-Марианская – ИВМ-система); 9 – участки проявления мелового–кайнозойского вулканизма ОИВ-типа в пределах Тихоокеанской плиты; 10 – скважины DSDP и их номера. На графиках: 1, 2 – Марианский бассейн: 1 – толейты (тип E-MORB<sub>2</sub>) южной (SVTZ) и северной (NVTZ) зон рифтогенеза, 2 – толейты (тип N-MORB) Центрального грабена (CG) и спредингового хребта (SR); 3 – толейты (тип N-MORB) бассейна Сумису.

ласть Indian-MORB-DUPAL аномалии [14] и образуют ореол между составами EMII и EMI, смещенный, однако, в сторону последнего. В этой же области DUPAL располагаются постспрединговые плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды островов Японского моря, четко тяготеющие к источнику EMI.

Широкими вариациями изотопов Pb обладают и вулканы Марианского окраинного бассейна (см. рис. 3). Толейты северных зон рифтогенеза (NVTZ, SVTZ, CG), обогащенные субдукционной компонентой (тип E-MORB<sub>2</sub>), располагаются в области DUPAL и постепенно (по мере усиления

рифтогенеза) смещаются от изотопного члена EMII в сторону относительно истощенных составов (см. рис. 3). Наиболее деплетированные толейты спрединговой стадии Марианского окраинного бассейна приближены к источнику DMM, располагаясь вдоль линии NHRL (см. рис. 3). Содержащие субдукционную компоненту толейты спредингового хребта обогащены изотопами Pb и отклоняются в область I-MORB, приближаясь (вместе с лавами Сумису-МВ) к толейтам E-MORB<sub>2</sub> рифтинговой стадии бассейна. Гетерогенность изотопных свойств Pb выявлена и в лавах бассейнов запада Филиппинской плиты [9 и др.].



**Рис. 3.** Соотношение изотопов  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в кайнозойских базальтоидах Японского окраинного моря, а также бассейнов Филиппиноморской плиты и Лау по [2, 3, 6, 8–13 и др.]. Жирными точками обозначены составы толеитов спредингового хребта Марианского бассейна; остальные рифтогенные сегменты этого окраинного бассейна (в направлении от спредингового хребта на север) обозначены: CG – Центральный грабен, SVTZ, NVTZ – Южная и Северная вулcano-тектонические зоны соответственно. Составы Pacific-MORB и Indian-MORB по [9 и др.], составы источников DMM, EM I, EM II, HIMU и положение линии NHRL – раздела составов Indian-MORB (DUPAL-аномалии) и Pacific-MORB по [14 и др.].

Толеиты Западно-Филиппинского, Паресе-Вела и Сикоку окраинных бассейнов, характеризующая умеренно пониженными величинами  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (см. рис. 3), включают деплетированные разности состава P-MORB, а также базальты с признаками смешения источников изотопных свойств P-MORB и EM I. Обособленное положение занимают обогащенные изотопами Pb щелочные вулканы OIB-типа Западно-Филиппинского окраинного бассейна, располагающиеся в области DUPAL-аномалии, но приближенные не к источнику EM I (как аналогичные эффузивы Япономорского региона), а к изотопному члену EM II (см. рис. 3). К этому же источнику EM II тяготеют щелочные лавы OIB-типа севера бассейна Лау.

Таким образом, данные по изотопии Pb лав окраинных морей запада Тихого океана подтверждают связь истощенных толеитовых зон спрединга с астеносферными источниками состава P-(N)-MORB, тогда как природа обогащенных вулканидов типов E-MORB<sub>1</sub>, E-MORB<sub>2</sub> и WPB (OIB), обособляющихся в пределах области I-MORB (DUPAL) (см. рис. 3), весьма неоднородна. Так, толеиты E-MORB<sub>1</sub> и щелочные базальты из Япономорского региона (а возможно, частично из бассейна Сикоку) тяготеют к источнику с Sr–

Nd–Pb-изотопными свойствами EM I, тогда как аналогичные по химизму породы Западно-Филиппинского и Лау окраинных бассейнов несут признаки источника EM II (см. рис. 3). Однако с источником EM II идентифицируются и геохимически принципиально отличные толеиты (E-MORB<sub>2</sub>) с субдукционной компонентой. При этом, чем сильнее влияние последней, тем ближе эти вулканиды к изотопному составу EM II, например толеиты начальной стадии рифтогенеза Марианского окраинного бассейна (см. рис. 3). Эта двойственность изотопных характеристик щелочных пород окраинных бассейнов, с одной стороны, и конвергенция изотопных свойств EM II у вулканидов совершенно различной природы, с другой – требует расшифровки генезиса изотопных членов EM I и EM II.

Источник EM II обычно связывают [14, 15 и др.] с субдукционными процессами (флюидным метасоматозом, участием в источнике субдуцированного осадка или рециклинговой океанической коры). Широкое проявление субдукционных источников (особенно на ранних стадиях рифтогенеза) в окраинных бассейнах запада Тихого океана вполне объяснимо, поскольку эти бассейны возникли в области деструкции края континента, литосферная мантия которого претерпела

многоэтапные процессы мезозойско-раннекайнозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза. Примером наличия реликтовых (остаточных) источников с субдукционными свойствами служит Япономорский регион, палеоген-нижнемиоценовые вулканиты которого с сильными субдукционными характеристиками возникли до позднекайнозойских (в основном голоценовых) островных дуг Японии [3, 15 и др.]. Даже при синхронно развивающихся островной дуге и задуговом бассейне, погружающийся слэб не является единственной (и решающей) причиной субдукционного метасоматоза мантии окраинных бассейнов. Так, например, в одновременно формирующихся дуге Идзу и Сумису-МВ вулканиты первой в гораздо меньшей степени обогащены субдукционной компонентой, чем толеиты окраинных бассейнов [10]. Этот парадокс вполне объясним, если допустить предшествующий метасоматоз мантии задуговой области.

Что касается изотопного члена ЕМІ (и обладающих этими свойствами щелочных базальтов и толеитов E-MORB<sub>1</sub> окраинных бассейнов), то наиболее убедительной представляется модель [14] его связи с апвеллингом нижнемантийного вещества с уровня D", формирующим Тихоокеанский суперплюм (с многочисленными ареалами OIB) и создающим обогащенную мантию DUPAL в целом. Однако среди OIB, связанных с Тихоокеанским суперплюмом, значительный объем принадлежит породам с Sr–Nd–Pb-характеристиками изотопного члена ЕМІІ [15 и др.], для части которых также подтвержден их нижнемантийный генезис. Так, обладающие свойствами ЕМІІ щелочные базальты о-вов Самоа, считающиеся отражением суперплюма, характеризуются высокими, нижнемантийными содержаниями изотопов He ( $R/R_a > 8$  и до 22, где  $R$  – величина  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в породе,  $R_a$  – содержание He в атмосфере) [13]. Согласно реконструкции [13], нижнемантийное вещество суперплюма распространилось из области о-вов Самоа в пределы верхней мантии Лау-МВ около 10 млн. лет назад, вызвав там формирование щелочных базальтоидов с аналогичными свойствами ЕМІІ. Модель центробежного латерального растекания нижнемантийного материала от Тихоокеанского суперплюма на приповерхностные уровни мантии периокеанических областей разработана и для Япономорского региона [15]. Эта модель подтверждается не только изотопно-геохимическими, но и сейсмографическими данными, поскольку суперплюму и боковым его циркум-Тихоокеанским ответвлениям (латеральным плюмам) соответствует система низкоскоростных (P-волн) аномалий. Таким образом, лавы окраинных бассейнов ряда E-MORB<sub>1</sub>–OIB, имея в целом нижнемантийную природу, включают две разновидности Sr–Nd–Pb-изотопных составов –

ЕМІ и ЕМІІ, что подтверждает предположение [14 и др.] о существенной неоднородности нижней мантии и слоя D". Идентификация генетически разнородных базальтов, связанных с субдукционными и нижнемантийными источниками, но обладающих сходными характеристиками ЕМІІ, возможна на основе привлечения дополнительной информации, в частности по изотопии He.

## ВЫВОДЫ

Судя по изотопно-геохимическим характеристикам базальтоидов окраинных бассейнов запада Тихого океана (Японского, Филиппинского, Лау), их магматические источники включают остаточные участки метасоматизированной субдукционными флюидами литосферной мантии; деплетированную астеносферу; нижнемантийное вещество, связанное через систему боковых латеральных плюмов с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом. Действие мультиисточников обусловило возникновение в бассейнах толеитов деплетированных (типа N-MORB) и обогащенных (типов E-MORB<sub>1</sub> с WPB-компонентой и E-MORB<sub>2</sub> с субдукционной компонентой вплоть до составов, близких к IAB), а также щелочных базальтов WPB (OIB)-типа. Выявлена двойственность Sr–Nd–Pb-изотопных характеристик вулканитов нижнемантийной природы (E-MORB<sub>1</sub>–WPB), обладающих свойствами изотопных членов ЕМІ (Япономорский регион) и ЕМІІ (лавы Филиппинского и Лау бассейнов).

Поскольку литосферная мантия периокеанических бассейнов испытала предшествующий интенсивный субдукционный метасоматоз, эволюция магматизма этих структур протекает от составов, обогащенных субдукционной компонентой (включая толеиты E-MORB<sub>2</sub>) при начальном рифтогенезе до доминирования толеитов N-MORB на стадии окраинно-морского спрединга и смене источника на более глубокий, астеносферный. Эта общая тенденция осложняется на площадях проникновения на верхнемантийные уровни нижнемантийных плюмов (моря Японское, Западно-Филиппинское, Лау), обогащающих расплавы WPB (OIB)-компонентой с характеристиками DUPAL аномалии. Наряду с последовательной сменой источников при эволюции окраинных бассейнов происходит также и одновременное их функционирование, что обуславливает возникновение вулканитов промежуточных (многокомпонентных) составов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 01–05–64019, 02–05–64365).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tamaki K., Suyehiro K., Allan S. et al. // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1333–1350.

2. *Tatsumoto M., Nakamura Y.* // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1991. V. 55. № 65. P. 3697–3708.
3. *Филатова Н.И., Федоров П.И.* // *Петрология.* 2001. Т. 9. № 5. С. 519–546.
4. *Sun S.-S., McDonough W.F.* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
5. *Song S., Lee H.K., Yun H.* // *J. Volcan. and Geotherm. Res.* 1997. V. 12. № 4. P. 43–56.
6. *Cousens B.L., Allan J.F.* // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805–818.
7. *Pallister J.S., Knight R.J.* // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 2673–2697.
8. *Gribble R.F., Stern R.J., Newman S. et al.* // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 1. P. 125–154.
9. *Hickey-Vargas R.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. № 2. P. 294–304.
10. *Hochstaedter A.G., Gill G.B., Kusakabe M. et al.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. P. 179–194.
11. *Falloon T.J., Green D.H., Jacques A.L., Hawkins J.W.* // *J. Petrol.* 1999. V. 40. № 2. P. 255–277.
12. *Hawkins J.W.* In: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific.* Wash. (D.C.): AGU, 1995. P. 125–173.
13. *Turner S., Hawkesworth Ch.* // *Geology.* 1998. V. 26. № 11. P. 1019–1022.
14. *Hart S.R.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. № B2. P. 273–296.
15. *Филатова Н.И.* // *Петрология.* 2002. Т.10. № 4. С. 11–41.