

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ОКРАИННОМОРСКОГО МАГМАТИЗМА (КОРЕЙСКО-ЯПОНСКИЙ РЕГИОН)

Н.И. Филатова

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН

119180, Москва, Старомонетный пер., 22

E-mail: filatova@ilran.ru

Поступила в редакцию 30 октября 2003 г.

Синтез информации по магматическим породам Корейско-Япономорского региона и вулканитам некоторых задуговых бассейнов запада Тихого океана позволил выявить специфику динамики магматизма Японского бассейна. Среди вулканитов, связанных с формированием Японского моря, на основе изотопно-геохимических критериев выделены: толеиты типа N-MORB; обогащенные известково-щелочной компонентой толеиты типа E-MORB₂; толеиты E-MORB₁, обогащенные компонентой WPB; щелочные базальты, аналогичные составам WPB (OIB). Источники магматизма сменялись в течение эволюции окраинного бассейна. Общая тенденция динамики магматизма бассейнов запада Тихого океана (включая Японское море) заключается в переходе от обогащенных известково-щелочной компонентой лав (плавление ранее модифицированной субдукционными флюидами верхней мантии) к N-MORB подобным толеитам зон спрединга (астеносферный источник типа Pacific). Специфика динамики Япономорского магматизма заключается в вовлечении в качестве источника неистощенного нижнемантийного вещества составов WPB (OIB). Судя по сейсмотомаграфическим данным, нижнемантийный материал распространялся от Тихоокеанского суперплюма на приповерхностные уровни мантии, создавая там аномалию DUPAL типа и участвуя в эволюции магматизма Японского бассейна.

Ключевые слова: *Корейский полуостров, Японское окраинное море, изотопно-геохимические типы вулканитов, магматические источники, кайнозойская динамика магматизма.*

DYNAMICS OF MARGINAL BASIN MAGMATISM (KOREAN-JAPAN REGION)

N.I. Filatova

Institute of the Lithosphere of the Marginal Seas, Russian Academy of Sciences

The synthesis of data on the igneous rocks of the Korean-Japan region and some marginal and back-arc basin volcanics of the western Pacific allowed us to distinguish specific features of the magmatic dynamics into the Japan marginal basin. Judging from isotope-geochemical characteristics, the spectrum of volcanic rocks related to Japan Sea development includes: tholeiitic basalts of the N-MORB type; tholeiitic basalts of the E-MORB₂ type (with subduction component); tholeiitic basalts of the E-MORB₁ type (with WPB component); alkali basalts of the WPB (OIB) type. Magma sources changed during the evolution of the magmatic dynamics of western Pacific basin (including the Japan Sea) evolves from subduction-related enriched lava (melting of the upper mantle preliminary modified by subduction fluid) toward N-MORB-like tholeiites of spreading zones (asthenospheric source of the Pacific type). The specific features of the magmatic evolution of Japan Sea development was characterized by the appearance the enriched lower mantle source with the WPB (OIB) composition. The data of seismic tomography indicate that lower mantle material spreads from the Pacific superplume into shallow mantle levels forming there an anomaly of the DUPAL type and contributing to the magmatic evolution of the Japan Sea.

Key words: *Korean Peninsula, Japan marginal Sea, isotope-geochemical types of volcanics, magmatic sources, Cenozoic magmatic dynamics.*

Эволюция кайнозойского магматизма окраинных морей Тихого океана и корреляция стадий этого магматизма с геодинамическими режимами в процессе формирования этих морей представляют отдельные аспекты обширной фундаментальной научной проблемы. В современной мировой научной литературе широко обсуждаются вопросы специфики состава и динамики окраинноморского магматизма, а также происхождения его источников; однако предлагаемые варианты петрологических моделей нередко оказываются взаимоисключающими.

Корейско-Японский регион является полигоном, в пределах которого могут быть решены многие из этих вопросов. Во-первых, здесь расположен ряд кайнозойских структур, характеризующихся различной степенью растяжения: от грабенов в северной части п-ова Корея (и на прилежащих площадях северо-восточного Китая) через зоны начального рассеянного спрединга на юге полуострова до Японского окраинного моря с процессами миоценового активного спрединга, сопровождавшегося формированием окраинноморской коры. Во-вторых, Корейско-Японский регион в целом включает большое разнообразие составов вулканитов, пруроченных как непосредственно к окраинноморскому бассейну [Cousens, Allan, 1992; Nakamura et al., 1989, 1990 и др.], так и к структурам начального континентального рифтогенеза в пределах п-ова Корея (Филатова, Федоров, 2001; Филатова, 2002 и др.). Важно и то, что гетерогенность петро-геохимических и изотопных составов свойственна здесь разновозрастным породам (что создает латеральную мозаику синхронных вулканических ареалов), и, кроме того, характерна и для вертикального ряда вулканитов различного возраста (в пределах эоцен-голоценового интервала). Это дает возможность выявить латеральную зональность магматизма при формировании окраинного бассейна, а также проследить смену составов магматических пород на различных этапах развития бассейна. Обнаружение изменчивости изотопно-геохимических свойств пород по этому разрезу позволило охарактеризовать отдельные стадии окраинноморского магматизма и проследить динамику этого магматизма в целом.

Фактическую основу настоящей статьи составляет большой авторский материал, полученный в ходе многолетних полевых работ как в пределах КНДР, так и на территории Республики Корея, включая острова Японского моря.

В результате этих работ удалось восполнить тот пробел в фактическом материале, который ранее был обусловлен обособленным характером предшествующих геологических исследований отдельно на севере и юге п-ова Корея. В процессе полевых работ были составлены крупномасштабные геологические карты отдельных полигонов п-ова Корея и о-ва Чечжудо, а также новая тектоническая схема п-ова Кореи [Филатова и др., 1991]. По собранной обширной коллекции образцов получен банк петрохимических и геохимических данных для кайнозойских вулканогенных пород зон растяжения Кореи и о-ва Чечжудо Японского моря. Эти авторские материалы (включая таблицы химических составов вулканитов и характеристику аналитических методов, приведены в наших предыдущих публикациях [Федоров, Филатова, 2002; Федорчук, Филатова, 1993; Филатова, Федоров, 2001]. Кроме того, были привлечены опубликованные материалы (в том числе и по программе глубоководного бурения ODP) по изотопно-геохимическому составу магматических образований Японского окраинного бассейна, что позволило судить об эволюции расплавов и их магматических источников. Новый авторский материал по кайнозойским геологическим образованиям всего Корейского п-ова в совокупности характеризует протяженный трансект северо-западной ориентировки от границы с Китаем до островов в Цусимском проливе Японского моря включительно. Этот трансект в тыловой, наиболее удаленной от Тихого океана части, вмещает структуры, свойственные востоку Евразийского континента, которые юго-восточнее сменяются геологическими образованиями, генетически связанными с формированием Японского окраинного моря. Следовательно, находящаяся в распоряжении авторов оригинальная геологическая информация позволила осуществить корреляцию латерального ряда синхронных, но генетически разнородных образований (включая магматические), в широкой зоне перехода от континента к окраинному бассейну.

Представляется, что в дальнейшем весьма результативной в петрологических и геодинамических целях окажется корреляция кайнозойских магматических образований вдоль всей восточной окраины Евразийского континента, включая Вьетнамский, Корейско-Восточно-Китайский и Сихотэалинский её сегменты, тем более что по последнему получена важная оригинальная информация (прежде всего, изотоп-

но-геохимического характера) [Есин и др., 1994, 1995; Мартынов, 1983, 1999; Сахно, 2001 и др.].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЯПОНСКОГО ОКРАИННОГО БАССЕЙНА

К настоящему времени накоплен большой материал по проблемам генезиса окраинных морей и приуроченного к ним магматизма. Однако в большинстве опубликованных петрологических моделей этот магматизм (как и генезис самих окраинных бассейнов) ставится в зависимость от смежных островных дуг и синхронных им субдукционных процессов. Так, во многих статьях [Okamura et al., 1998 и др.] раскрытие Японского моря и соответствующий магматизм объясняются тыловодужным положением относительно кайнозойских островных дуг Японии. Однако, как убедительно было доказано рядом петрологов, тектонистов и геофизиков [Nakamura et al., 1989, 1990; Jolivet et al., 1990, 1995 и др.], Японское море является не результатом задугового спрединга, а следствием растяжения края Азиатского континента и отодвигания Японского микроконтинента от континента по сдвигам, что и инициировало процесс спрединга в тылу этого микроконтинента [Филатова, 2001; Jolivet et al., 1990 и др.]. Островодужный (т.е. связанный с субдукционным процессом) магматизм в Японии в раннем и среднем миоцене (на момент раскрытия бассейна) отсутствовал, поскольку океаническая плита, начавшая покружаться под этот микроконтинент, по сейсмическим данным еще не достигла к этому времени магмагенерирующих зон [Nakanishi, 1980 и др.].

Анализ состава кайнозойских магматических образований по трансекту Корея – Японское море – Япония показал отсутствие субдукции и синхронного ей надсубдукционного магматизма в интервале эоцен–поздний миоцен [Филатова, Федоров, 2003], что подтверждено и геофизическими данными [Nakanishi, 1980; Nohda et al., 1992]. Это свидетельствует о перерыве на этом этапе сколько-нибудь значительного субдукционирования Тихоокеанской плиты под восточный край Евразийского континента и отделившийся от него в кайнозойе микроконтинент Японии. Субдукция этой плиты возобновилась лишь в конце позднего миоцена, вызвав островодужный магматизм в Северо-Восточной Японии. Однако в Юго-Западной Японии субдукционный магматизм отсутствует и ныне (за ис-

ключением крайнего фланга дуги Рюкю на юге о-ва Кюсю), поскольку ведущий край плиты Филиппинского моря (рис. 1, врезка) достиг здесь глубин лишь 40 км [Nohda et al., 1992]. Следовательно, Японское море не может рассматриваться в качестве тыловодужного, т.к. перед его образованием и во время раскрытия (ранний–самое начало среднего миоцена) синхронные островные дуги в Японии отсутствовали. В юго-западной Японии на среднемиоценовом уровне (16–13 млн лет) известны лишь две зоны своеобразного, не связанного с субдукцией бимодального вулканизма – Сетучи и Фронтальная (цифры в кружках 17 и 18 соответственно на врезке рис. 1). В первой из них риолиты сочетаются с высокомагнезиальными базальтами и андезитами, во второй – с толеитами, типичными для окраинноморских бассейнов. Возникновение этих зон отражает эпизод столкновения с юго-западной частью микроконтинента Японии молодой, относительно горячей микроплиты бассейна Сикоку [Филатова, Федоров, 2003 и др.]. Эта коллизия повлекла за собой интенсивную деформацию турбидитов меловой-палеогеновой аккреционной призмы Симанто и перекрывающих олигоцен-нижнемиоценовых терригенных отложений зоны Набае с формированием в призме Симанто антрацитов возраста 15–13 млн лет; повышенный тепловой режим вызвал формирование на краю Японского микроконтинента (контактирующего с горячей окраинноморской плитой Сикоку) анатектического магматизма в сочетании с бонинитоподобными вулканитами [Филатова, Федоров, 2003 и др.], и, кроме того, вызвал интенсивный метаморфизм (вплоть до амфиболитовой фации) всех кайнозойских вулканитов, вследствие чего они приобрели характерный облик так называемой «формации зеленых туфов». Таким образом, по механизму образования Японское море представляет бассейн типа пулл-апарт, являющийся одной из разновидностей категории окраинноморских бассейнов. Оно сформировалось в области трансформной границы Тихоокеанской и Евразийской плит в режиме растяжения края последней. Эта трансформная граница начала оформляться в эоцене–олигоцене (42–23 млн лет) в ходе Индо-Евразийской коллизии [Jolivet et al., 1990, 1995; Tarronnier et al., 1986 и др.]. «Жесткое» столкновение в среднем эоцене Индийской плиты с Евразийской вызвало северонаправленное перемещение последней, что привело к оформле-

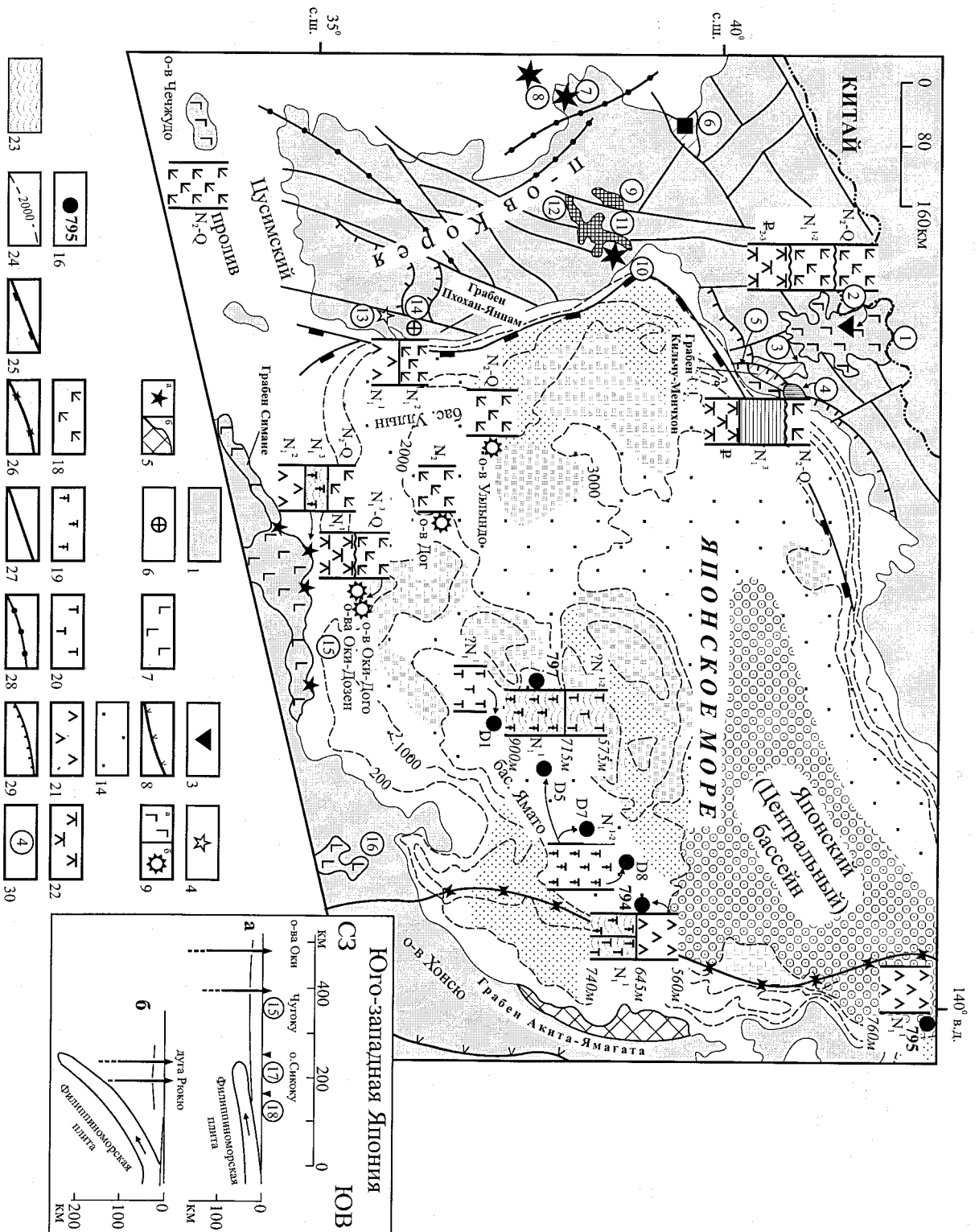


Рис. 1 Схема размещения верхнеэоценовых-голоценовых магматических образований в Корейско-Япономорском регионе (включая зоны окраинно-континентального рифтогенеза).

1 – докембрийские-мезозойские образования; 2 – верхнеэоценовые-олигоценые терригенно-вулканогенные породы (шошонитовая серия); 3-4 – нижнесреднемиоценовые вулканиды п-ова Корея: 3 – базальты умеренно щелочной серии, 4 – дифференцированные породы толеитовой серии зоны Яннам; 5 – средне-верхнемиоценовые толеиты: а – зоны Мацуге грабена Симане по (Morris, Kagami, 1989 и др.) и б – грабена Акита-Ямагата по (Tatsumoto, Nakamura, 1991); 6 – среднемиоценовые базальты щелочной серии зоны Пхохан; 7 – верхнемиоцен-голоценовые преимущественно щелочные базальтоиды о-ва Хонсю; 8 – фронт зоны верхнемиоцен-голоценовых островодужных вулканидов толеитовой и известково-щелочной серий северо-восточной части о-ва Хонсю и Идзу-Бонинской островной дуги по (Tatsumi et al., 1989); 9-10 – плиоцен-четвертичные вулканиды: 9 – базальтоиды умеренно щелочной, щелочной, изредка – толеитовой серий, а также трахиты и щелочные риолиты (а – ареалы, б – внемасштабные выходы), 10 – базальты толеитовой серии (а – ареал, б – внемасштабный выход); 11 – четвертичные базальты щелочной серии (а – ареал, б – внемасштабные выходы); 12-15 – кора Японского моря по (Tamaki et al., 1992): 12 – континентальная, 13 – континентальная, испытавшая деструкцию, 14 – континентальная, испытавшая рифтогенез и рассеянный спрединг, 15 – новообразованная окраинноморская; 16 – местоположение в Японском море скважин ODP (794, 795, 797) и драгировок (D1, D5, D7, D8); 17-23 – колонки типов (серий) магматических образований и терригенных пород: 17 – преимущественно морская терригенная серия Менчхон грабена Кильчу-Менчхон, 18 – вулканиды щелочные и умеренно щелочные внутриплитного (WPB) типа, 19 – толеиты, близкие к N-MORB, содержащие WPB компоненту (тип E-MORB₁), 20 – толеиты N-MORB типа, 21 – толеиты N-MORB типа, содержащие субдукционную компоненту (тип E-MORB₂), 22 – вулканиды шошонитовой серии, 23 – слабое проявление субдукционной компоненты при доминирующем составе базальтоидов, показанном соответствующим знаком; цифры около колонок скважин ODP обозначают глубины в метрах, индексы около колонок – возраст пород по шкале (Gradstein, Ogg, 1996), предполагаемый возраст сопровождается знаком вопроса, волнистые границы в колонках – установленное стратиграфическое и (или) структурное несогласие; 24 – изобаты морского дна; 25 – гравитационная ступень по (Геология Кореи, 1993; Kang et al., 1996); 26 – зона поддвига (начальной субдукции) в Японском море по (Jolivet et al., 1995; Kimura, Tamaki, 1986; Underwood et al., 1992 и др.); 27 – преимущественно сдвиги; 28 – преимущественно сбросы; 29 – листрические сбросы; 30 – главные вулканические ареалы (1-14 – п-ова Корея: 1 – Пэктусан, 2 – Онсупхён, 3 – Намсок грабена Кильчу-Менчхон, 4 – Мёнган, 5 – ареалы горста Чхильбосан, 6 – Анджу, 7 – Чаньён, 8 – Пэниёндо, 9 – Синге-Коксан, 10 – Тхончхон, 11 – Вонсан, 12 – Чугарён, 13-14 – ареалы грабена Пхохан-Яннам: 13 – зоны Яннам, 14 – зоны Пхохан; 15-16 – юго-западной и центральной части о-ва Хонсю: 15 – площади Чутоку, 16 – центральной части о-ва Хонсю. На врезке – современное положение субдуцируемой Филиппинской плиты по (Notsu et al., 1990): а – под юго-западной Японией; б – под островной дугой Рюкю. Черными треугольниками на профиле а показаны олигоцен-четвертичные щелочные вулканиды внутриплитной серии, на профиле б – островодужные вулканиды известково-щелочной серии; перевернутыми треугольниками на верхнем профиле показаны среднемиоценовые высокомагнезиальные вулканиды зоны Сетучи (17) и окраинноморские толеиты Фронтальной зоны (18).

нию трансформной границы между Евразийским континентом и плитами Тихого океана. Движения по сопровождавшим эту границу скольжения правосторонним сдвигам, нарушившим восточный край Евразийской плиты, обусловили в позднем эоцене–раннем олигоцене начало формирования структуры пулл-апарт Японского моря в сочетании с зонами окраинно-континентального рифтогенеза.

ЭОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

Накапливавшиеся в обстановке растяжения кайнозойские вулканогенные образования Корей-

ско-Японского региона представляют стадии различной интенсивности растяжения – от эоцен-олигоценового грабенообразования и начального континентального растяжения до ранне-среднемиоценового окраинноморского спрединга.

Магматизм зон окраинно-континентального рифтогенеза

Формировавшиеся в палеогене–миоцене по обрамлению Японского моря зоны окраинно-континентального рифтогенеза включают три главных грабена (рис. 1): Кильчу-Менчхон (Северная Корея), Пхохан-Яннам (Южная Корея) и Симане (Юго-Западная Япония). Они

окаймляют котловину Японского моря соответственно с севера, запада и юга, располагаясь на его континентальном обрамлении.

Грабен Кильчу-Менчхон протягивается в северо-восточном направлении по побережью Японского моря на северо-востоке п-ова Корея на расстояние около 110 км при ширине до 25 км и имеет в фундаменте нижнепротерозойские и мезозойские образования; эти же породы слагают кайнозойский горст Чхильбосан, ограничивающий грабен с юго-востока (рис. 1). Грабен Кильчу-Менчхон возник в конце эоцена и формировался в течение всего миоцена, причем стадия максимального растяжения и опускания фундамента датируется концом раннего миоцена—средним миоценом, что совпадает со стадией максимального спрединга в Японском море.

Разрез грабена Кильчу-Менчхон открывает терригенная угленосная толща Иондон с флорой олигоцена—конца эоцена [Геология Кореи, 1993]. Выше залегает комплекс Намсок, сложенный вулканитами основного состава, реже терригенными и пирокластическими породами. В нем преобладают базальты с резко подчиненным количеством андезитобазальтов [Федорчук, Филатова, 1993]. Вкрапленники базальтов — железистый хризолит, низкотитанистый авгит (TiO_2 —0,55–0,78 мас.%), лабрадор-андезин. Базальты отличаются высоким суммарным содержанием щелочей (до 6 мас.%) и по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ —0,8–1,1 принадлежат шошонитовой серии. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (0,7–1,3 мас.%), повышенные P_2O_5 (0,33–0,44 мас.%). Концентрации когерентных элементов низкие (Ni —40–65 г/т, Sc —21–27 г/т). Базальты обладают дифференцированным спектром распределения несовместимых элементов при высоком содержании крупноионных литофильных элементов (LILE) и дефиците высокозарядных элементов (HFSE) (Ba/Nb —230–280; Th/Ta —6,5–12), а также сильной отрицательной Ta-Nb аномалией (рис. 2), что сближает их с надсубдукционными известково-щелочными магматическими образованиями. По соотношению Th—Hf—Ta [Wood, 1980] базальты располагаются в поле островодужных (IAB) пород [Федоров, Филатова, 2002]; к известково-щелочной («субдукционной») компоненте #1 фигуративные точки комплекса Намсок тяготеют и по соотношению Ba/La —(La/Yb)_N (рис. 3). Однако величина (La/Yb)_N в них выше, чем в типичных известково-щелочных надсубдукционных лавах, а, кроме того, распределение

REE в этих породах слабо фракционированное (La_N/Sm_N —1,9–2,3; La_N/Yb_N —5,2–6,3), в отличие от шошонитов островных дуг и активных континентальных окраин. Таким образом, начальные фазы эоцен-олигоценового формирования грабена Кильчу-Менчхон сопровождались трещинными излияниями шошонитов, которые, хотя и обладают известково-щелочными характеристиками, накапливались в постсубдукционной обстановке растяжения края континента.

Вулканогенный комплекс Намсок перекрыт (со следами небольшого размыва) терригенной серией Менчхон (см. рис. 1), охватывающей все три отдела миоцена; она начинается с флороносной песчаниково-конгломератовой толщи, которая перекрыта мощными морскими тонкообломочными отложениями с фауной пеллеципод, радиолярий и фораминифер [Геология Кореи, 1993]; венчается серия Менчхон континентальными терригенными отложениями. Серия Менчхон несет лишь слабые признаки синхронного вулканизма. Эти важные для понимания эволюции Япономорского региона нижне-среднемиоценовые базальтоиды с возрастом 19,9–15,1 млн лет [Yun et al., 1993] известны севернее, в ареале Онсупхен горного массива Пэктусан (рис. 1). Они относятся к умереннощелочной серии и по химизму близки щелочным базальтам внутриплитного типа (WPB) и океанических островов (OIB) [Hofmann, 1997 и др.], характеризуются повышенной щелочностью, сильно фракционированным распределением REE, высоким содержанием большинства HFSE [Федорчук, Филатова, 1993]. По соотношению Ba/La —(La/Yb)_N (рис. 3) эти породы смещены к компоненте #2, т.е. к обогащенным составам, близким к WPB. Однако вулканиты Онсупхен еще несут известково-щелочные («субдукционные») метки известково-щелочной серии — относительно невысокое содержание TiO_2 (1,2–1,7 мас.%), отчетливый (но меньший, чем в шошонитах палеогена) Ta-Nb минимум, смещение по соотношению Th—Hf—Ta из поля базальтов типа E-MORB и WPB на границу составов IAB.

Более молодой постграбеновый плиоцен-четвертичный вулканогенный комплекс Чхильбосан распространен в пределах одноименного горста (рис. 1) и несогласно перекрывает образования грабена Кильчу-Менчхон. Комплекс Чхильбосан, в отличие от палеоген-миоценовых лав, не претерпел последующих тектонических деформаций и включает первичные тектономагматические структуры. Следует подчеркнуть,

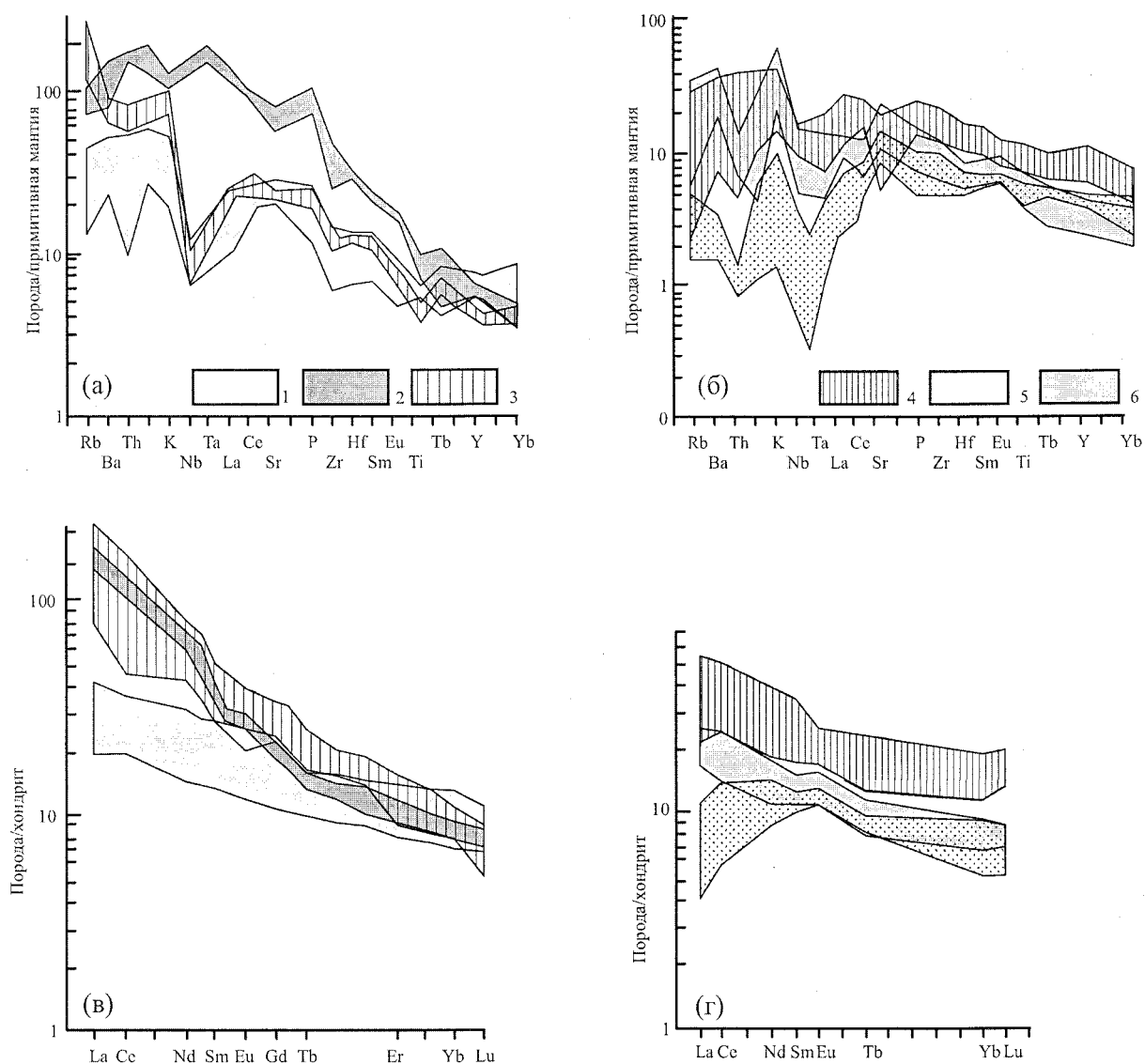


Рис. 2. Распределение несовместимых элементов (а–б), нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов (в–г), нормированных к хондриту [Pallister, Knight, 1981], в кайнозойских базальтоидах Корейско-Япономорского региона.

а, в – зоны окраинно-континентального рифтогенеза: 1-2 – вулканиты грабена Пхохан-Яннам Кореи по [Филатова, Федоров, 2001; Song et al., 1997]: 1 – нижнемиоценовые толеиты зоны Яннам, 2 – среднемиоценовые щелочные базальты зоны Пхохан; 3 – палеогеновые шошониты Намсок грабена Кильчу-Менчхон по [Федорчук, Филатова, 1993].

б, г – скважины ODP в Японском море: 4-5 – толеиты скв.797 ODP: 4 – нижний комплекс, 5 – верхний комплекс; 6 – толеиты верхнего комплекса скв.794 ODP по [Allan, Gorton, 1992; Pouclet, Bellon, 1992].

что если палеоген-миоценовый грабен Кильчу-Менчхон представляет собой специфическую структуру, характерную только для обрамления Японского моря, то аналоги плиоцен-четвертичных вулканитов в виде небольших, но многочисленных ареалов широко распространены на территориях п-ова Кореи и прилегающего Восточного Китая [Liu, 1987; Yun et al., 1993 и др.]. Ком-

плек Чхильбосан включает бимодальную ассоциацию, в которой сочетаются щелочные базальтоиды, а также трахиты и щелочные риолиты (иногда в виде игнимбритов). Первые из них образуют щитовые вулканы или лавовые плато близ подводных трещин, маркируемых цепочками небольших моногенных вулканов с прижерловыми фашиями шлаков и бомбовых туфов. Щелоч-

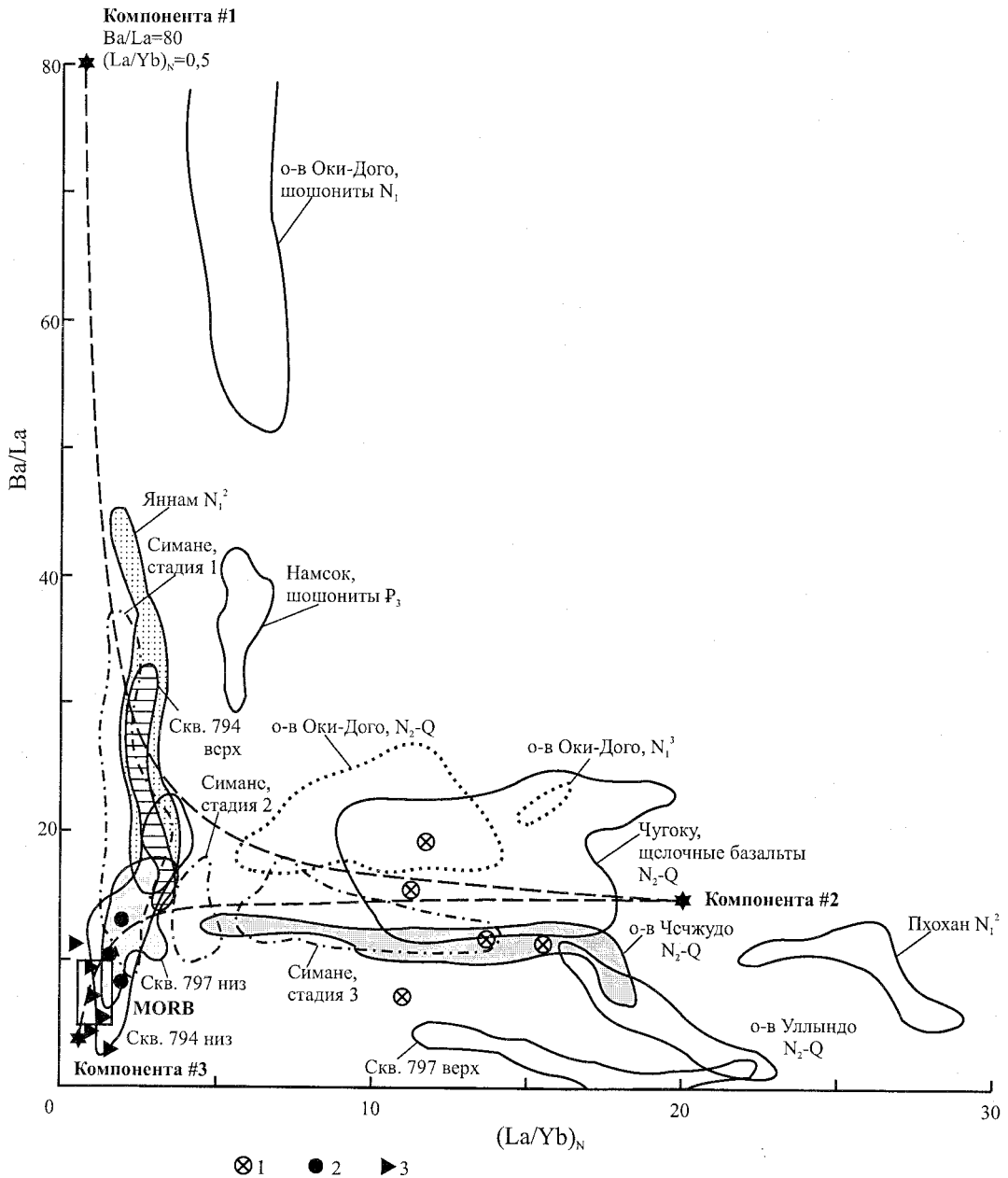


Рис. 3. Положение базальтоидов Японского моря и примыкающих зон окраинно-континентального рифтогенеза на диаграмме Ba/La-(La/Yb)_N.

1 – нижне-среднемиоценовые щелочные базальты ареала Онсупхен; 2-3 – миоценовые магматические комплексы скважин ODP [Allan, Gorton, 1992; Pouclet, Bellon, 1992]: 2 – скв. 795, 3 – скв. 797, верхний комплекс. Остальные вулканиды ареалов, зон и островов, подписанных на рис. 3 – по [Федоров, Филатова, 2002; Федорчук, Филатова, 1993; Iwamori, 1992; Miyake, 1994; Nakamura et al., 1989].

На графике компоненты: #1 – метасоматоз надсубдукционными флюидами; #2 – WPB свойства и уменьшение степени частичного плавления; #3 – деплетированные составы (включая MORB).

ные вулканиды кислого состава образуют типичные для кислого вулканизма кольцевые вулканотектонические структуры.

Многочисленные ореолы плиоцен-голоценовых лав Северной и Центральной Кореи (рис. 1), включая комплекс Чхильбосан, отно-

сятся к умеренно- и сильнощелочной сериям [Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2002]; по высокому содержанию HFSE и соотношениям (La/Sm)_N-La/Hf, Ba/La-(La/Yb)_N, Th-Hf-Ta они аналогичны составам WPB (OIB), реже смещаясь в область E-MORB [Wood, 1980].

Изредка встречаются толеиты переходного (между E-MORB и N-MORB) состава. В лавах этого возраста локально обнаруживаются слабые признаки субдукционной компоненты (незначительный Ta-Nb минимум, повышенные величины Ba/La и LILE в целом). Гетерогенность состава плиоцен-голоценовых лав подчеркивается и вариациями их Nd-Sr изотопного состава (рис. 4).

Грабен Пхохан-Яннам занимает крайний юго-восток п-ова Кореи (рис. 1) и имеет северо-северо-восточную ориентировку. Протяженность его более 90 км, ширина около 30 км. Этот грабен состоит из двух зон: более южной раннемиоценовой Яннам и северной среднемиоценовой Пхохан. Первая из них развивалась в наземной обстановке, вторая – в условиях морской трансгрессии.

Зона Яннам имеет чрезвычайно сложную блоковую структуру, благодаря проявлению мно-

гочисленных разломов [Lee, Pouclet, 1988; Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997 и др.]. В пределах зоны Яннам установлена единая стратиграфическая последовательность нижнемиоценовых терригенно-вулканогенных образований, осложненная как многочисленными разрывными нарушениями, так и спецификой обособленно функционировавших вулканических аппаратов.

Наиболее ранние в зоне Яннам эффузивы представлены андезитобазальтами, андезитами, реже базальтами видимой мощностью около 50 м. Лавы пронизаны подводящими каналами трещинного типа шириной до 10-15 м, заполненными лавобрекчией среднего-основного состава, а также андезитами и андезитобазальтами с вертикальной линзовидной флюидальностью. Выше этих эффузивов залегает пачка осадочных пород мощностью до первых десятков метров, которая перекрывается мощной (до 200 м) пачкой спекшихся кристалло-литокла-

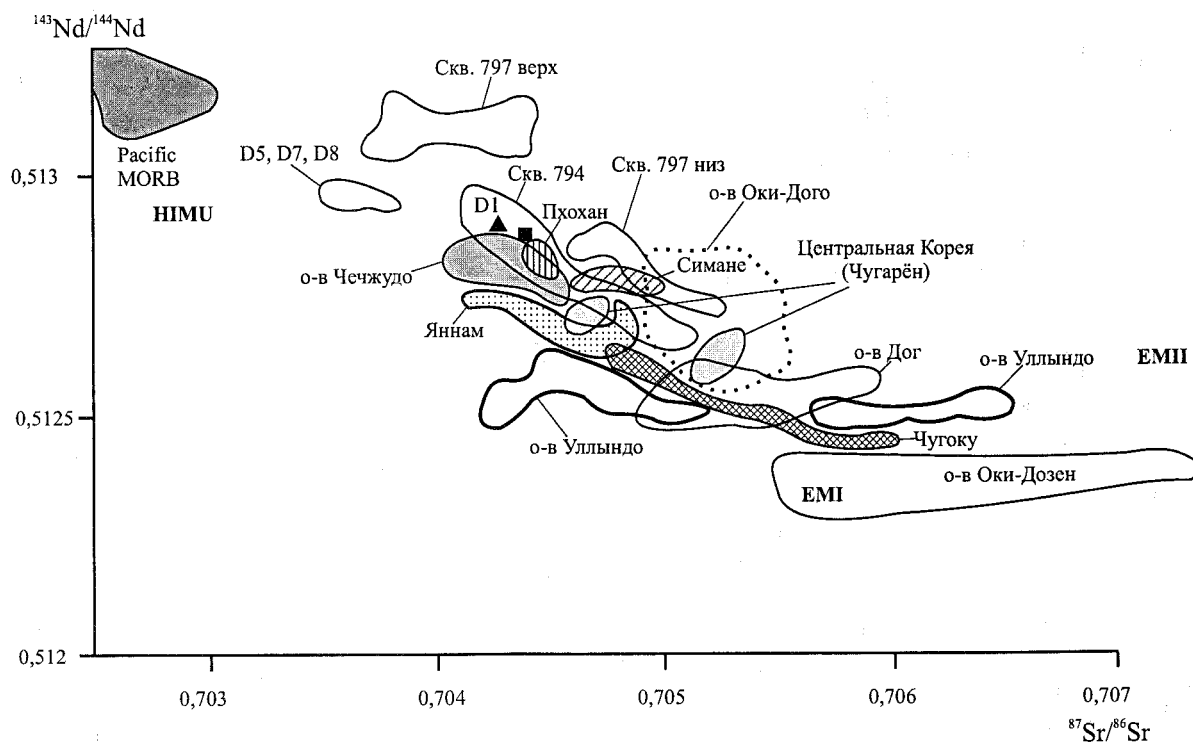


Рис. 4. Диаграмма соотношений изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойских базальтоидах Корейско-Япономорского региона, по данным [Федоров, Филатова, 2002; Allan, Gorton, 1992; Iwamori, 1992; Kim et al., 1999; Morris, Kagami, 1989; Nakamura et al., 1989, 1990; Pouclet, Bellon, 1992; Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997; Tatsumoto, Nakamura, 1991].

Базальты скв. 795 обозначены квадратом, драгировки D1 – треугольником. Поля базальтов Восточного Китая по [Flower et al., 1998, 2001; Basu et al., 1991; Smith, 1998]; составы Pacific MORB по [Hickey-Vargas et al., 1995], составы EM I, EM II по [Hart, 1988; Zindler, Hart, 1986]. На врезке показана частота распределения изотопных составов Sr и Nd щелочных базальтов о-ва Уллындю относительно компонент EM I и EM II по [Kim et al., 1999].

стических туфов кислого состава и биотитовых риолитов. Выше располагается пачка (50-150 м) чередующихся туффитов, конгломератов и алевролитов с углефицированными растениями, аналогичными флоре Аниан Японии [Ахметьев, 1993], верхний возрастной предел которой – ранний миоцен. Локально, на юго-восточном берегу залива Ионил, эта терригенная пачка перекрыта андезитобазальтами (до 70 м) с подушечной отдельностью. Вулканогенные породы зоны Яннам интенсивно пропицитизированы, вследствие чего они нередко считаются [Lee et al., 1999; Shimazu et al., 1990; Yoon, 1997] аналогом миоценовой формации «зеленых туфов» Японии.

Наши данные свидетельствуют о гомодромном, в целом, развитии вулканизма в этой зоне, хотя на отдельных участках вулканические постройки с различным составом вулканитов могли формироваться и синхронно, что подтверждается данными К-Аг датировок, которые для всех вулканитов кислого, среднего и основного состава лежат в интервале 21,1-18,4 млн лет, при единичных значениях 17, 16,2, 15,9 и 14,6 млн лет. Возрастной диапазон 21,1-18,4 млн лет является наиболее достоверным; меньшие значения – 17,0 млн лет из дацитовых туфов [Lee, Pouclet, 1988] и 16,2 и 14,6 млн лет из андезитобазальтов [Song et al., 1997] – вызваны, скорее всего, потерями радиоактивного Аг в результате гидротермального изменения пород.

Зона Пхохан, расположенная к северо-западу от зоны Яннам, формировалась в режиме усиливавшегося растяжения и начала морской трансгрессии. Развитые здесь отложения обычно объединяют в группу Ионил [Yoon, 1997 и др.], имеющую трансгрессивный характер. Она начинается с наземной и прибрежно-морской песчано-конгломератовой толщи (300-500 м), которая надстраивается более мощной (до 600-900 м) морской терригенной толщей. В линзах нижней из них найдены среднемиоценовые бентосные фораминиферы и моллюски [Lee et al., 1999; Yun, 1986 и др.], хотя не исключается присутствие пород верхов нижнего миоцена [Yoon, 1997]. Аналогичная фауна обнаружена в средней части разреза группы Ионил [Lee et al., 1999]. Верхние части разреза среднемиоценовых отложений зоны Пхохан представлены регрессивными фациями: флороносными песчаниками и алевролитами с теплолюбивой флорой, коррелирующейся с среднемиоценовой флорой Японии [Ахметьев, 1993]. Магматические проявления в зоне Пхохан сводятся к нескольким дайкам щелочных

долеритов с К-Аг датировками 15,2-13,6 млн лет [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997].

По химическим свойствам магматические породы зон Яннам и Пхохан резко различны [Филатова, Федоров, 2001]. В зоне Яннам среди раннемиоценовых вулканитов, дифференцированных от базальтов до риолитов, преобладают андезитобазальты и дациты. В основных породах вкрапленники образованы оливином, клинопироксенами, плагиоклазом, основная масса – плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, амфиболами, ульвошпинелью и гематитом. В андезитах и дацитах вкрапленники представлены плагиоклазом и амфиболами, в основной массе присутствуют клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, ульвошпинель и ильменит. Базальты и андезитобазальты зоны Яннам являются q -, редко ol -нормативными и по соотношению кремнезема, щелочей и железа принадлежат умеренно калиевой толеитовой серии, тогда как андезиты и дациты смещены в область известково-щелочных составов. Базальтам и андезитобазальтам свойственны низкие и умеренно повышенные содержания TiO_2 (0,87-1,6 мас.%) и P_2O_5 (0,25-0,42 мас.%). Распределение REE в них слабо фракционированное (La_N/Sm_N –0,8-2,4; La_N/Yb_N –1,5-5,5) с выположенным спектром распределения (рис. 2) и более фракционированное в андезитах и дацитах (La_N/Sm_N –2,3-2,9; La_N/Yb_N –4,2-4,6). По соотношению Th–Hf–Ta эти толеиты несут свойства IAB, а на диаграмме Ba/La – $(La/Yb)_N$ образуют тренд от составов MORB к известково-щелочной («субдукционной») компоненте #1 (рис. 3). Известково-щелочные свойства в толеитах выражаются и в «пилообразном» спектре распределения некогерентных элементов и Ta–Nb минимуме; однако по умеренному содержанию LILE они близки к E-MORB. По изотопным характеристикам они обладают умеренно повышенными величинами $^{143}Nd/^{144}Nd$ –0,512643-0,512843 и пониженными $^{87}Sr/^{86}Sr$ –0,7041-0,7048 [Song et al., 1997], располагаясь между составами N-MORB и EM (рис. 4).

Таким образом, ними установлено, что E-MORB состав вулканитов зоны Яннам обусловлен совмещением характеристик N-MORB и известково-щелочной серии; эти обогащенные толеиты выделены нами в качестве типа E-MORB₂. Ниже будет показано, что наряду с этим типом пород в пределах изученного региона широко распространены толеиты, обогащенные компонентой WPB (OIB), которые вы-

делены нами в качестве другого типа обогащенных толеитов – E-MORB₁.

Среднемиоценовые щелочные долериты субвулканических тел зоны Пхохан содержат оливин, титан-авгит, плагиоклаз и интерстиционные стекла и являются пe-нормативными. Породы обогащены LILE, LREE, Ta и Zr и на спайдерграмме (рис. 2) отражают спектр распределения, свойственный OIB. Судя по соотношению $Ba/La-(La/Yb)_N$ (рис. 3), эти породы проявляют свойства, присущие WPB, (компонента #2), что согласуется и с дифференцированным спектром распределения REE ($La_N/Sm_N=5,4-6,3$ и $La_N/Yb_N=22-29$) (рис. 2), также аналогичным спектром WPB (OIB). Однако сильно обогащенные щелочные долериты WPB-типа зоны Пхохан характеризуются повышенными величинами $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512831-0,512845) и умеренными $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70439-0,70446) [Song et al., 1997], что смещает их к составам N-MORB (рис. 4).

Грабен Симане протягивается в северо-восточном направлении по южному обрамлению Японского моря, захватывая как периферию последнего, так и побережье (с п-овом Симане) юго-западной части о-ва Хонсю. Эта ограниченная сбросами, узкая (20 км) протяженная (до 500 км) структура заполнена нижне-среднемиоценовыми отложениями мощностью не менее 2000 м [Miyake, 1994 и др.]. На северо-западном и юго-восточном бортах грабена (соответственно на о-вах архипелага Оки и на о-ве Хонсю) вскрываются докембрийские образования. Формирование грабена Симане, начавшееся около 24 млн лет назад, продолжалось в течение раннего и среднего миоцена.

Наиболее древние, связанные с формированием грабена породы обнаружены на о-ве Оки-Дого (рис. 1), где вскрываются синхронные началу грабенообразования нижнемиоценовые вулканические породы шоссонитовой серии (формация Кори), датированные (K-Ar методом) 19,2-18,0 млн лет [Uto et al., 1994]. Они характеризуются умеренно низкими содержаниями SiO_2 (51,50-53,36 мас.%), пониженными TiO_2 (1,04-1,16 мас.%) и повышенными K_2O (до 2,88 мас.%). Нижнемиоценовым шоссонитам свойственна калиевая специализация ($K_2O/Na_2O=0,7-1,0$), высокие величины LILE/HFSE, дифференцированный спектр распределения несовместимых элементов и интенсивный Ta-Nb минимум (рис. 2). Эти свойства, а также положение в поле IAB на диаграмме Th-Hf-Ta [Wood, 1980] сближает эти

породы с палеогеновыми шоссонитами Намсок Кореи и с известково-щелочными надсубдукционными образованиями в целом. Однако сейсмические данные [Nakanishi, 1980] показывают отсутствие субдукционной обстановки в регионе площади Чугоку о-ва Хонсю и о-вов архипелага Оки даже в настоящее время (рис. 1, врезка), в связи с чем эти шоссониты рассматриваются как один из индикаторов начального рифтогенеза при формировании Японского окраинного моря. Кроме того, эти породы имеют определенные геохимические отличия от надсубдукционных шоссонитов, в частности слабо фракционированное распределение REE ($La_N/Sm_N=2,1-2,7$; $La_N/Yb_N=4,3-6,7$).

Южнее, на побережье о-ва Хонсю, в центральной части грабена Симане среди терригенных морских отложений (аргиллитов, турбидитов) выявлены среднемиоценовые вулканогенные породы трех стадий магматизма, накапливавшиеся в морской обстановке в интервале 14,2-12,9 млн лет – K-Ar метод [Morris, Kagami, 1989]. Перекрывающие щелочные вулканические породы верхнего миоцена-голоцена площади Чугоку (рис. 1) формировались в постграбеновую стадию в наземных условиях.

Среднемиоценовые вулканические породы грабена Симане обладают пониженной щелочностью и принадлежат толеитовой магматической серии [Miyake, 1994; Morris, Kagami, 1989]. Первые две стадии магматизма грабена представлены дифференцированной серией пород от пиллоу-базальтов до дацитов, реже риолитов. Третья стадия включает наименее дифференцированный – от базальтов до андезитов – ряд пород. Всем породам грабена Симане свойственны субдукционные метки (Ta-Nb минимум и некоторое обогащение LILE относительно HFSE), в связи с чем на диаграмме Ta-Th-Hf [Wood, 1980] их фигуративные точки располагаются в основном в поле IAB, вдоль границы составов E-MORB. Наиболее основные породы грабена Симане представлены толеитовыми базальтами с содержаниями $SiO_2=47,21-49,82$ мас.% и $TiO_2=0,86-1,26$ мас.% [Miyake, 1994]. Наряду с низкой титанистостью, они обладают пониженными значениями La/Yb и Ba/La . Максимально деплетированы толеиты первой стадии. Им свойственен весьма слабо фракционированный спектр REE, сравнительно пониженное содержание REE и HFSE (рис. 5). Двойственность их химических характеристик отлично видна на диаграмме $Ba/La-(La/Yb)_N$ (рис. 3), где они об-

разуют тренд от компоненты #3 составов MORB к «субдукционной» компоненте #1.

Вулканиды второй и третьей стадий вулканизма грабена Симане близки по составу, характеризуясь обогащением LILE и LREE (рис. 5). От второй стадии к третьей в вулканидах ослабевают известково-щелочные признаки, сокращается Ta-Nb минимум, последовательно увеличиваются концентрации La (от 15г/т в породах первой стадии до более чем 30г/т в третьей) и возрастает величина La_N/Yb_N (от 1,7-3,5 до 4,5-7,5 соответственно). Уменьшение степени деплетированности вулканидов во времени коррелируется с уменьшением значений Zr/Nb и Sm/Hf. В целом, в толеитах 2 и 3 стадий вулканизма грабена Симане, наряду с N-MORB компонентой, проявлена возрастающая во времени компонента WPB, в связи с чем на диаграмме Ba/La-(La/Yb)_N (рис. 3) фигуративные точки базальтов 2 и 3 стадий последовательно смещены от составов N-MORB в сторону компоненты #2. Таким образом, если толеиты первой стадии грабенообразования характеризуются смешением N-MORB и известково-щелочных составов, представляя тип E-MORB₂, то толеиты

двух последних стадий грабена Симане обнаруживают смешение составов N-MORB и WPB, т.е. относятся к выделенному нами типу E-MORB₁; однако и эти толеиты показывают определенное влияние (но меньшее, чем в ранних толеитах) известково-щелочной компоненты. Весь дифференцированный ряд среднемиоценовых вулканидов грабена Симане обладает близким изотопным составом Sr и Nd (при довольно высокой величине $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512759-0,512788$). По этим характеристикам они близки к умеренно обогащенным нижнемиоценовым толеитам зон спрединга Японского моря. Примечательно, что аналогичные среднемиоценовые толеиты известны и в северо-восточной части о-ва Хонсю, в грабене Акита-Ямагата (рис. 1). Этот субмеридиональный грабен, протягивающийся по юго-восточному обрамлению Японского моря на продолжении грабена Симане, включает толеиты, близкие по химизму вулканидам первой стадии грабена Симане, сочетая свойства N-MORB и E-MORB [Miyake, 1994]. Вероятнее всего, миоценовые грабены Симане и Акита-Ямагата представляют сегменты единой системы грабенов, зало-

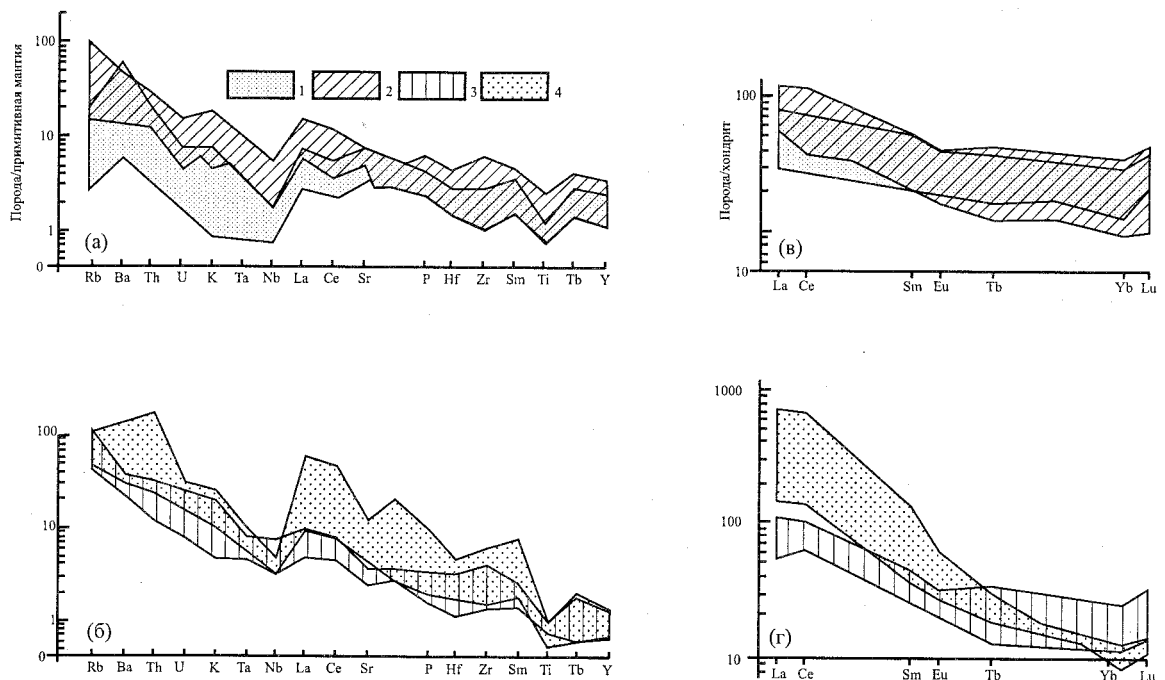


Рис. 5. Распределение несовместимых элементов (а-б), нормированных к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов (в-г), нормированных к хондриту [Pallister, Knight, 1981], в миоценовых базальтах грабена Симане о-ва Хонсю по [Miyake, 1994].

1-3 – среднемиоценовые толеитовые базальтоиды соответственно 1-3 стадий вулканизма в грабене Симане, 4 – верхнемиоценовые щелочные базальтоиды постграбеновой стадии вулканизма.

жившихся в миоцене по южному и восточному обрамлению Японского моря, в связи с формированием последнего.

Верхнемиоценовые–голоценовые постграбеновые вулканы площади Чутоку (рис. 1) принадлежат щелочной серии; они близки описанным ниже породам островов Японского моря, вместе с которыми накапливались после завершения окраинноморского спрединга.

Магматизм Японского моря

В пределах Японского моря скважинами ODP в бассейнах Центральном и Ямато (рис. 1) были выявлены вулканы нижнего–начала среднего миоцена [Allan, Gorton, 1992; Cousens, Allan, 1992 и др.]. Драгировками в бассейне Ямато обнаружены породы среднего миоцена [Tatsumoto, Nakamura, 1991]. Вулканы более молодого возраста – конца миоцена–голоцена – слагают ряд островов в Японском море, а также о-в Чечжудо в Цусимском проливе (рис. 1).

Нижний-средний миоцен. Базальты скважин ODP Японского моря характеризуются существенной неоднородностью химического состава как во времени, так и по латерали. Магматические породы скв. 794 (21,1–19,9 млн лет [Kaneoka et al., 1992], отражающие начальные стадии раскрытия бассейна, включают два разновозрастных, гетерогенных по составу комплекса. Нижний комплекс представлен толеитами двух типов (рис. 1). Один из них – близкий к толеитам N-MORB – обладает низким содержанием HFSE и практически недифференцированным спектром REE, при общем низком их содержании [Allan, Gorton, 1992 и др.]; по соотношению Th–Hf–Ta эти породы также занимают область N-MORB-составов [Филатова, Федоров, 2001]. Преобладание деплетированных разностей в нижнем комплексе скв. 794 отчетливо выявлено и на диаграмме Ba/La–(La/Yb)_N, поскольку большинство их фигуративных точек тяготеет к компоненте N-MORB, лишь незначительно отклоняясь в сторону обогащенных Ba толеитов, т.е. к известково-щелочной составляющей (рис. 3). Следовательно, эти толеиты, местами слабо обогащенные известково-щелочной компонентой, образуют разновидности, промежуточные между N-MORB и E-MORB₂. Второй тип толеитов нижнего комплекса по соотношению Th–Hf–Ta смещен в область E-MORB+WPB [Wood, 1980]. Обогащение HFSE, LILE, LREE и более фракционированный

спектр REE сообщает этим толеитам WPB свойства и ставит их в ряд пород типа E-MORB₁. Известково-щелочные метки (обогащение Ba, K, Sr, Th, обеднение Ta, Nb) в этих породах выражены столь слабо, что на диаграмме Th–Hf–Ta они не выходят за пределы полей N-MORB и E-MORB+WPB, лишь иногда приближаясь к границе поля IAB [Филатова, Федоров, 2001].

Толеиты верхнего комплекса скв. 794 по сравнительно невысокому содержанию HFSE (рис. 2) тяготеют к умеренно деплетированным составам. Однако они обогащены LREE и LILE (рис. 2) и на диаграмме Ba/La–(La/Yb)_N (рис. 3) образуют тренд от N-MORB к известково-щелочной («субдукционной») компоненте, демонстрируя тем самым свойства толеитов типа E-MORB₂. По соотношению Th–Hf–Ta эти вулканы располагаются в полях IAB и E-MORB [Федоров, Филатова, 2002].

В скв. 797 ODP также выделены два комплекса (рис. 1). Нижний из них (19,0–17,7 млн лет, ³⁹Ar/⁴⁰Ar-метод, [Kaneoka et al., 1992]) включает толеиты, умеренно обогащенные LILE, обогащенные REE и HFSE (рис. 2) и по этим параметрам близкие E-MORB₁ (т.е. несущие признаки WPB на фоне доминирующих деплетированных свойств). Однако часть разностей обеднена LILE и LREE, приближаясь к толеитам N-MORB, что подтверждается и соответствующим соотношением Th–Hf–Ta [Филатова, Федоров, 2001]. Все толеиты этого комплекса несут слабые известково-щелочные метки в виде Ta–Nb-минимума разной интенсивности (рис. 2); по соотношению Ba/La–(La/Yb)_N они тяготеют к MORB-источнику, незначительно отклоняясь в сторону субдукционной компоненты (рис. 3).

Толеиты верхнего комплекса скв. 797 ODP (рис. 1), с предположительным возрастом около 15 млн лет [Kaneoka et al., 1992], наиболее близки к N-MORB составам, характеризуясь максимальной (по сравнению с остальными образцами керна глубоководного бурения Японского моря) деплетированностью в отношении REE, особенно LREE, LILE и HFSE (рис. 2). На диаграмме Ba/La–(La/Yb)_N эти породы наиболее близки к MORB-источнику (рис. 3). Однако и они содержат известково-щелочные метки в виде Ta–Nb-минимума и некоторой обогащенности LILE (рис. 2). Наряду с максимально истощенными толеитами, в верхнем комплексе скв. 797 обнаружены толеиты типа E-MORB₁, которые, благодаря высоким значениям (La/Yb)_N

и экстремально низким Ba/La-отношениям, образуют изолированное поле в области WPB-составов (рис. 3).

Вулканы скв. 795, датированные ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -методом) 23,7-17,1 млн лет [Kaneoka et al., 1992], по соотношению $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ и Ta-Nb-минимуму относятся к известково-щелочной серии. Однако геохимические параметры показывают их истощение HFSE, HREE и большинством LILE, т.е. близость к N-MORB составам, что следует также и из диаграммы Ba/La-(La/Yb)_N (рис. 3). Вместе с тем, эти породы обнаруживают слабую обогащенность LREE, некоторыми LILE, что в сочетании с Ta-Nb-минимумом ставит их в ряд пород типа E-MORB₂, т.е. E-MORB-подобных толеитов, обогащенных за счет известково-щелочной компоненты.

По изотопному составу Nd, Sr и Pb среди толеитов скважин ODP обособляются две группы – верхний комплекс скв. 797 и все остальные породы скважин (рис. 4, 6).

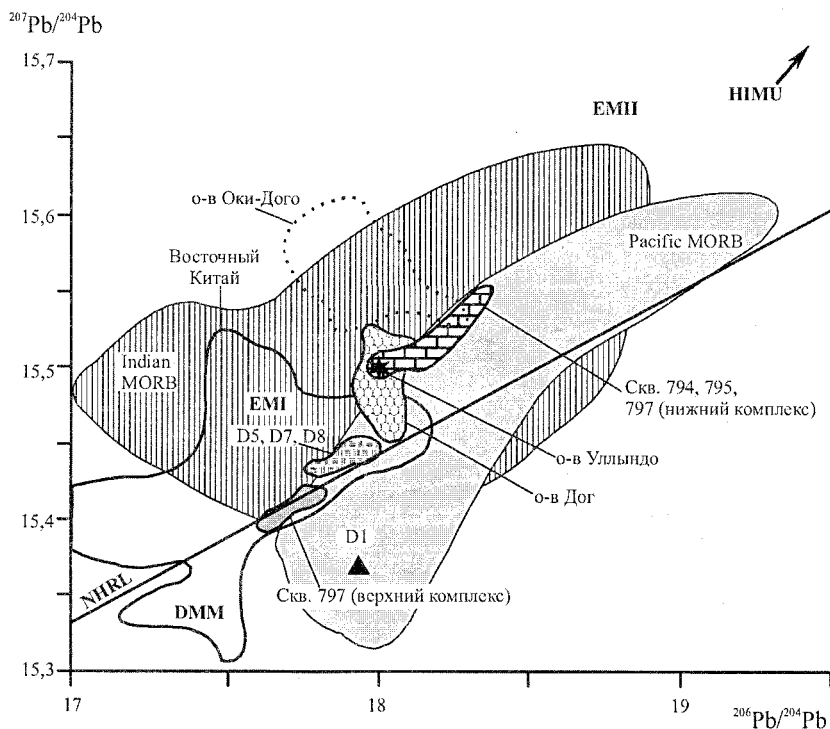
На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ толеиты верхнего комплекса скв. 797 наиболее близки к полю Pacific MORB (P-MORB или N-MORB), благодаря высоким значениям $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513083-0,513158). Остальные породы скв. 794, 795, 797, располагаясь сближенно, образуют регрессивный линейный тренд, направленный от наиболее деплетированных разностей (с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512862$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703753$) до обогащенных толеитов (с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512684$

и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705634$). Однако в этом, казалось бы едином, тренде наблюдается дискретное расположение фигуративных точек. Так, нижнему комплексу скв. 794 соответствуют два обособленных поля: одно, приближенное к деплетированным составам верхнего комплекса скв. 797, другое – смещенное к области EM. Между двумя этими полями располагается фигуративная точка, отвечающая изотопному составу толеитов скв. 795. Ореол верхнего комплекса скв. 794 наиболее приближен к составам EM. Примерно такое же, смещенное к EM-источнику, положение на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ занимают породы нижнего комплекса скв. 797 (рис. 4). Таким образом, на указанной диаграмме толеиты скважин ODP обособляются по степени деплетированности, однако по характеру обогащенности (компонентами известково-щелочными или WPB) они не различаются.

Резкое обособление толеитов верхнего комплекса скв. 797 от остальных пород скважин ODP наблюдается и на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6). Обладая наименьшими величинами обоих отношений, эти толеиты образуют ореол на линии NHRL, в области Pacific MORB и тяготеют к деплетированному мантийному магматическому источнику (DMM) [Zindler, Hart, 1986 и др.]. Фигуративные точки остальных толеитов скважин ODP обладают повышенными значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и особенно $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и располагаются выше линии

Рис. 6. Диаграмма соотношений изотопов $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в кайнозойских базальтоидах Корейско-Японского региона [Basu et al., 1991; Cousens, Allan, 1992; Kurawasa, 1968; Peng et al., 1986; Pouclet, Bellon, 1992; Tatsumoto, Nakamura, 1991].

Поля Pacific MORB, Indian MORB по [Hart, 1988]; NHRL – линия раздела Indian MORB [DUPAL аномальная мантия] и Pacific MORB.



NHRL, в области составов Indian MORB (I-MORB) или DUPAL-аномальной мантии. В целом они образуют линейный тренд между составами ЕМІІ и ЕМІ, смещаясь в сторону ЕМІ. Как известно [Flover et al., 1998, Hart, 1988; Hofmann, 1997; Zindler, Hart, 1986], DUPAL-аномальная мантия, характеризующаяся высокими величинами $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при данном отношении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), широко распространена в пределах Тихого океана.

К нижнему миоцену, вероятнее всего, относится и образец толсита ($\text{SiO}_2=50,5$ мас.%, $\text{MgO}=5,46$ мас.%) из пункта драгировки D1 бассейна Ямато (рис. 1). Этот деплетированный базальт по высокому значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и умеренно низкому $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наиболее близок к N-MORB подобным толеитам нижнего комплекса скв. 794 ODP (рис. 4). Еще отчетливее его истощенность проявлена на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6), где его фигуративная точка из-за экстремально низкой величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,374) располагается в поле Pacific MORB, значительно ниже линии NHRL. Судя по изотопным свойствам, толеиты пункта D1 представляют, вероятнее всего, стадию максимального раннемиоценового спрединга в Японском море. В связи с этим, большое сомнение вызывает полученная K-Ar методом их датировка $7,3\pm 0,5$ млн лет [Tatsumoto, Nakamura, 1991]; кроме ненадежности самого метода, «омоложение» возраста могло быть вызвано сильной измененностью толеита, что обычно приводит к потерям радиогенного Ar.

Вулканиды среднего миоцена выявлены при драгировках симаунтов осевой части бассейна Ямато, интерпретируемой в качестве палеозоны спрединга [Tatsumoto, Nakamura, 1991]. В этих симаунтах (пункты D5, D7, D8 на рис. 1) обнаружены щелочные андезитобазальты и андезиты ($\text{SiO}_2=52-60$ мас.%), датированные ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом) в диапазоне 17-11 млн лет. Несмотря на принадлежность к щелочной серии [Tatsumoto, Nakamura, 1991], эти породы по изотопному составу аналогичны деплетированным базальтам типа P-MORB. Так, из-за умеренно низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70348-0,70378) и высоких величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512951-0,512998), их фигуративные точки располагаются вблизи источника N-MORB, обладая характеристиками, близкими к таковым толеитов верхнего комплекса скв. 797 ODP (рис. 4). Щелочным вулканидам пунктов D5, D7, D8 свойственны низкие значения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,437-15,452)

при сравнительно низких величинах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,895-17,974), благодаря чему их фигуративные точки располагаются практически на линии NHRL, в верхней части области P-MORB, несколько смещаясь в обогащенную область I-MORB (рис. 6). В целом, эти фигуративные точки образуют тренд, направленный к источнику DMM, но при этом смещающийся и к источнику ЕМІ (рис. 6). Таким образом, эффузивы в пунктах D5, D7, D8 наиболее близки к толеитам E-MORB₁, в которых, наряду с WPB признаками, сильно выражены свойства N-MORB.

Верхний миоцен-голоцен. Почти весь поздний миоцен в Японском море отсутствовали проявления магматизма, которые возобновились лишь с 6,3-6,0 млн лет [Morigi, Kagami, 1989; Tiba, 1986] и продолжались в плиоцене-голоцене [Филатова, Федоров, 2001; Chough, Barg, 1987; Kane et al., 1985; Kim, Lee, 1983; Kim et al., 1999; Lee et al., 1994; Nakamura et al., 1989, 1990; Park, Kwon, 1993а,б; Tatsumoto, Nakamura, 1991; Uto et al., 1994 и др.]. Эти верхнемиоценовые-голоценовые вулканиды, занимающие острова Японского моря Оки-Дого, Оки-Дозен, Дог, Ульиндо, Чечжудо (рис. 1), а также примыкающие территории Кореи и Японии (площадь Чугоку о-ва Хонсю) принадлежат щелочной внутриплитной серии и представлены пек-нормативными щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами, муджиеритами, трахитами, латитами. Им присущи высокие концентрации щелочей, HFSE (TiO_2 до 3,6 мас.%), Ta-Nb максимум, сильно фракционированный спектр REE. Однако и эти породы обладают определенной гетерогенностью: присутствуют лавы K- и Na-специализации, а также вулканиды различной щелочности – от умеренно до сильно щелочных. Кроме того, среди щелочных базальтоидов встречены редкие потоки толеитов двух типов: комплементарных по составу щелочным лавам или значительно деплетированных, приближающихся к составам N-MORB [Филатова, Федоров, 2001]. В связи с этим, верхнемиоценовые-голоценовые вулканиды Японского региона, хотя и характеризуются доминирующими WPB свойствами, на диаграмме Ba/La–(La/Yb)_N (рис. 3) образуют ряд ореолов от наиболее приближенных к области MORB (часть лав о-ва Чечжудо и др.) до компоненты #2 с максимально высокими значениями (La/Yb)_N (лавы о-ва Ульиндо). Изредка в верхнемиоценовых-голоценовых щелочных базальтоидах (например, площади Чугоку) об-

наруживается небольшое влияние известково-щелочной компоненты в виде слабо выраженного Ta-Nb минимума.

Гетерогенность вулканитов этого возраста подтверждается и диаграммой $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4), где они образуют регрессивный тренд от обогащенного MORB (часть пород о-вов Чечжудо и Оки-Дого) до составов EM. К компоненте EM1 тяготеет большинство лав о-вов Уллындо, Дог и Оки-Дого, а также площади Чугоку. Однако часть этих вулканитов испытывает влияние компоненты EMII.

Из соотношения изотопов Pb (рис. 6) следует, что все верхнемиоценовые-голоценовые вулканиты рассматриваемого региона характеризуются повышенными значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при данном значении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и располагаются выше линии NHRL, т.е. в области обогащенной мантии DUPAL. При этом плиоцен-голоценовые лавы о-вов Уллындо и Дог тяготеют к источнику EM1, тогда как вулканиты о-ва Оки-Дого совмещают свойства и EMII.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Динамика окраинноморского магматизма; смена типов вулканитов во времени. Синтез изотопно-геохимических данных по эоцен-голоценовым вулканитам Корейско-Японского региона, накапливавшимся в условиях различной интенсивности растяжения, позволил установить закономерности динамики магматизма в течение всего этапа формирования Японского окраинного бассейна – от стадий начального рифтогенеза через стадию максимального окраинноморского спрединга в обстановке наибольшего растяжения к стадии завершения развития бассейна в условиях интенсивного сжатия (или слабо проявленного растяжения). Динамику магматизма определяет закономерная смена во времени различных изотопно-геохимических типов вулканитов.

Как известно [Jolivet et al., 1995; Kaneoka et al., 1992 и др.], главный этап растяжения Японского моря с явлениями спрединга приходится на нижний – начало среднего миоцена. Более ранний – палеогеновый этап континентального рифтинга и грабенообразования – лучше изучен на смежных территориях Кореи и Китая; здесь в эоцен-олигоценное время в обстановке растяжения накапливались генетически не связанные между собой базальтоиды щелочной, а также известково-щелочной (включая шошо-

ниты) серий [Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2002; Basu et al., 1991; Flower et al., 1998]. Такого рода шошониты (комплекс Намсок) начинают разрез палеогенового-миоценового грабена Кильчу-Менчхон (рис. 1). Кроме того, шошониты располагаются в нижней части разреза грабена Симане, однако здесь они имеют раннемиоценовый возраст, что служит показателем неодновременности процесса начального растяжения. Обогащенные известково-щелочной компонентой толситы (типа E-MORB₂) преобладают в нижней части разрезов грабенов Пхохан-Яннам и Симане, сменяясь на средне-верхнемиоценовом уровне толеитами с WPB свойствами (типа E-MORB₁) и щелочными базальтами, близкими к OIB (рис. 1).

Магматизм зон максимального (вплоть до активного спрединга) миоценового растяжения Японского моря характеризуют породы скважин ODP (рис. 1). В скв. 794 разрез нижнемиоценовых пород (23 млн лет) начинается с N-MORB подобных толеитов, которые сочетаются с обогащенными (компонентой WPB) толеитами типа E-MORB₁. Все эти породы несут слабые известково-щелочные метки, которые усилились в толеитах верхнего комплекса скв. 794, придавая им свойства E-MORB₂. Нижний комплекс толеитов скв. 797 также несет отчетливые признаки WPB (тип E-MORB₁). Верхний комплекс скв. 797 (а также вулканиты из пункта D1) представлены толеитами наиболее близкими к типу N-MORB. Однако и в верхнем комплексе скв. 797 обнаружены толситы составов E-MORB₁. Особенно усилились WPB свойства в средне-верхнемиоценовых щелочных породах драгировок D5, D7, D8 (рис. 1), где они по составу контрастируют с наиболее истощенными разностями толеитов Японского моря (рис. 3). Излияния толеитов (всех типов) в Япономорском регионе завершились с окончанием спрединга в начале среднего миоцена, сменившись в конце позднего миоцена – голоцене щелочными базальтоидами WPB типа на площадях Кильчу-Менчхон, Пхохан-Яннам (в зоне Пхохан), Симане и др., а также на о-вах Чечжудо, Уллындо, Дог, Оки-Дого, Оки-Дозен (рис. 1).

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 начале раннего миоцена, на стадии начального спрединга сменились в пределах формировав-

шегося Японского моря и прилегающих зон рифтогенеза толеитами типов E-MORB₁ и E-MORB₂, лишь с небольшим объемом истощенных N-MORB-подобных толеитов (нижний комплекс скв. 794). Позднее, на рубеже ранне-го-среднего миоцена (около 15 млн лет), в фазу максимального окраинноморского спрединга, произошли кратковременные излияния наиболее близких к составу N-MORB толеитов (верхний комплекс скв. 797), которые, однако, и здесь сочетались с небольшим объемом обогащенных составляющей WPB лав типа E-MORB₁. Позднемиоценовому интервалу (12-5 млн лет) соответствует магматическая пауза, отражающая режим интенсивного сжатия. Накопивавшиеся после амагматической стадии щелочные базальтоиды WPB (OIB) типа являются постокраинноморскими, поскольку они изливались на стадии завершившегося в Японском море спрединга, в условиях умеренного плиоцен-голоценового сжатия или растяжения.

Следовательно, если начальный континентальный рифтогенез сопровождался излияниями вулканитов WPB типа и известково-щелочной серии, то последующий усилившийся рифтогенез и спрединговая стадия раскрытия Японского моря характеризовались излияниями толеитов трех типов: N-MORB, обогащенных умеренно и сильно (в литературе обычно обозначаемых BABB и ABAB соответственно), представленных двумя типами – с известково-щелочной составляющей (тип E-MORB₂) и с компонентой WPB (тип E-MORB₁, варьирующий до составов OIB). В целом, оба типа обогащенных толеитов свойственны продвинутой стадии рифтогенеза и начальной фазе Япономорского спрединга, тогда как на завершающих фазах спрединга преобладали толеиты типа E-MORB₁, в постспрединговую стадию сменившиеся щелочными лавами WPB. Фаза максимального активного спрединга сопровождалась наиболее деплетированными толеитами типа N-MORB.

Широкие вариации не только геохимических, но и изотопных свойств (рис. 4, 6) всех перечисленных типов пород свидетельствуют об их связи с различными, сменяющимися во времени магматическими источниками. На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ все лавы Корейско-Япономорского региона образуют тренд от деплетированных составов до источника EMI, в меньшей мере EMII. Наиболее близки (по величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) к Pacific MORB толеиты фазы максимального спрединга скв. 797, а так-

же пунктов D5, D7, D8 (несмотря на щелочной состав последних). Все остальные толеиты Японского моря занимают среднюю часть тренда и демонстрируют признаки смешения истощенных и обогащенных составов. Из них толеиты нижнего комплекса скв. 794, а также из скв. 795 и пункта D1 наиболее деплетированы (наибольшие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и наименьшие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), тогда как толеиты E-MORB₁ (из нижнего комплекса скв. 797 и грабена Симане) и E-MORB₂ (из зоны Яннам и верхнего комплекса скв. 794), занимая близкую позицию, смещены в сторону обогащенных составов (рис. 4). Большинство щелочных лав WPB типа конца миоцена–голоцена по указанным параметрам приближены к источнику EMI и лишь незначительная их часть обнаруживает свойства EMII. Однако и щелочные вулканиты не являются однородными: базальтоиды из зоны Пхохан и о-ва Чечжудо, несмотря на щелочной состав, демонстрируют сильное влияние истощенного источника, смещаясь в сторону наиболее деплетированных толеитов Японского моря (рис. 4).

Гетерогенность источников, питавших магматизм спрединговой стадии, а также постспрединговые щелочные вулканиты, отчетливо видна на диаграмме соотношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6). В поле изотопных составов Pacific MORB располагаются наиболее деплетированные в отношении изотопов Pb толеиты пунктов драгировок, а также верхнего комплекса скв. 797; при этом последние, располагаясь на линии NHRL, наиболее приближены к изотопным составам DMM, а щелочные вулканиты из пунктов D5, D7, D8 лишь несколько сдвинуты над этой линией в сторону изотопного источника EMI. Обогащенные толеиты типов E-MORB₁ и E-MORB₂ остальных скважин и нижнего комплекса скв. 797, характеризуясь повышенными величинами $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, занимают область изотопных составов Indian MORB и образуют ореол, вытянутый между составами EMII и EMI, смещаясь, однако, в сторону последнего (рис. 6). В этой же области DUPAL изотопной аномалии располагаются постспрединговые плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды островов Японского моря, четко тяготеющие к источнику EMI. Обособление деплетированных толеитов зон Япономорского спрединга от обогащенных (в основном изотопной компонентой EMI) вулканитов этого бассейна четко прослеживается и на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Филатова, Федоров, 2001].

Поскольку Японский бассейн входит в систему кайнозойских окраинных морей запада Тихого океана, определенный интерес представляет сравнение эволюции магматизма этого бассейна и других смежных морей. Корреляция магматических образований ряда окраинных морей запада Тихого океана позволила выявить как общие черты динамики их магматизма, так и её специфику в отдельных бассейнах. Так, данные по Марианскому бассейну [Gribble et al., 1998; Hawkins et al., 1990; Hickey-Vargas et al., 1995; Hochstaedter et al., 1990a, 1990b; Stern et al., 1990, 1996; Volpe et al., 1990] подтвердили приуроченность к начальной рифтогенной стадии развития обогащенных толеитов типа E-MORB₂, т.е. пород, совмещающих N-MORB и известково-щелочную компоненты. По мере раскрытия бассейна, роль последней ослабевала, уступив на спрединговой стадии место деплетированным разностям, наиболее близким к P-MORB. Следует подчеркнуть латеральную неравномерность обогащения рифтогенных толеитов известково-щелочной составляющей. Так, базальты начальной стадии рифтогенеза бассейна Сумису, которые по этой характеристике, казалось бы, должны соответствовать толеитам северной вулcano-тектонической зоны (NVTZ) рифтогенеза Марианского бассейна, обнаруживают гораздо меньшее влияние известково-щелочной компоненты, приближаясь к деплетированным толеитам спредингового хребта Марианского бассейна. По изотопному составу Pb толеиты типа E-MORB₂ рифтогенной стадии Марианского (северной и южной вулcano-тектонических зон, а также центрального грабена) и Сумису бассейнов находятся в поле составов I-MORB (или DUPAL-аномалии), постепенно смещаясь от источника EMII в область относительно истощенных составов. Наиболее деплетированные толеиты спрединговой стадии Марианского бассейна приближены к изотопному источнику DMM, располагаясь вдоль линии NHRL. Содержащие известково-щелочную компоненту толеиты спредингового хребта демонстрируют обогащенность изотопами Pb, в связи с чем они отклоняются в область I-MORB, приближаясь к толеитам E-MORB₂ рифтинговой стадии этого бассейна.

Вулканисты Марианского бассейна практически не обнаруживают WPB-свойств, слабое проявление которых можно предположить лишь в базальтах рифта Сумису, поскольку по изотопному составу Pb они приближены к источнику

EM1. Однако в Западно-Филиппинском море, наряду с преобладающими толеитами типа N-MORB, выявлены вулканисты с WPB характеристиками [Hickey-Vargas, 1991].

Суммарные данные по окраинным бассейнам запада Тихого океана показывают широкий спектр развитых в них базальтоидов, которые включают: 1) толеиты типа N-MORB, 2) толеиты типа E-MORB₂ (с известково-щелочной компонентой), 3) базальтоиды с доминирующей ролью известково-щелочной компоненты, приближающиеся к составам IAB (включая шошониты), 4) толеиты типа E-MORB₁ (с компонентой WPB), 5) щелочные базальты и толеиты типа E-MORB₁ с высокой долей компоненты WPB, аналогичные составам OIB, 6) экстремально истощенные (по сравнению с N-MORB) высокомагнезиальные толеиты и бониниты (бассейн Лау и др.). В большинстве публикаций первые два типа пород (N-MORB и E-MORB₂) считаются наиболее типичными BABB, а типы 3-5, как аномально обогащенные, объединенно выделяются в качестве ABABV (обычно без дальнейшей их типизации на основе факторов, вызывающих это обогащение). Что касается последнего из перечисленных выше типов лав – экстремально истощенных толеитов и бонинитов, то раньше они рассматривались исключительно в качестве индикаторного признака начальной фазы развития надсубдукционных островных дуг, но сравнительно недавно было показано [Macpherson, Hall, 2001 и др.], что эти породы могут возникать при определенных флюидно-температурных режимах в различных геодинамических обстановках, включая окраинные бассейны.

Синтез данных по окраинным морям запада Тихого океана показал, что в общем, наиболее распространенном варианте эволюция магматизма по мере раскрытия окраинных бассейнов в целом протекает от сильно обогащенных вулканистов (обычно ABABV) к деплетированным, N-MORB подобным. Однако разные бассейны различаются компонентами, способствующими обогащению лав начальных этапов растяжения. Наиболее общий вариант, представленный в Марианском бассейне, заключается в эволюции расплавов от составов, обогащенных известково-щелочной компонентой (породы, близкие к IAB, шошониты, толеиты E-MORB₂) начальных стадий рифтогенеза, через постепенное во времени сокращение влияния этой компоненты и нарастание роли деплетированных соста-

вов (т.е. компоненты N-MORB) на стадиях «продвинутого» рифтогенеза и начального спрединга до доминирующих толеитов N-MORB на стадии максимального спрединга бассейна.

Сопоставление кайнозойских вулканитов Корейско-Япономорского региона с магматическими породами других окраинных бассейнов показало, что динамика магматизма Японского моря, хотя и характеризуется тенденцией, присущей всем окраинным морям запада Тихого океана, имеет, однако, определенную специфику. В Корейско-Япономорском регионе общий стиль развития магматизма во времени был осложнен участием расплавов с WPB свойствами. Так, в начальный этап континентального рифтогенеза, наряду с лавами с известково-щелочными свойствами, происходили излияния щелочных расплавов OIB типа, которые, по мере углубления процесса рифтогенеза, сменились толеитами типа E-MORB₁, т.е. вулканитами с промежуточными между свойствами пород N-MORB и OIB (WPB). Как и в Марианском бассейне, последующая стадия максимального спрединга в Японском море сопровождалась накоплением толеитов типа N-MORB, которые затем, по мере затухания спрединга, вновь обогащались компонентой WPB, превращаясь в разности E-MORB₁. В постспрединговую стадию в Япономорском регионе начались излияния обогащенных толеитов и щелочных базальтоидов OIB типа, продолжающиеся поныне. Формирование лав OIB типа (зачастую одновременно с другими разностями) установлено также в Западно-Филиппинском и Лау бассейнах.

Специфика эволюции магматизма отдельных бассейнов (на фоне общей её тенденции) вытекает из соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: максимальную изотопную деплетированность обнаруживают толеиты бассейнов Филиппино-морской литосферной плиты (включая рифт Сумису), тогда как даже наиболее истощенные спрединговые толеиты Японского моря отражают влияние источника EMI; остальные вулканиты Корейско-Япономорского региона, как и базальтоиды смежных кайнозойских зон растяжения Восточного Китая, показывают сильное воздействие этого источника.

Магматические источники. Широкий спектр изотопно-геохимических типов лав, отражающих динамику магматизма в окраинных бассейнах, свидетельствует об участии в магнообразовании нескольких изотопно отличных магматических источников, функционировав-

ших при раскрытии бассейна последовательно, а ряде случаев и одновременно. Три главные магногенерирующие области мантии были задействованы в ходе развития Японского моря: 1) надсубдукционная, претерпевшая флюидный метасоматоз; 2) деплетированная, аналогичная составу N-MORB; 3) обогащенная (вернее, относительно неистощенная) состава OIB.

Надсубдукционный источник, генерирующий известково-щелочные расплавы и доминирующий на стадии начального рифтогенеза, связывают или непосредственно с синхронными бассейну зонами субдукции смежных островных дуг [Gribble et al., 1998 и др.], или с надсубдукционным метасоматозом геологического прошлого [Федорчук, Филатова, 1993; Flower et al., 1998; Hawkins et al., 1990; Nakamura et al., 1989, 1990 и др.]. Поскольку все окраинные моря запада Тихого океана, вне зависимости от их генезиса (механизм pull-apart или результат задутового спрединга), возникли в области деструкции края континента, субконтинентальная верхняя мантия этой территории, несомненно, отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского-раннекайнозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза. Примером интенсивных предшествующих субдукционных преобразований верхней мантии служит Япономорский регион, палеоген-нижнемиоценовые вулканиты которого с сильными известково-щелочными свойствами возникли задолго до позднекайнозойских (в основном голоценовых) островных дуг Японии [Филатова, Федоров, 2001, 2003]. На начальных стадиях формирования бассейнов режим растяжения, вызвав декомпрессию и адиабатическое плавление ранее метасоматически модифицированных верхних уровней мантии [Федорчук, Филатова, 1993; Flower et al., 1998], привел к излияниям лав с сильными известково-щелочными свойствами; неравномерная распространенность их по площади [Федоров, Филатова, 2002] свидетельствует о мозаичном характере предшествующего флюидного воздействия, что согласуется с геологическими данными.

Эволюция магматизма окраинных морей в направлении деплетированных составов N-MORB свидетельствует о том, что на стадии окраинноморского спрединга были задействованы астеносферные источники типа Pacific (рис. 4, 6). Наиболее «чистые» P-MORB изливались в спрединговых зонах Марианского и, в меньшей мере, Японского бассейнов. Однако

зачастую деплетированные расплавы обнаруживают влияние обогащенных источников (чаще метасоматически измененной мантии), что приводит к появлению толентов типов E-MORB₁ и E-MORB₂ и выражается соответствующим трендом изотопных составов от источника P-MORB к областям EM (рис. 4, 6).

Вопрос генезиса в окраинных морях лавяряда E-MORB₁ – OIB является дискуссионным. Разработаны три главные модели появления компоненты WPB (OIB) в этих породах: модификация мантийного источника, в связи с влиянием флюидов кайнозойских или древних зон субдукции [Hochstaedter et al., 1990; Morris, Kagami, 1989; Tatsumoto, Nakamura, 1991 и др.]; участие в магмаобразовании континентальной литосферы [Flower et al., 1998 и др.]; участие в качестве источника неистощенного вещества нижнемантийного плюма [Fujibayashi et al., 1988; Iwamori, 1991; Nakamura et al., 1989, 1990; Turner, Hawkesworth, 1998 и др.]. Изотопные составы вулканитов ряда E-MORB₁ – OIB окраинных морей запада Тихого океана подтверждают реальность нижнемантийного апвеллинга, обусловившего появление в этом океане аномальной мантии типа DUPAL [Hart, 1988 и др.].

Поскольку щелочные вулканиты перикокеанических зон растяжения Корейско-Япономорского региона обладают изотопно-геохимическими свойствами источника EM1 и DUPAL-мантии, в целом, сходными с характеристиками OIB Тихоокеанского нижнемантийного суперплюма [Janney, Castillo, 1999 и др.], предложена модель [Филатова, 2002] генетической и пространственной их связи, подтверждаемой также сейсмо-томографическими данными. Предполагается, что щелочные базальтоиды этих перикокеанических зон связаны с системой латеральных плюмов нижнемантийного материала, отходящих в виде ответвлений от мел-кайнозойского Тихоокеанского суперплюма. Подобное «послойное» распространение (вплоть до приповерхностных мантийных уровней) нижнемантийного вещества от суперплюма подтверждается, по данным сейсмо-томографии [Vasco, Johnson, 1998 и др.], системой латеральных циркум-Тихоокеанских низкоскоростных аномалий P-волн, ответвляющихся от главной низкоскоростной аномалии, соответствующей Тихоокеанскому нижнемантийному суперплюму. Именно нижнемантийным апвеллингом объясняется происхождение DUPAL мантийной аномалии в Тихом океане и его перикокеанических областях [Hart, 1988;

Smith, 1998 и др.]. Показательно, что столь характерные для лав типа E-MORB₁ – WPB (OIB) Япономорского региона изотопные свойства источника EM1 в теоретическом плане рассматриваются [Hart, 1988] как признаки поступления нижнемантийного вещества с уровня D». Перикокеаническая дуговая низкоскоростная аномалия от Корейско-Япономорского региона протягивается на юг, в пределы западной части Филиппинской плиты [Vasco, Johnson, 1998], где в Западно-Филиппинском бассейне также обнаружены базальты OIB типа эоцен-миоценового возраста. Вероятно, и эти вулканиты связаны с нижнемантийным веществом.

Таким образом, динамика магматизма, коррелирующая с развитием Японского бассейна и заключающаяся в закономерной смене определенных изотопно-геохимических типов вулканитов во времени, обусловлена постадийной закономерной сменой областей магмагенерации. Первые стадии эоцен-олигоценного умеренного растяжения привели к активизации верхнемантийных литосферных источников, претерпевших в геологическом прошлом надсубдукционный метасоматоз и генерирующих, в связи с этим, расплавы с известково-щелочными свойствами. Позднее, в раннем миоцене, по мере усиления растяжения начали функционировать более глубокие астеносферные источники, поставившие лавы с истощенными характеристиками, которые формировали окраинноморскую кору. При синхронном функционировании в отдельных местах двух этих типов источников возникали лавы со смешанными характеристиками; однако мера проявления в конкретных лавовых излияниях черт тех или иных магматических серий позволяет судить об относительной интенсивности одновременно действовавших источников. Что касается обогащенных магм с внутриплитными свойствами, то они, наиболее интенсивно проявившись в Корейско-Япономорском регионе в постокраинноморскую стадию, не были генетически связаны с формированием бассейна, а отражали проникновение на верхнемантийные уровни неистощенного нижнемантийного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С целью выявления характера динамики магматизма окраинноморской обстановки (на примере Корейско-Япономорского региона), был осуществлен синтез всех имеющихся данных (включая результаты авторских полевых

работ) по кайнозойскому магматизму зон растяжения упомянутого региона. Был установлен широкий спектр изотопно-геохимических типов вулканогенных пород, соответствующий всему возрастному интервалу формирования Японского окраинного бассейна (эоцен-начало среднего миоцена), а также изливавшихся в пределах бассейна после его закрытия (поздний миоцен-голоцен). Используя изотопно-геохимические критерии, среди вулканитов эоцен-голоценовых зон растяжения Корейско-Японского региона нами были выделены следующие пять типов пород: 1) деплетированные толеиты типа N-MORB; 2) обогащенные толеиты типа N-MORB₂ (с известково-щелочной компонентой); 3) базальтоиды с доминирующей ролью известково-щелочной компоненты, приближающиеся к составам IAB (включая шошониты); 4) обогащенные толеиты типа E-MORB₁ (с WPB компонентой); 5) щелочные базальты с высокой долей WPB компоненты, аналогичные OIB. Судя по литературным данным, в окраинных морях (например, Лау) может возникать шестой тип лав – экстремально истощенные (по сравнению с N-MORB) высокомагнезиальные толеиты и бониниты, генетически связанные с процессом окраинноморского спрединга (а не с начальными эпизодами формирования островных дуг, как это полагали ранее).

Указанные пять изотопно-геохимических типов вулканитов закономерно появлялись по мере развития Японского окраинного бассейна. Начальный эоцен-олигоценый этап грабенообразования и континентального рифтогенеза сопровождался в Корейско-Японском регионе излияниями базальтоидов двух генетически связанных типов – известково-щелочных и внутриплитных (аналогичных OIB). По мере увеличения растяжения, эти лавы становились более истощенными, благодаря нарастанию в них роли компоненты состава N-MORB. В результате смешения различных составов на начальной стадии Япономорского спрединга накапливались толеиты двух типов: обогащенные за счет известково-щелочной или WPB-составляющей (соответственно типы E-MORB₂ и E-MORB₁). Стадии максимального спрединга в Японском бассейне (ранний-начало среднего миоцена) соответствуют наиболее деплетированные толеиты, близкие к Pacific MORB. На стадии затухания спрединга эти деплетированные толеиты сменились обогащенными разновидностями с WPB компонентой (т.е. тип E-MORB₁).

Судя по широким, но определенным вариациям изотопно-геохимического состава лав, при раскрытии Японского окраинного моря были задействованы три главные магмагенерирующие области, ставшие источниками расплавов принципиально различного состава: 1) литосферная мантия, ранее локально испытывавшая флюидный метасоматоз в надсубдукционной обстановке; 2) астеносфера с истощенными составами магм; 3) мантия с неистощенными свойствами типа OIB (WPB).

Закономерно сменяя друг друга во времени по мере формирования Японского бассейна, эти источники обусловили динамику магматизма окраинноморской обстановки. Первые стадии умеренного растяжения вызвали активизацию верхнемантийных литосферных источников, генерирующих из-за предшествовавшего надсубдукционного метасоматоза лавы с известково-щелочными свойствами. Спрединговая стадия максимального окраинноморского растяжения характеризовалась проявлениями более глубоких астеносферных источников, поставлявших расплавы с чертами, близкими N-MORB. Обогащенные лавы со свойствами OIB, наиболее интенсивно проявившиеся в постокраинноморскую стадию (после завершения спрединга), генетически не были связаны с формированием окраинного бассейна и отражают проникновение на верхнемантийные уровни неистощенного нижнемантийного материала [Филатова, 2002]. Источником вулканитов окраинных морей, близких по характеристикам к OIB, является, судя по изотопно-геохимическим и сейсмологографическим данным, нижнемантийное вещество, латерально распространявшееся от Тихоокеанского нижнемантийного суперплюма на приповерхностные уровни мантии периокеанических областей, создавая там изотопно-геохимические аномалии состава DUPAL. Модель проникновения нижнемантийного материала при его апвеллинге на малоглубинные уровни верхней мантии подтверждается также и тем, что даже умеренное растяжение начального рифтогенеза на Корейской окраине Азии приводит к излияниям лав типов E-MORB₁ – OIB, тогда как интенсивное растяжение вызывает смену источника на более глубокий, астеносферный. Выявлена неоднородность нижнемантийных расплавов в окраинных бассейнах, представленных двумя Sr-Nd-Pb изотопными разновидностями – составами EM1 (в Японском море) и EM2 (в Лау бассейне); нижнемантийная природа состава EM1 показана ра-

нее [Hart, 1988], а для лав OIB со свойствами EMII из моря Лау установлена недавно [Turner, Hawkesworth, 1998] на основе высоких содержания изотопов He. С другой стороны, выявлена конвергенция Sr-Nd-Pb изотопных составов (сходные свойства EMII) генетически различных вулканитов – нижнемантийной и субдукционной природы, для идентификации источников которых требуются дополнительные критерии.

Из сравнения эволюции магматизма Японского моря с динамикой магматизма других окраинных морей запада Тихого океана следует, что общей тенденцией развития этого магматизма во времени является смена составов от обогащенных известково-щелочной компонентой (включая толеиты E-MORB₂) при начальном рифтогенезе через постепенное сокращение этой компоненты и нарастание роли деплетированных составов до доминирования толеитов N-MORB на стадии максимального спрединга. В отдельных бассейнах эта эволюция осложнена появлением вулканитов с WPB компонентой (тип E-MORB₁), что особенно ярко проявилось в Японском море и составляет его специфику.

Благодарности. Автор благодарен коллегам из Геологического института АН КНДР и Национального Университета Кингпюк Республики Корея за сотрудничество и организацию полевых работ на территории п-ова Корея. Автор признателен также директору ИЛРАН член-корреспонденту Н.А. Богданову за поддержку проводимых исследований и академику В.Е. Хаину за плодотворные дискуссии по поднятым в статье проблемам. Благодарю профессора Г.Б. Ферштатера, замечания которого, бесспорно, способствовали улучшению качества статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты НШ-1980.2003.5, 02-05-64365, 03-05-64025), а также ФЦП «Мировой океан».

Список литературы

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена восточной Азии. М.: Наука, 1993. 663 с.

Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на оностр. яз., 1999. 663 с.

Есин С.В., Пархоменко В.С., Травин А.В. и др. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочнобазальтового Восточного Сихотэ-Алиня: К-Аг-датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С. 21-32.

Есин С.В., Пономарчук В.А., Шипицын Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаванского толеит-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 70-79.

Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приморья. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1983. 140 с.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.

Сахно В.Г. Позднемезозойский-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3-29.

Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 645-656.

Филатова Н.И. Генезис окраинноморского бассейна как отражение событий на окраинах континентов (Корейско-Японский регион) // Тез. 7-ой Междун. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 2001. С. 311-313.

Филатова Н.И. Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии как отражение Тихоокеанского суперплюма // Докл. РАН. 20026. Т. 383. № 3. С. 378-384.

Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 146-159.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Японского региона) // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 519-546.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Магматизм и геодинамика Корейско-Японского региона // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54-77.

Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 905-929.

Basu A.R., Wang J.W., Huang W.G. et al. Major element, REE, Pb, Nd, and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of Eastern China: implications for origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 149-169.

Chough S.K., Barg E. Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // Geology. 1987. V. 15. P. 45-48.

Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Japan Sea, Legs 127/128 // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805-818.

Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) «high-tide mark»: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // Tectonophysics. 2001. V. 333. P. 9-34.

- Flower M., Tamaki K., Hoang N.* Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. Washington: AGU, 1998. P. 67-88.
- Fujibayashi N., Nagao T., Kagami H. et al.* Spatial variation in Sr, Nd isotope compositions of Cenozoic alkali basalts from the Chugoku district, SW Japan // *J. Mineral. Petrol. Econom. Geol.* 1988. V. 84. P. 429-443.
- Gradstein F.M., Ogg J.* A Phanerozoic time scale // *Episodes*. 1996. № 1-2. P. 3-5.
- Gribble R.F., Stern R.J., Newman S. et al.* Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins // *J. Petrology*. 1998. V. 39. № 1. P. 125-154.
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. № B2. P. 273-296.
- Hawkins J.W., Lonsdale P.F., Macdongall J.D., Volpe A.M.* Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. P. 226-250.
- Hickey-Vargas R.* Isotope characteristics of submarine lavas from the Philippine Sea: implications for the origin of arc basin magmas of the Philippine tectonic plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. № 2. P. 294-304.
- Hickey-Vargas R., Herget J.M., Spadea P.* The Indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance // *Active margins and marginal basins of the Western Pacific*. Washington: AGU, 1995. P. 175-198.
- Hochstaedter A.G., Gill G.B., Kusakabe M. et al.* Volcanism in the Sumisu Rift, I. Major element, volatile, and stable isotope geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990a. V. 100. P. 179-194.
- Hochstaedter A.G., Gill G.B., Morris V.D.* Volcanism in the Sumisu Rift, II. Subduction and non-subduction related components // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990b. V. 100. P. 195-209.
- Iwamori H.* Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1992. V. 97. № 47. P. 10983-10995.
- Janney P.E., Castillo P.R.* Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and the nature of long-term mantle dynamics beneath the south central Pacific // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B5. P. 10571-10589.
- Jolivet L., Davy Ph., Cobbod P.* Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India – Eurasia collision // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 6. P. 1409-1419.
- Jolivet L., Shubuya H., Fournier M.* Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening / *Active marginal basins of the Western Pacific*. Washington: AGU, 1995. P. 355-369.
- Kane M., Yoshida T., Aoki K.* Geochemical study of the volcanic rocks of the Ulreung island, Korea // *Res. Rept. Lab. Nucl. Sci. Tokyo Univ.* 1985. V. 18. № 1. P. 139-157.
- Kaneoka I., Takigami Yu., Takaoka N. et al.* ⁴⁰Ar-³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 819-836.
- Kang P.Ch., Cho J.D., Choi J.H. et al.* Bouguer gravity anomal map, the southern part of Korea. Scale 1:1000000. KIGAM. 1996.
- Kim Y.K., Lee D.S.* Petrology of alkali volcanic rocks in the northern part of Ulreung island // *J. Korean Ins. Mineral. Geol.* 1983. V. 16. № 1. P. 19-36.
- Kim K.H., Tanaka T., Nagao K., Jang S.K.* Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea // *Geochem. J.* 1999. V. 33. № 5. P. 317-341.
- Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // *Tectonics*. 1986. V. 5. №3. P. 389-401.
- Kurasawa H.* Isotopic composition of lead and concentrations of uranium, thorium, and lead in volcanic rocks from Dogo of the Oki islands, Japan // *Chem. Geol.* 1968. V. 2. № 1. P. 11-28.
- Lee J.S., Pouclet A.* Le volcanisme Neogene de Pohang (SE Coree), nouvelles contraintes geochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // *C. R. Acad. Sci. Paris*. 1988. V. 307. Ser. II. P. 1405-1411.
- Lee M.W., Won Ch.K., Lee D.Y. et al.* Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju Island, Korea // *J. Geol. Soc. Korea*. 1994. V. 30. № 6. P. 521-541.
- Lee Y.S., Ishikawa N., Kim W.K.* Paleomagnetism of Tertiary rocks on the Korean Peninsula: tectonic implications for the opening of the East Sea (Sea of Japan) // *Tectonophysics*. 1999. V. 304. P. 131-149.
- Liu J.* Study on geochronology of the Cenozoic volcanic rocks in Northeast China // *Acta Petrologica Sinica*. 1987. № 4. P.21-31.
- Macpherson C.G., Hall R.* Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forlac // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 186. P. 215-230.
- Miyake Y.* Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rift zone at the Japan Sea margin // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 451-472.
- Morris P.A., Kagami H.* Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Sea of Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. № B2. P. 335-346.
- Nakamura E., Campbell J.H., McCulloch M.T., Sun Sh.-S.* Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan. Implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China // *Geoph. Res.* 1989. V. 94. № 84. P. 4634-4654.
- Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell J.H.* Chemical geodynamics in the back arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. № 3-4. P. 207-233.

- Nakanishi I.* Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan // *Tectonophysics*. 1980. V. 69. P. 1-35.
- Nohda S., Tatsumi Y., Yamashita Sh., Fujii T.* Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 899-904.
- Notsu K., Arakawa Y., Kabayashi T.* Strontium isotopic characteristics of arc volcanic rocks at the initial stage of subduction in western Japan // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1990. Vol. 40. № 2. P. 181-196.
- Okamura S., Araclius R.J., Martynov Yu. A. et al.* Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // *Geology*. 1998. Vol. 6. № 7. P. 619-622.
- Pallister J.S., Knight R.J.* Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 2673-2697.
- Park J.-B., Kwon S.-T.* Geochemical evolution of the Cheju volcanic island: petrography and major element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the northern part of Cheju Island // *J. Geol. Soc. Korea*. 1993a. V. 29. № 1. P. 39-60.
- Park J.-B., Kwon S.-T.* Geochemical evolution of the Cheju volcanic Island (II): trace element chemistry of volcanic rocks from the northern part of Cheju Island // *J. Geol. Soc. Korea*. 1993b. V. 29. № 5. P. 477-492.
- Peng Z.C., Zartman R.E., Futa K., Chen D.G.* Pb-, Sr-, and Nd isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, Eastern China // *Chem. Geol.* 1986. V. 59. P. 301-329.
- Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.
- Shimazu M., Kawano Y., Kagami H.* Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang - Yangnam area, Korea // *J. Mineral. Petrol. Econom. Geol.* 1990. V. 85. № 9. P. 405-415.
- Smith A.D.* The geodynamic significance of the DUPAL anomaly in Asia // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*. Washington: AGU, 1998. P. 89-105.
- Song S., Lee H.K., Yun H.* Petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1997. V. 12. № 4. P. 43-56.
- Stern R.J., Bloomer S.H., Martinez F. et al.* The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough: a first report // *Island Arc*. 1996. № 5. P. 354-372.
- Stern R.J., Lin P.N., Morris J.D. et al.* Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. P. 210-225.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts / *Magnetism in ocean basin*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989. V. 42. P. 313-345.
- Tamaki K., Suyehiro K., Allan S. et al.* Tectonic synthesis and implications of the Japan Sea ODP drilling // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 1333-1350.
- Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collision Tectonics*. / Eds Coward M.R., Ries A.C. London: *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1986. № 19. P. 115-157.
- Tatsumi Y., Otofujii Y.I., Matsuda T., Nohda S.* Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection // *Tectonophysics*. 1989. V. 166. № 3-4. P. 317-329.
- Tatsumoto M., Nakamura Y.* DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. № 65. P. 3697-3708.
- Tiba T.* Alkaline volcanism at Oki-Dozen // *Mem. Natn. Sci. Mus. Tokyo*. 1986. V. 19. P. 19-27.
- Turner S., Hawkesworth Ch.* Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau Basin // *Geology*. 1998. V. 26. № 11. P. 1019-1022.
- Underwood M.B., Langhland M.M., Byrne T. et al.* Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belts, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan // *The Island Arc*. 1992. № 1. P. 116-132.
- Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kaneoka I.* Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: geochemistry evolution of basalts related to the opening of the Japan Sea // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 431-449.
- Vasco D.W., Johnson L.R.* Whole Earth structure estimated from seismic arrival times // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № 132. P. 2633-2671.
- Volpe A.M., Macdougale J.D., Lugmair G.W. et al.* Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. № 1-3. P. 251-264.
- Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. № 1-2. P. 11.
- Yoon S.* Miocene-Pleistocene volcanism and tectonics in southern Korea and their relationship to the opening of the Japan Sea // *Tectonophysics*. 1997. V. 281. № 1-2. P. 53-70.
- Yun H.* Emended stratigraphy of the Miocene formations in the Pohang Basin // *J. Paleont. Soc. Korea*. 1986. № 2. P. 54-69.
- Yun S.H., Won Ch.K., Lee M.W.* Cenozoic volcanic activity and petrochemistry of volcanic rocks in the Mt. Paektu Area // *J. Geol. Soc. Korea*. 1993. V. 29. № 3. P. 291-307.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 14. № 2. P. 493-571.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Феритатер