

УДК 551.24/551.21(519+520)

АНДЕРПЛЕЙТИНГ КАК ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПРИ ОКРАИННОМОРСКОМ СПРЕДИНГЕ

© 2004 г. Н. И. Филатова

Представлено академиком В.Е. Хаиным 05.04.2004 г.

Поступило 05.04.2004 г.

Проблема строения зон рифтогенеза и континентальных ограничений раскрывающихся морских бассейнов в числе прочих аспектов [1, 2 и др.] включает необходимость объяснения причин чередования на краях континентов сегментов с проявлениями магматизма и амагматических, в связи с чем появились термины “вулканические” и “невулканические пассивные континентальные окраины” [3, 4 и др.]. Примечательно, что этот феномен свойствен не только глобальным структурам типа Атлантического океана, но и окраинноморским бассейнам (например, Японскому). Синтез результатов изучения западного обрамления Японского моря, петрологических данных, а также опубликованных материалов по глубоководному бурению (ODP) и сейсмопрофилированию позволил выяснить причины появления на этом обрамлении деплетированных вулканитов, раскрыв их генетическую связь с глубинным строением края континента и с процессом спрединга в смежном морском бассейне.

Если Евразийское континентальное обрамление Японского моря и включает фации, синхронные спредингу (25–15 млн. лет), то они обычно представлены терригенными породами. Исключение составляет западное обрамление этого моря, где по юго-восточному краю п-ова Корея в субмеридиональном направлении протягивается грабен Пхохан–Яннам, включающий нижнемиоценовые вулканиты. Этот грабен, принадлежащий типу пулл-апарт [5], ограничен системой правосторонних сдвигов, составляющих со сдвигом Гото–Цусима (рис. 1) западную границу Японского моря. Сдвиг Гото–Цусима отделяет растянутый по разломам континентальный край Кореи от ложа бассейна Уллын. Кора последнего из-за повышенной ее мощности обычно квалифицируется как “атипичная окраинноморская” [8]. Западной сдвига Гото–Цусима ложе бассейна сменя-

ется крутым континентальным склоном, в верхней шельфовой части которого располагается ряд грабенов и горстов.

Грабен Пхохан–Яннам в современной структуре состоит из бассейна Пхохан и поднятого блока вулканической зоны Яннам (рис. 1). Формировавшаяся в наземных условиях раннемиоценовая зона Яннам включает толщу (100–150 м) валунно-галечных конгломератов, перекрытых вулканитами (400–500 м) – базальтами, андезито-базальтами, андезитами, а также дацитами и риолитами. В целом породы среднего–основного и кислого составов накапливались одновременно, что подтверждается интервалом их датировок [10 и др.]: 22–16.2 млн. лет для первых и 22.4–17.0 млн. лет для вторых. Нижнемиоценовые базальтоиды зоны Яннам принадлежат толеитовой серии, характеризуются низкими, реже умеренными содержаниями высокозарядных элементов (HFSE) и слабо фракционированным спектром редкоземельных элементов (REE) [12]. Однако повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) и Ta–Nb-минимум свидетельствуют о присутствии в этих деплетированных породах известково-щелочной компоненты. Вулканиты среднего–кислого составов обладают известково-щелочными свойствами. В целом лавы зоны Яннам на ряде дискриминантных геохимических диаграмм образуют тренд от составов Pacific (P)-MORB в область известково-щелочной компоненты [5, 12]. Базальтоиды этой зоны обладают умеренно повышенными величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643\text{--}0.512843$ и пониженными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041\text{--}0.7048$ [10 и др.] (врезка рис. 1), располагаясь между составами P-MORB и обогащенной мантии (EM). По изотопным характеристикам базальтоиды зоны Яннам относятся к толеитам типа E-MORB, с влиянием известково-щелочной составляющей. В целом изотопно-геохимические свойства нижнемиоценовых вулканитов западного континентального ограничения Японского моря свидетельствуют об их связи с деплетированным астеносферным ис-

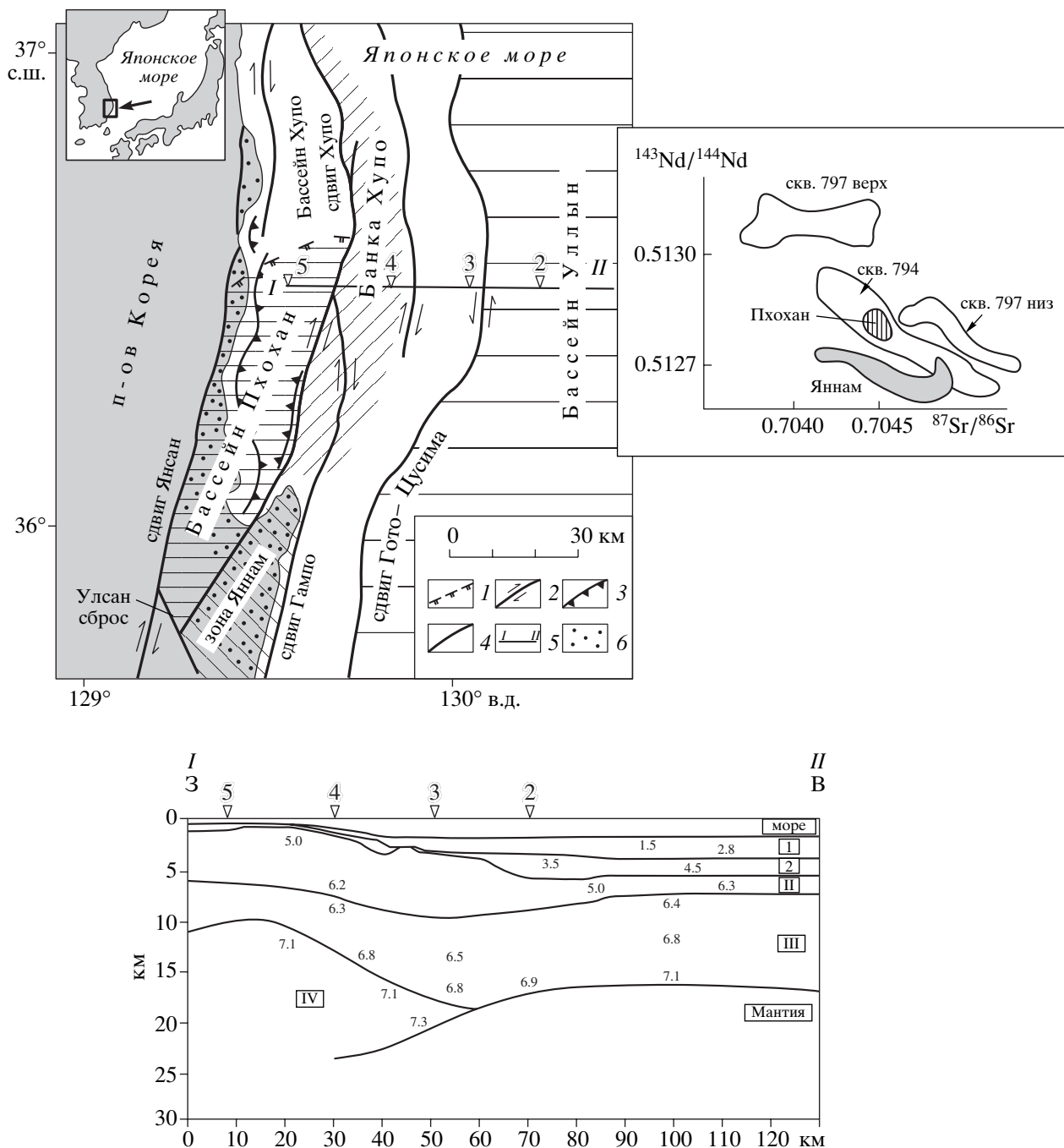


Рис. 1. Структуры зоны перехода Японского моря (бассейн Уллы) и континентальной окраины юго-востока п-ова Корея (грабен Пхохан–Яннам) с учетом [6, 7] и их глубинное строение по профилю I–II [8]. I – северное ограничение бассейна Пхохан; 2 – сдвиги; 3 – надвиги и взбросы; 4 – разломы прочие; 5 – линия сейсмического профиля МОВ, треугольники с цифрами (показанные также на глубинном профиле) обозначают пункты сейсмометрии; 6 – область гравитационного максимума (40–65 мгал). На профиле цифры указывают скорости P-волн, км/с; цифрами в квадратах обозначены слои с соответствующей интерпретацией сейсмических данных: 1 – терригенный комплекс среднего миоценового–голоценового возраста, 2 – терригенно-вулканогенный нижнемиоценовый комплекс, II, III – предполагаемые соответственно второй и третий окраинноморские слои (с фрагментами утоненной континентальной коры) бассейна Уллы, IV – предполагаемый нижнемиоценовый магматический комплекс андерплейтинга в основании края континента. На верхней левой врезке стрелкой показана позиция грабена Пхохан–Яннам в Корейско-Японском регионе. На правой врезке – диаграмме соотношения изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ дано положение полей фигуративных точек нижнемиоценовых базальтоидов ложа Японского моря (скважины ODP 794, 797) и зоны Яннам континентального края Кореи [9–12 и др.].

точником с определенным вкладом вещества из гидратированной верхней мантии.

Важно подчеркнуть, что распространение нижнемиоценовых вулканитов не ограничивается зоной Яннам. Соответствующие этим породам положительные магнитная и гравитационная аномалии в виде узкой полосы [8 и др.] прослеживаются по восточному краю континента Кореи на север на протяжении 150 км. Это позволяет предположить, что раннемиоценовая вулканическая окраина Японского моря из зоны Яннам протягивается в пределы бассейнов Пхохан и Хупо (рис. 1), где вулканы погребены под чехлом среднемиоценовых–голоценовых осадков.

Грабен Пхохан, входящий в единую с зоной Яннам структуру пулл-апарт, развивался после завершения раннемиоценового вулканизма в условиях морской трансгрессии. Он заполнен среднемиоценовыми терригенными породами (до 2–3 км мощности), прорванными единичными дайками щелочных долеритов с датировками 15.2–13.6 млн. лет [11]. Эти дайки, по геохимическим свойствам аналогичные внутриплитным базальтоидам (WPB), возникли на заключительных стадиях раскрытия Японского моря и не несут признаков связи с астеносферными источниками [5].

Результаты сейсмопрофилирования [6–8] выявили принципиальное различие глубинного строения края континента и западной части Японского моря, разграниченных сдвигом Гото–Цусима (рис. 1). Верхний сейсмический слой I (профиль рис. 1) со скоростями P -волн 1.5–2.8 км/с имеет линзовидный характер на краю континента и непрерывно прослежен в пределах бассейна Уллын; он образован осадочными породами среднего миоцена–голоцена. Нижележащий сейсмический слой II со скоростями P -волн 3.5–4.5 км/с соответствует, вероятно, нижнемиоценовым терригенно-вулканогенным образованиям, которые непрерывно распространены в бассейне Уллын, а к западу от сдвига Гото–Цусима имеют линзовидное залегание, слагая вулканическую окраину континентальной Кореи. Сейсмический слой III (5.0–6.3 км/с) в пределах бассейна Уллын коррелируется [8] с магматическими породами второго океанического слоя. Вероятнее всего, оба сейсмических слоя со скоростями P -волн 3.5–4.5 и 5.0–6.3 км/с сложены в основном нижнемиоценовыми базальтоидами (с горизонтами осадочных пород сверху), формируя окраинноморскую кору Японского моря и бассейна Уллын в частности. В пределах края континента мощность сейсмического слоя III возрастает почти втрое, а скорости P -волн не превышают 6.2 км/с; этому слою здесь соответствуют, по-видимому, меловые–палеоценовые породы надсубдукционного Южно-Корейского–Японского вулканического пояса [5]. Сейсмический слой IV со скоростями 6.4–7.1 км/с в пределах бассейна Уллын рассматри-

вается [8] в качестве третьего слоя окраинноморской коры, сложенного основными и ультраосновными породами. Таким образом, сформировавшаяся в результате раннемиоценового спрединга в бассейне Уллын окраинноморская кора (содержащая, возможно, континентальные блоки) имеет мощность 10–15 км, а поверхность Мохо располагается здесь на глубине 16–18 км. На континентальной окраине, к западу от разлома Гото–Цусима слой III резко уменьшается в мощности и скоростях P -волн (не более 6.8 км/с) и соответствует, вероятно, палеозойским–докембрийским образованиям континентальной коры.

Принципиальной особенностью глубинного строения окраины континента является наличие под континентальной корой высокоскоростной (7.1–7.3 км/с) линзы, которая, достигая под шельфом мощности 12–13 км, резко выклинивается под континентальным склоном и не прослеживается в Японское море восточнее разграничительной линии Гото–Цусима (профиль рис. 1). Высокоскоростная линза не может относиться к древней континентальной коре, поскольку скорости P -волн последней не превышают 6.8 км/с. Наиболее вероятен магматический основной состав высокоскоростной линзы, а ее появление связывается [8] с процессом андерплейтинга (underplating) под экранирующим краем континента. Примечательно, что на поверхности этой глубинной линзы соответствует полоса нижнемиоценовых вулканитов окраины континента. Характеристика временных и генетических соотношений лав края континента и зон спрединга позволила раскрыть роль процесса андерплейтинга в появлении вулканических сегментов континентальной окраины бассейна.

Кайнозойский рифтогенез на востоке Азии явился следствием Индо-Евразийской коллизии и протекал по модели пассивного механизма с определяющей ролью сдвигов, сопровождавшихся формированием структур типа пулл-апарт в режиме трансгрессии. По такому же сценарию произошло раскрытие Японского моря, ограниченного правосторонними сдвигами [5, 13]. На западном континентальном трансформном его обрамлении возникла сопряженная аналогичная структура пулл-апарт Пхохан–Яннам, но меньшего масштаба и без раздвига континентальной коры, хотя и со значительной ее нарушенностью по системе сдвигов.

Корреляция образований Японского моря (включая бассейн Уллын) и бассейна Пхохан–Яннам выявила синхронность их развития и аналогичную тенденцию динамики: постепенное нарастание с позднего эоцена режима растяжения с максимумом (сопровождавшимся окраинноморским спредингом и расколом края континента) в раннем и начале среднего миоцена [5]. Базальтоиды зон спрединга Японского моря и структуры

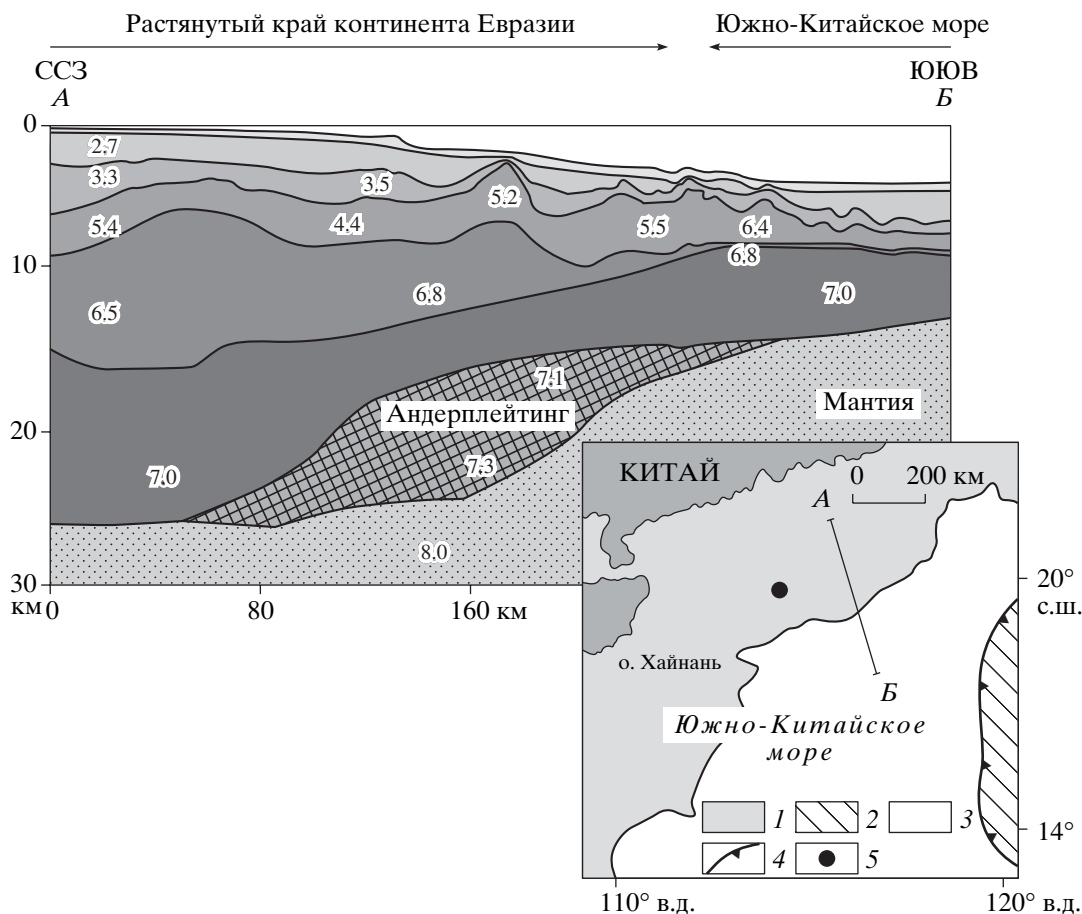


Рис. 2. Сейсмический профиль А–В через зону перехода Евразийский континент–Южно-Китайское море [14]; цифры на профиле – скорости P -волн, км/с. На врезке показано положение профиля А–В на северной периферии Южно-Китайского моря; 1–3 – типы коры: 1 – континентальная, 2 – островодужная, 3 – океаническая; 4 – Манильский глубоководный желоб; 5 – скважина ВУ-7-1, где на континентальном шельфе вскрыты синспрединговые нижнемиоценовые базальтоиды [15].

растяжения Пхохан–Яннам накапливались почти одновременно (в интервале 23.7–15 млн. лет в первом случае и 22.4–16.2 млн. лет во втором [9, 13 и др.]), обладая при этом близкими изотопно-геохимическими свойствами. Крайноморские базальтоиды, подобно породам зоны Яннам, принадлежат толеитовой серии и представлены теми же двумя типами – более распространенными (по сравнению с окраиной континента) деплетированными разностями, близкими к P -MORB, и обогащенными за счет известково-щелочной компоненты лавами, сходными с E -MORB, что подтверждается геохимическими и изотопными (врезка рис. 1) данными [5].

Деплетированные составы нижнемиоценовых вулканитов Японского моря и структуры Пхохан–Яннам свидетельствуют об их связи с астеносферными источниками, которые синхронно проявились при начале спрединга не только на ложе бассейна, но и под прилежащем к раскрывающемуся морю краю континента. Астеносферный ап-

веллинг под этой окраиной из-за экранирующего эффекта континентальной коры сопровождался андерплейтингом – растеканием расплава под ее основанием в виде линзы, быстро выклинивающейся в сторону континента. Процесс андерплейтинга привел к наращиванию (подслаиванию) основания коры континентальной окраины новой магматической линзовидной корой раннемиоценового возраста. Режим интенсивного растяжения в пределах структуры пулл-апарт Пхохан–Яннам вызвал “дренаж” этой магматической линзы по многочисленным сближенным разломам, что обусловило излияния толеитов, сформировавших раннемиоценовый вулканический сегмент континентальной окраины Японского моря. Процесс андерплейтинга из-за двойного эффекта – экранирующей континентальной коры и астеносферного диапиризма – протекал в режиме повышенных (по сравнению с зонами спрединга) температур и давлений [4]. Этот режим привел к активизации источников в древней континентальной гидратиро-

ванной литосферной мантии, что и предопределило появление среди толеитов известково-щелочных разностей.

Аналогичная временная и генетическая связь процессов спрединга–андерплейтинга–вулканизма смежной окраины континента характерна и для северного ограничения Южно-Китайского моря (рис. 2), которое обычно относится к бассейнам пулл-апарт. Возникшей в результате андерплейтинга под краем континента глубинной высокоскоростной линзе [14] здесь соответствуют окраинноконтинентальные нижнемиоценовые базальтоиды мощностью около 400 м, обнаруженные на шельфе под чехлом осадков в одной из скважин [15] (врезка рис. 2). Судя по сейсмическим данным, эти погребенные вулканиды (которые, вероятно, соответствуют слою со скоростями *P*-волн 3.5–6.4 км/с) имеют значительное распространение на краю континента (рис. 2).

Вулканические сегменты по обрамлению окраинных морей в миниатюре повторяют строение “вулканических пассивных окраин” [3 и др.] зоны перехода континент–Атлантический океан. Вулканидам этих окраин также соответствуют глубинные высокоскоростные линзы, которые рассматриваются [3, 4] как следствие андерплейтинга, проявившегося в конце рифтогенеза–начале спрединга. В отличие от Атлантики в Японском море феномен андерплейтинга сопровождал весь процесс спрединга, поскольку из-за малых амплитуд раскрытия этого моря континентальное его обрамление испытывало влияние процесса спрединга в течение всей его активности. Примечательно, что в вулканических сегментах пассивного ограничения Атлантики, как и в структуре Пхохан–Яннам, присутствуют и толеитовые, и известково-щелочные разности, что объясняется [4] проявлением наряду с астеносферными источниками магматических очагов в метасоматически измененной литосферной мантии.

Выводы. Нижнемиоценовым вулканидам восточной окраины п-ова Корея, синхронным спредингу в Японском море, соответствует глубинная высокоскоростная (*P*-волн) линза, подстилающая кору края континента и рассматриваемая как индикатор андерплейтинга. Последний является отражением процесса спрединга и реализовался, когда астеносферный апвеллинг синхронно с формированием окраинноморской коры

воздействовал и на прилежащий край континента, вызвав там линзовидное растекание расплава под экранирующей континентальной корой. Дренаж этой магматической линзы предопределил возникновение по обрамлению бассейна вулканической зоны, породы которой по составу близки лавам зон спрединга. Возникновение подобной обстановки обеспечивалось близостью краев континента к зоне активного спрединга и их интенсивной нарушенностью. Генетическая и возрастная связь процессов спрединга и окраинноконтинентального андерплейтинга (выраженного на пассивных и трансформных краях континентов вулканическими сегментами) носит общий характер и проявлена в структурах различного масштаба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02–05–64365, 04–05–64025) и ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Леонов Ю.Г.* // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
2. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Науч. мир, 2003. 348 с.
3. *Keen C.E., Potter D.P.* // Tectonics. 1995. V. 14. P. 359–371.
4. *Kelemen P., Holbrook W.* // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 1077–1094.
5. *Филатова Н.И., Федоров П.И.* // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
6. *Аносов Г.И., Сок Б.Ч., Аргентов В.В. и др.* // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 3–16.
7. *Yoon S.H., Chough S.K.* // GSA Bull. 1995. V. 107. P. 83–97.
8. *Kim H.J., Jou H.T., Cho H.M. et al.* // Tectonophysics. 2003. V. 364. P. 25–42.
9. *Cousens B.L., Allan J.F.* // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805–818.
10. *Song S., Lee H.K., Yun H.* // J. Volcan. Geotherm. Res. 1997. V. 12. P. 43–56.
11. *Shimazu M., Kawato Y., Kagami H.* // J. Mineral. and Petrol. Econ. Geol. 1990. V. 85. P. 405–415.
12. *Федоров П.И., Филатова Н.И.* // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
13. *Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P.* // Tectonics. 1990. V. 9. P. 1409–1419.
14. *Kido Y., Suyehiro K., Kinoshita H.* // Mar. Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 1–15.
15. *Yan P., Zhou D., Liu Z.* // Tectonophysics. 2001. V. 338. P. 1–21.