УДК 552.31(265)

МАГМАТИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2010 г. Т. А. Емельянова, Е. П. Леликов

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43 E-mails: emelyanova@poi.dvo.ru; lelikov@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 12.04.2010 г.

В статье приведены результаты многолетних комплексных исследований петролого-геохимических особенностей магматических комплексов Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент—океан. В пределах указанных морей выявлены докайнозойские этапы магматизма, связанные с формированием геологического фундамента, и кайнозойские, предшествовавшие или непосредственно связанные с формированием глубоководных котловин. На основании исследования геохимических свойств магматических пород установлены типы магматических источников, прослежена смена геодинамических обстановок и выявлены общие черты и различия в развитии как самих морей, так и некоторых участков окружающей их суши.

Ключевые слова: окраинные моря, глубоководные котловины, окраинноморской спрединг, магматизм, гранитоиды, вулканиты, геохимический состав.

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы широко развиты в пределах окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан (Японского, Охотского и Филиппинского): на континентальных склонах, шельфах, крупных подводных возвышенностях и хребтах и глубоководных котловинах (рис. 1-2). Эти породы представлены разными по возрасту и генезису гранитоидными и вулканическими комплексами, которые формируют блоки раздробленных интрузивных и субвулканических тел, а также вулканические покровы и различные по типу вулканические постройки. Изучение и сравнительный анализ магматических комплексов указанных морей и окружающей суши позволяет проследить эволюцию магматизма от докембрия до плейстоцена и голоцена и установить последовательность этапов развития этих регионов.

В строении и эволюции Японского и Охотского морей наблюдается два этапа. Первый этап, докайнозойский и раннекайнозойский, в котором эти структуры развивались как единое целое со структурами окружающей суши. И второй – позднекай-

Рис. 1. Схема расположения гранитоидов различных генетических типов в окраинных морях.

 ультраметаморфогенные архей-раннепротерозойские; 2–4 – палингенные: 2 – среднепалеозойские,
 раннемеловые, 4 – позднемеловые; 5–9 – дифференциаты андезитовой магмы: 5 – позднепротерозойские,
 6 – позднепалеозойские, 7 – позднемеловые, 8 – олигоценовые, 9 – миоценовые; 10–11 – дифференциаты толеитовой магмы: 10 – позднемезозойские, 11 – палеогеновые.





Рис. 2. Схема расположения полигонов и станций драгирования (1) и скважин глубоководного бурения "Джоидес Резолюшин" (2) в глубоководных котловинах Японского и Охотского морей.

нозойский, непосредственно связанный с формированием впадин этих морей. Докайнозойские и раннекайнозойские магматические породы участвуют в строении геологического фундамента Японского и Охотского морей. В Японском море - это гранитоидные массивы, возраст которых охватывает период от докембрия до позднего мела, и позднемеловые и палеоцен-эоценовые вулканические комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). В Охотском море в состав фундамента входят сингенетичные комплексы ранне- и позднемеловых гранитоидов и вулканических пород Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). В отличие от магматизма Японского и Охотского морей, несущего типичные черты влияния сиалической коры, особенности магматизма Филиппинского моря обусловлены участием в магмогенерации мафической коры, на которой происходило образование впадины этого моря.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранитоидные породы

На основании петрогеохимической классификации Таусона [18], интрузивные породы Японского, Охотского и Филиппинского морей подразделяются на три генетических класса [10]: ультраметаморфогенные, палингенно-анатектоидные и дифференциаты магм среднего и основного состава, среди которых выделяются гранитоиды нескольких формационно-геохимических типов (табл. 1, рис. 3).

Ультраметаморфогенные палингенно-U анатектоидные гранитоиды установлены только в южной и юго-западной частях Японского моря. Первые входят в состав архейскораннепротерозойского метаморфического комплекса (2727-1983 млн. лет) и представлены мигматитами и гнейсо-гранитами. Эти породы сформировались в результате анатексиса, связанного с ультраметаморфогенным преобразованием вулканогенноосадочных толщ в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации при T = 560-670°С и P = 5.0-7.0 кбар. Палингенно-анатектоидные гранитоиды подразделяются на известково-щелочные и плюмазитовые. Известково-щелочные породы образуют несколько возрастных комплексов: среднепалеозойский, раннемеловой и позднемеловой, а плюмазитовые – позднемеловой. Среднепалеозойские (352 млн. лет) гранитоиды формируют крупные батолиты в пределах Восточно-Корейской возвышенности – Корейского плато (200 × 70 км) и пред-

Генетический класс	Формационно- геохимический тип	Море, структура	Возрастной комплекс
Ультрамета- морфогенный		Японское, возвышенности: Криштофо- вича, Восточно-Корейская	архейско- раннепротерозойский
Палингенно- анатектоидный	палингенные известково- щелочного ряда	Японское, возвышенности: Восточно-Корейская, Криштофовича, Гэбасс,	среднепалеозойский раннемеловой
		материковый склон Приморья	позднемеловой
	плюмазитовые	Материковый склон Южного Приморья	позднемеловой
Дифференциаты магм основного и среднего состава	андезитового (острово- дуж.) ряда	Японское, возвышенности: Ямато	позднепротерозойский позднепалеозойский позднемеловой
		Ямато, Витязя, Алпатова котловина Ямато (полигон 26),	кайнозойский (неогеновый)
		Охотское, возвышенности: Академии наук, Океанологии, Каше- варова и Ионы, склон Сахалина	меловой
		Филиппинское: южная часть хребта Кюсю-Палау	кайнозойский (раннеолиго- ценовый)
	базальтового толеитово- го (океанического) ряда	Филиппинское, южная часть хребта Кюсю-Палау	позднемезозойский
	базальтового толеитово- го (островодуж.) ряда	Филиппинское, северная часть хребта Кюсю-Палау, горы Комахаси-Дайни	кайнозойский (палеогено- вый)

Таблица 1. Классификация гранитоидов окраинных морей Тихого океана

ставлены биотитовыми и лейкократовыми гранитами, реже гранодиоритами, кварцевыми сиенитами и пегматитами. Петрогеохимические особенности позволяют отнести эти породы к группе палингенных гранитов формации гранитных батолитов, которые сформировались в пределах абиссальной фации из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре ($T = 550-660^{\circ}$ C). Данным породам свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов (LREE) и низкие – тяжелых (HREE). Это выражается в высоких значениях соотношений (La/Sm)_n – 3.58–6.93 и (La/Yb)_n – 18.35–50.88. Для пород также характерна четко выраженная отрицательная Еи аномалия, связанная с высоким содержанием полевых шпатов в виде порфировых выделений (Eu/Eu* = 0.83-0.54). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса Y-Nb и Rb-(Y + Nb) [22] фигуративные точки этих пород располагаются в поле синколлизионных гранитоидов. Раннемеловые гранитоиды (110–102 млн. лет) установлены на возвышенностях Гэбасс и Криштофовича, где они формируют крупный (2000 км²) массив, сложенный биотитовыми и лейкократовыми гранитами, при подчиненном количестве диоритов, гранодиоритов и гранит-порфиров. Породы этого комплекса сформировались в мезоабиссальных условиях при T = 560-650°С и P = 4.1-5.3 кбар. На диаграммах K/Rb-Rb и K-Rb их фигуративные точки группируются на границе полей пород корового генезиса и пород с глубинным источником вещества [10], а на дискриминационных диаграммах Y-Nb и Rb-(Y + Nb) - в поле синколлизионных гранитоидов. Позднемеловые гранитоиды (98-

ЛИТОСФЕРА № 3 2010

58 млн. лет) развиты на материковом склоне залива Петра Великого и банке Зубр, где они представлены биотит-роговообманковыми гранитами и гранитпорфирами, а также лейкогранитами и кварцевыми сиенитами. Породы относятся к гипабиссальным палингенным известково-щелочным образованиям, сформировавшимся при T = 720°C и P = 1.1 кбар.



Рис. 3. Диаграмма щелочи–кремнезем для гранитоидов Японского, Охотского и Филиппинского морей [10].

1-6 – Японское море: 1 – архейско-раннепротерозойские, 2 – позднепротерозойские, 3 – среднепалеозойские, 4 – позднепалеозойские субщелочной серии, 4а – позднепалеозойские известково-щелочной серии, 5 – раннемеловые, 6 – позднемеловые (плюмазитовые), 6а – позднемеловые (производные андезитовой магмы);
7 – Охотское море, позднемеловые; 8–9 – Филиппинское море: 8 – позднемезозойские, 9 – кайнозойские.

Гранитоиды плюмазитового типа *позднемелово-го* комплекса (79–58 млн. лет) установлены на материковом склоне Юго-Восточного Приморья. Они слагают массив, обнажающийся на глубине 550–2200 м, сложенный крупнозернистыми лейкократовыми гранитами в центре и мелкозернистыми – в апикальных частях. От центра к краям массива в породах происходит увеличение концентраций Rb – до 147–260 г/т, Pb – до 31–47 г/т, Sn – до 6–14 г/т, Nb – 11–15 г/т. По отношению Na/K (0.55–0.87) гранитоиды комплекса относятся к кали-натровой серии, кристаллизация их происходила в гипабиссальных условиях при $T = 550-650^{\circ}$ С из магмы, насыщенной летучими компонентами.

Дифференциаты магм основного и среднего состава встречаются в пределах всех рассматриваемых морей. В Японском море они формируют позднепротерозойский, позднепалеозойский, позднемеловой и неогеновый, в Охотском – ранне- и позднемеловой, а в Филиппинском – позднемезозойский и кайнозойский комплексы.

В Японском море *позднепротерозойский* комплекс представлен кварцевыми диоритами, сиенитами, гранодиоритами и гранитами Южного Ямато, а также роговообманковыми габбро Северного Ямато. *Позднепалеозойский* комплекс (332– 181 млн. лет) установлен на возвышенности Ямато, где он слагает массив протяженностью 200 км и представлен породами известково-щелочной и субщелочной серии. В состав первой входят кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты и лейкограниты, в состав второй – кварцевые монцониты и субщелочные граниты. Кристаллизация всех этих пород происходила при T – 590– 660°С в пограничной области абиссальной и мезоабиссальной фаций. Согласно дискриминационным диаграммам Y-Nb и Rb-(Y + Nb), позднепалеозойские гранитоиды относятся к образованиям активных континентальных окраин (VAG). В породах обеих серий наблюдается резко фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов – REE (табл. 2, рис. 4). Но в субщелочных разностях он выражен наиболее четко, что отражается в более высоких значениях отношений (La/Sm)_n – 4.14–6.64 и (La/Yb)_n – 14.44–40.32 по сравнению с известково-щелочными породами, в которых эти значения снижаются, соответственно, (La/Sm)_n – до 1.77–3.22 и (La/Yb)_n – до 3.64– 7.70. Всем позднепалеозойским гранитоидам свойственна четко выраженная отрицательная Еи аномалия, более ярко проявленная в субщелочных разностях (Eu/Eu * = 0.79–0.63), по сравнению с породами нормальной щелочности (Eu/Eu* = 0.43 - 0.38). Позднемеловые гранитоиды возвышенностей Витязя, Алпатова и Южного Ямато образуют небольшие штокообразные тела, сложенные гранодиоритами и кварцевыми диоритами, реже - гранитами. По отношению Na/K (1.2-3.1) эти породы можно отнести к калий-натровой серии (рис. 5, 6), кристаллизация которых происходила в гипабиссальных условиях при T около 800°C. Интрузивные породы неогенового возраста (12.2 млн. лет) подняты совместно с вулканитами со склона вулканической постройки впадины Ямато (Хонсю). Они представляют собой продукты полной раскристаллизации остаточного расплава базальтовой магмы. Среди них выде-

№ п.п.	№ пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb
1	1172	40.37	80.33	8.42	30.49	4.82	1.01	4.77	0.51	2.5	0.41	1.13	0.14	0.92
2	1179	52.45	103.98	10.72	38.12	5.69	1.14	5.24	0.51	2.25	0.34	0.93	0.1	0.7
3	1180	34.52	74.96	7.11	24.82	3.57	0.65	3.43	0.33	1.65	0.25	0.75	0.08	0.65
4	1183	30.15	59.72	6.55	24.01	3.88	0.85	3.72	0.39	2.02	0.32	0.9	0.09	0.71
5	1413	34.98	65.54	6.61	22.87	3.29	0.74	3.26	0.3	1.45	0.22	0.68	0.07	0.59
6	1806-a	30.84	66.52	7.05	26.76	4.65	1.19	4.79	0.55	2.97	0.53	1.55	0.19	1.45
7	14-79	18.09	33.99	3.2	11.03	1.81	0.55	2.04	0.23	1.52	0.28	0.98	0.12	1.12
8	14-96	17.43	36.73	4.03	15.87	3.17	0.77	3.31	0.43	2.39	0.46	1.31	0.18	1.19
9	19-70	15.93	30.07	2.87	10.16	1.68	0.56	1.87	0.2	1.41	0.26	0.83	0.09	0.9
10	14-81	15.86	37.32	4.6	19.71	4.27	0.88	4.61	0.6	3.78	0.75	2.25	0.29	2.12
11	2896-9	7.85	19.59	2.35	10.5	2.53	0.61	3.03	0.42	2.95	0.59	1.83	0.24	1.77
12	3105-3	6.25	15.27	1.93	8.87	2.26	0.63	2.77	0.4	2.85	0.58	1.82	0.23	1.78
13	3118-1	14.73	31.11	3.29	12.47	2.11	0.53	2.1	0.22	1.29	0.22	0.68	0.07	0.68
14	3120-3	9.43	26.23	3.56	17.06	4.08	0.93	4.65	0.64	4.09	0.79	2.25	0.29	2.04
15	3121-30	21.69	43.99	4.57	17.15	2.96	0.68	3.13	0.35	1.94	0.33	0.96	0.1	0.78
16	3114-6	11.61	27.52	3.6	16.47	3.67	1.24	4.47	0.61	3.7	0.73	2.08	0.28	1.86
17	3122-5	6.87	16.46	2.2	10.32	2.32	0.73	2.69	0.35	2	0.38	1.08	0.13	0.93
18	3129-24	3.19	8.86	1.24	6.44	1.62	0.52	1.96	0.22	1.78	0.29	0.92	0.06	0.77
19	3129-6	13.06	29	3.45	14.3	3.02	0.77	3.54	0.43	2.99	0.53	1.68	0.18	1.64
20	3116-24	9.91	21.96	2.59	10.99	2.42	0.79	2.87	0.39	2.35	0.46	1.35	0.19	1.27

Таблица 2. Содержания REE (г/т) в гранитоидах и вулканитах Японского и Охотского морей

Примечание. 1–6 – Японское море, позднепалеозойские гранитоиды; 7–20 – Охотское море: меловые гранитоиды (7–15) и вулканиты (16–20).



 \rightarrow 1172 -- 1179 -- 1180 -- 1183 -- 1413 -- 1806-a

Рис. 4. Диаграммы распределения **REE в позд**непалеозойских гранитоидах Японского моря (табл. 2).

ляются диабазы, долериты, диориты, гранодиориты и граниты. От основных пород к более кислым происходит увеличение содержания K_2O (от 1.14 до 3.6%), Rb (от 22 до 52 г/т), Ba (от 266 до 332 г/т), Zr (от 127 до 168 г/т) и снижение концентрации TiO (от 1.79 до 0.32%) и Sr (от 336 до 220 г/т).

В Охотском море широким распространением пользуются гранитоиды ранне- и позднемелового (138-69 млн. лет) возраста [10], представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, реже встречаются габбро, габбро-диабазы, диориты и монцониты (табл. 1, рис. 5-6). Формирование этих пород происходило при $T = 700-730^{\circ}$ C и P = 0.25 - 2.32 кбар. Все они относятся к калийнатровой серии и характеризуются многими общими химическими чертами. Диаграмма распределения REE демонстрирует четко фракционированный спектр с накоплением LREE, особенно в гранитах, в которых значения соотношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n достигают соответственно 6.24 и 18.91 (табл. 2, рис. 7а). А в габбро и диоритах они снижаются: (La/Sm)_n – до 1.44–1.94 и (La/Yb)_n – 2.39– 3.14. Необходимо отметить, что в пределах Охотского моря обнаружены образцы гранитоидов. датированные эоценом [10]. И это обстоятельство является важным, поскольку эти породы и сингенетичные им вулканиты [2] указывают на наличие во внутренней части Охотского моря эоценового этапа тектоно-магматической активизации.

В Филиппинском море интрузивные породы имеют ограниченное распространение. (табл. 1). В южной части хребта Кюсю-Палау в составе *позднемезозойского* (125–87 млн. лет) метаморфического комплекса установлены дайко- и штокообразные тела плагиогранитов и диоритов со следа-

ЛИТОСФЕРА № 3 2010



Рис. 5. Диаграмма щелочи–кремнезем для позднемезозойских магматических пород Японского (А), Охотского (Б) и Филиппинского (В) морей, ВСАВП (А") и ОЧВП (Б").

А, Б – гранитоиды; А', Б' – вулканиты. Римскими цифрами обозначены поля вулканических пород по [21]: І – тефриты, базаниты, ІІ – пикробазальты, ІІІ – трахибазальты, IV – базальты, V – андезибазальты, VI – трахиандезибазальты, VII – андезиты, VIII – дациты, IX – риолиты, трахириолиты, Х – трахиандезиты, ХІ – трахиты, трахидациты, ХІІ – фонолиты, ХІІІ – тефрифонолиты, XIV – фонотерфиты, XV – фондиты.



Рис. 6. Диаграмма K₂O–SiO₂ [21]. Условные обозначения см. на рис. 3.

ми контактово-метасоматических преобразований. Они являются дифференциатами базальтовой толеитовой магмы океанического ряда и аналогичны образованиям офиолитовых комплексов [6]. Поро-





ды характеризуются в основном низкой или средней щелочностью (1.98–3.86%) и весьма низкими содержаниями K₂O (0.06–0.25%) (рис. 3–4). На диаграмме K–t [14] они, совместно с океаническими плагиогранитами офиолитовых комплексов, располагаются в поле магматических пород океанов, а на диаграммах Rb–Sr и Ba–Sr группируются вблизи среднего состава океанических толеитов (Rb – 2 г/т, Sr – 124 г/т, Ва – 36 г/т). Производными базальтовой (толеитовой) магмы островодужного ряда являются кайнозойские породы, обнаруженные на структурах северной части моря и представленные эоценовыми (48.5 млн. лет) диоритами хребта Дайто и гранитоидами горы Минами-Кохо, а также эоценолигоценовыми (42.7-26.2 млн. лет) кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, трондъемитами и плагиогранитами горы Комахаси-Дайни. Интрузивные породы Комахаси-Дайни отличаются от магматитов других структур более высокими содержаниями крупноионых литофильных элементов (LILE): Rb (9 г/т), Sr (170 г/т) и Ва (154 г/т), а также некоторых высокозарядных элементов (HFSE) Zr (110 г/т). К продуктам магм андезитового (островодужного) ряда отнесены габбро, габбродиориты, диориты, тоналиты, трондъемиты, плагиограниты [10], комагматичные раннеолигоценовым (31.5-34.0 млн. лет) вулканическим породам южного отрезка хребта Кюсю-Палау. Породы характеризуются наличием ортопироксенов и повышенными содержаниями K₂O (до 1.36%). На диаграммах Rb-Sr и Ba-Sr их фигуративные точки группируются в области среднего состава известковощелочной островодужной магмы при содержаниях: Rb – 12 г/т, Sr – 286 г/т, Ba – 307 г/т и Zr – 59 г/т.

Из сказанного следует, что магматические породы выделенных формационно-геохимических типов Японского, Охотского и Филиппинского морей различаются параметрами общей щелочности, калиевости, а также концентрациями Rb, Sr и Ba. При этом закономерности в соотношении этих трех элементов в различных генетических типах пород отчетливо проявляется на диаграмме Rb-Sr-Ba [8], которая демонстрирует следующее. В ультраметаморфогенных гранитоидах Японского моря происходит накопление Sr и Ba, а в палингенно-анатектоидных – Rb, в дифференциатах андезитовой (известковощелочной) и базальтовой (толеитовой) магмы в Японском море главная роль принадлежит Ва, а в Охотском и Филиппинском морях - Sr и Ba. Эти закономерности обусловлены генетическими особенностями интрузивных пород этих морей. Ультраметаморфогенные гранитоиды относятся к мантийнокоровым, а палингенно-анатектоилные – к коровым образованиям, сформировавшимся, главным образом, в абиссальных и мезоабиссальных условиях континентальной платформы, блоки которой слагают фундамент южной и юго-западной частей Японского моря (Сино-Корейский щит). Формирование интрузивных пород – производных магм основного и среднего состава происходило в мезоабиссальных (позднепалеозойские) и гипабиссальных (меловые и раннекайнозойские) условиях активных континентальных окраин. Как правило, это центральные и северные части Японского и вся внутренняя область Охотского моря. Меловые и ран-

ЛИТОСФЕРА № 3 2010

некайнозойские гранитоиды и сингенетичные им вулканические породы указанных морей образуют единые вулканно-плутонические комплексы, сравнимые с одновозрастными комплексами окраинноконтинентальных поясов – ВСАВП и ОЧВП. Меловой, эоценовый и раннеолигоценовый этапы магматизма Филиппинского моря по времени проявления близки таковым в Японском и Охотском морях, но отличаются от них своими специфическими чертами. Это хорошо видно на диаграммах щелочи–кремнезем и К₂О–кремнезем (рис. 5–6).

Вулканические породы

Вулканические породы Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей подразделяются на несколько возрастных комплексов и обладают как общими петролого-геохимическими чертами, так и существенными их различиями. Позднемезозойские и раннекайнозойские (палеоцен-эоценовые) вулканиты Японского и Охотского морей относятся к окраинно-континентальному типу и, как было сказано выше, совместно с интрузивными аналогами, относятся к образованиям ВСАВП и ОЧВП (рис. 5-6). В пределах Охотского моря установлены раннемеловой базальт-андезитовый, позднемеловой дацитриолитовый и эоценовый этапы вулканизма, а в пределах Японского моря – позднемеловой игнимбритовый и палеоцен-эоценовый [1, 2, 9 и др.]. В Охотском море позднемезозойские и эоценовые вулканиты имеют более широкое распространение и встречаются на всех крупных возвышенностях внутренней части, а в Японском море эти породы отмечаются лишь на материковом склоне Приморья и возвышенностях Алпатова, Витязя и Ямато. Такое неравномерное развитие позднемезозойских вулканитов объясняется более мощной деструкцией континентальной окраины в кайнозое в районе Японского моря, большую часть площади которого занимают глубоководные котловины, и менее мощной в районе Охотского моря, где она затронула лишь южную его часть - Курильскую котловину.

Петрогеохимические исследования показали, что раннемеловые вулканиты Охотского моря, представленные базальтами, андезибазальтами и андезитами, характеризуются повышенными содержаниями Al₂O₃ (17.34–19.68%), пониженными или средними – TiO₂, щелочности и K₂O (0.10– 0.90%), а также элементов группы Fe, HFSE и LILE. Позднемеловые (96-69 млн. лет) вулканиты Охотского моря, представленные дацитами, риолитами, их туфами и игнимбритами, характеризуются повышенными содержаниями глинозема, калия $(K_2O$ иногда доминирует над Na₂O), средними или повышенными – LILE и некоторых HFSE (в частности, Zr) и низкими или средними – Ті (357.00-13434.60 г/т). Все позднемезозойские породы Охотского моря характеризуются фракционированным спектром REE (рис. 7б) со значениями соотношений (La/Sm)_n – до 2.70 и (La/Yb)_n – до 5.41 в раннемеловых породах и (La/Sm)_n – до 3.04 и (La/Yb)_n – до 11.56 - в позднемеловых. Позднемеловые (103-67 млн. лет) вулканиты Японского моря отличаются от одновозрастных охотоморских более высокой щелочностью и калиевостью (рис. 5, 6), а также более высокими значениями соотношений (La/Sm)_n - до 5.74 и (La/Yb)_n - до 14.33. Однако все позднемезозойские вулканиты обоих морей относятся к известково-щелочной вулканической серии и демонстрируют отрицательную Ta-Nb аномалию и преобладание LREE над HREE, что позволяют отнести их к производным обогащенной континентальной корой мантии – EMII, сформировавшимся в обстановке активной континентальной окраины.

Эоценовые (51-37.2 млн. лет) вулканиты Охотского моря представлены рядом базальты-риолиты, в котором преобладают двупироксенплагиоклазовые андезибазальты и андезиты, и характеризуются повышенной щелочностью, калиевостью (К₂О – 1.13–3.04%), глиноземистостью (Al₂O₃ - 18.10-20.46%), пониженной или средней титанистостью (TiO₂ - 0.7-1.01%), средними или высокими концентрациями LILE, повышенными – Zr и низкими – элементов группы Fe. Породам свойственен фракционированный спектр REE, но значения соотношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n нестабильны и колеблются от 1.87 до 3.45 и от 3.42 14.57, соответственно. Палеоцен-эоценовые ЛО вулканиты Японского моря отличаются от охотоморских более низкой щелочностью, калиевостью (К₂О – 1.44–1.70%) и более высокой титанистостью (TiO₂ – 0.99–1.33%) [1]. Однако все раннекайнозойские вулканиты Японского и Охотского морей относятся к известково-щелочной вулканической серии активных континентальных окраин и проявляют близкие химические черты с одновозрастными породами кузнецовского комплекса ВСАВП.

Кайнозойский вулканизм Японского и Охотского морей, непосредственно связанный с раскрытием глубоководных котловин, подразделяется на несколько этапов. В Японском море – это позднеолигоцен-раннемиоценовый субщелочной вулканокластический и одновозрастной с ним известковощелочной андезитоидный, а также миоцен-плиоценовый окраинноморской и плиоцен-голоценовый щелочной [1, 3, 4, 8]. В Охотском море наиболее четко устанавливается плиоцен-плейстоценовый этап вулканизма, связанный с завершающей стадией формирования Курильской котловины. Долгое время считалось, что в Охотском регионе позднеолигоцен-раннемиоценовый вулканизм проявлен лишь в пределах Курильской островной дуги [14] и подводного хребта Витязя, который протягивается вдоль ее фронтальной зоны [9]. Но в последние годы вулканические породы возрастом 25-27 млн. лет были обнаружены и в Курильской кот-

ЕМЕЛЬЯНОВА, ЛЕЛИКОВ

28

Образцы	1796-2	1472-3	443-2	1895	444-6	2000	1434-3	2753-1	2761-8	2771-1-8	2771-1-9	2771-1-5
Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.72	58.1	59.56	61	61.74	63.46	68.32	49.3	49.83	50.25	50.27	54.54
TiO ₂	1.33	0.86	0.96	0.71	1.15	0.5	0.51	0.6	0.62	0.76	0.78	0.52
Al_2O_3	19.57	17.49	16.9	18.02	16.37	16.82	16.44	18.6	16.58	18.01	18.14	17.07
Fe ₂ O ₃	2.32	4.01	5.1	3.37	2.75	1.44	1.8	4.78	10.6	10.27	9.96	8.56
FeO	5.84	1.73	1.91	3.99	3.46	3.69	1.08	4.26	_	_	_	_
MnO	0.16	0.09	0.16	0.28	0.16	0.12	0.05	0.17	0.18	0.16	0.13	0.2
MgO	5.35	1.47	2.14	2.3	1.85	2.14	0.1	6.6	4.7	4.91	5.09	5.33
CaO	9.41	7.95	6.23	4.41	4	4.28	4.01	11.4	10.24	9.04	9.27	6.73
Na ₂ O	2.6	4.67	3.7	3.02	4	3.75	4.66	2.24	2.55	2.68	2.5	3.05
K ₂ Õ	0.91	1.89	1.6	1.96	2.55	3.01	2.5	0.8	1.35	0.97	1.07	0.83
H_2O^-	0.43	_	1.23	0.09	0.2	0.1						
H_2O^+	_	_	2.28	_	1.54	_						
P_2O_5	_	0.03	0.27	_	0.37	_	0.01	0.24	0.06	0.09	0.12	0.12
п.п.п.	1.13	0.61	0.96	1.13	1.74	0.95	0.27	0.76	3.14	2.57	2.39	2.85
Сумма	99.77	98.9	100.14	100.24	100.14	100.26	99.75	99.75	99.85	99.71	99.72	99.8
Rb	14.22	24.88	43.92	54.24	161.62	42.45	11.72	0.85	7.54	8.27	8.72	2.92
Sr	427.56	637.32	404.57	373.67	333.22	500.75	420.15	326.62	233.55	284.05	298.51	283.79
Ba	394.74	596.45	583.51	556.23	783.33	469.11	376.59	246.41	74.05	319.39	316.56	576.72
Zr	76.21	113.03	240.73	106.94	276.7	101.49	119.56	35.77	36.37	10.26	32.16	30.38
Ti	5724.63	4365.92	6284.57	3719.65	6894.99	5924.81	3034.88	3489.92	3642.76	4238.14	4555.36	3024.55
Nb	5.15	4.12	9.14	5.09	10.08	4.31	3.1	1.35	0.71	0.77	0.8	0.77
Y	14.04	18.06	31.69	19.18	35.42	22.13	12.75	12.19	13.91	10.26	8.72	12.21
Hf	1.84	2.8	6.1	2.98	6.93	2.63	3.1	1.01	1.03	0.9	1.01	0.94
Та	0.32	0.29	0.67	0.42	0.7	0.32	0.26	0.08	0.03	0.04	0.04	0.01
Со	18.1	28.66	11.12	9.72	7.6	19.34	30.21	24.28	22.39	23.61	21.09	18.22
Cr	61.52	12.94	5.42	12.69	5.74	12.86	13.6	92.43	198.28	98.21	113.3	90.48
Ni	10.39	14.13	7.36	9.96	7.52	10.65	31.36	34.35	43.17	65.23	73.63	35.93
V	155.42	126.89	121.98	89.93	74.72	192.32	64.69	229.24	216.63	248.09	266.42	156.81
La	10.77	22.41	27.91	16.1	29.38	15.92	16.08	8.35	5.57	4.92	5.73	7.07
Ce	24.59	54.8	91.75	36.57	69.67	41.4	36.73	16.75	9.36	11.87	13.55	14.07
Pr	2.78	5.42	7.65	4.2	8.42	4.47	4.06	1.99	1.65	1.15	1.33	1.7
Nd	12.63	22.95	32.99	18.31	36.29	20.48	16.5	8.54	8.02	5.33	6.11	7.46
Sm	2.81	4.36	6.74	3.92	7.67	4.52	3.27	1.94	2.09	1.42	1.61	1.75
Eu	1.03	1.25	1.77	1.09	1.98	1.38	0.99	0.63	0.69	0.55	0.61	0.58
Gd	3.38	4.91	9	5.15	10.22	6.13	4.48	2.45	2.79	1.92	2.21	2.24
Tb	0.46	0.59	1.02	0.63	1.21	0.73	0.47	0.34	0.41	0.28	0.32	0.32
Dv	2.77	3.37	6.15	3.85	7.24	4.4	2.59	2.31	2.74	1.96	2.21	2.18
Ho	0.55	0.65	1.22	0.77	1.42	0.89	0.48	0.48	0.55	0.4	0.45	0.45
Er	1.54	1.83	3.48	2.18	4.05	2.5	1.3	1.45	1.6	1.2	1.34	1.39
Tm	0.22	0.25	0.5	0.31	0.58	0.35	0.17	0.19	0.21	0.15	0.17	0.19
Yb	1.5	1.67	3.34	2.07	3.93	2.3	1.11	1.39	1.45	1.11	1.23	1.37

Таблица 3. Содержания петрогенных (масс. %) и редкометальных (г/т) элементов в позднеолигоцен-раннемиоценовых вулканитах Японского и Филиппинского морей

Примечание. Позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты: 1-7 – Японского моря, 8-12 – Филиппинского моря.

ловине, в пределах хребта Сакура, пересекающего ее в юго-западной части [17].

Позднеолигоцен-раннемиоценовые (27–18 млн. лет) субщелочные вулканокластиты южной части Японского моря представлены, главным образом, спекшимися туфами и игнимбритами трахиандезитов и трахириолитов [3, 12]. Породы характеризуются высокой щелочностью и калиевостью (К₂O часто преобладает над Na₂O), а также повышенной глиноземистостью и пониженной титанистостью. Для пород также свойственны повышенные содержания LILE – Rb и Ba, пониженные концентрации элементов группы Fe (Cr, Co, Ni, V) и некоторых HFSE – Та и Nb, образующих отрицательную аномалию на спайдер-диаграмме X. Роллинсона [24]. Вулканокластические породы характеризуются фракционированным спектром REE с накоплением LREE. Значения соотношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n составляют соответственно 2.27–4.06 и 4.61–9.79. Описываемые породы относятся к субщелочной вулканической серии активных континентальных окраин и являются производными обогащенной континентальной корой мантии – EMII. Они входят в состав "зеленотуфового" комплекса,



Рис. 8. Спайдер-диаграмма редкометальных элементов (а) и диаграмма распределения REE (б) X. Роллинсона [24] для позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов Японского моря.

развитого по периферии глубоководных котловин Японского моря и Курильской котловины в Охотском море. Это области Восточного Приморья (кедровский и колчанский комплексы), Японской и Курильской островных дуг и Корейского полуострова [3, 14, 19]. В этих областях в результате раскрытия указанных котловин возникали зоны сжатия, т.е. условия, благоприятные для формирования анатектоидных магматических расплавов.

В пределах самих глубоководных котловин, на начальных этапах их образования, *в позднем олигоцене-раннем миоцене*, в режиме растяжения, формируется другой комплекс вулканических пород – известково-щелочные андезитоиды. В настоящее время они обнаружены в виде реликтов на возвышенности Ямато, а также в скважинах 794 и 797 в котловине Ямато (Хонсю) [19, 23] и, как было сказано выше, на вулканических постройках хребта Сакура в Курильской котловине. Эти породы представлены, главным образом, двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезибазальтами, которые характеризуются умеренной щелочностью, повышенной калиевостью, глиноземистостью, пониженным уровнем титанистости, низкими содержаниями элементов группы Fe (Сг, Ni, Со и V), а также Та-Nb минимумом (табл. 3, рис. 8а). Диаграмма распределения REE демонстрирует фракционированный спектр – преобла-

№ п.п.	№ образцов	Порода	${}^{87}Sr/{}^{86}Sr\pm 2\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$
1	2	3	4	5
1	2070-A	Базальты	0.703513 ± 15	0.512935 ± 13
2	77131-Б		0.703225 ± 13	0.513037 ± 8
3	7714-A		0.703583 ± 14	0.512952 ± 12
4	931-1-г		0.703577 ± 15	0.512751 ± 8
5	1149-3		0.704647	0.512695
6	2519-1		0.704261	0.512807
7	1679		0.705027	0.512674
8	1344-5		0.703612	0.512961
9	1226-a		0.703573	0.512855
10	936		0.704783	0.512528
11	1212		0.704608 ± 14	0.512611 ± 8
12	126-1-5	Трахиандезиты	0.703303	0.512603
13	19-10	Андезибазальты	0.703158	0.512973
14	27-18-1		0.702874 ± 7	0.513036 ± 4
15	27-18-2		0.702870 ± 7	0.513040 ± 7
16	Ge99-39/1	Андезиты	0.706519 ± 8	0.511877 ± 9
17	28-48-1-1c		0.704424 ± 7	0.512619 ± 6
18	37-14-4	Андезибазальты	0.703999	0.512824
19	37-24-2	Андезиты	0.704163	0.512927
20	37-17-6	Дациты	0.706447	0.512692
21	37-17-2	Базальты	0.703808	0.513106
22	37-25-1a		0.703309	0.513112

Таблица 4. Значения соотношений изотопов Sr и Nd в вулканических породах Японского, Охотского морей и подводного хребта Витязя

Примечание. Анализы выполнены: 1–6 – в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; 7–13, 18–22 – в лаборатории ГЕОХИ РАН, 14–17 – [25]. Места отбора проб: 1–11 – Японское море: 1–9 – миоцен-плиоценовый комплекс, 10–11 – плиоцен-голоценовый комплекс; 12–17 – Охотское море, Курильская котловина, плиоцен-плейстоценовый комплекс; 18–22 – хребет Витязя: 18–20 – позднеолигоцен-раннемиоценовый комплекс, 21–22 –плиоцен-плейстоценовый комплекс.

дание LREE над HREE (рис. 8б). Значения соотношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n составляют, соответственно, 2.44-3.83 и 5.68-10.13. Данные породы относятся к известково-щелочной вулканической серии активных континентальных окраин и являются производными EMII. Одновременное развитие в позднем олигоцене-раннем миоцене близких по минеральному и химическому составу андезитоидов в Японском море и на юге Охотского дает основание предположить, что Японская и Курильская котловины начали формироваться как единая структура – Японо-Курильская впадина. Эпицентр этой структуры располагался в Японской (Центральной) котловине, где обнаружены миоценплиоценовые окраинноморские толеиты, по составу близкие N-MORB и OIB, и сама кора океанического типа [5].

В пределах подводного хребта Витязя среди позднеолигоцен-раннемиоценовых (10.7–27.5 млн. лет) вулканитов выделяются амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты, дациты и риолиты, а также их вулканокластические аналоги. Андезиты характеризуются пониженными содержаниями щелочей (3.94–4.7%) и калия (K₂O – 0.70–0.80%), средними – глинозема (Al₂O₃ – 14.09–16.43%) и низким – TiO₂, LILE и элементов группы Fe (Co, Ni, Cr и V) и Ta-Nb минимумом. REE образуют слабо фракционированный спектр (La/Sm)_n – 1.46–1.62 и $(La/Yb)_n - 1.63-1.88)$. Кислые разновидности характеризуются повышенными содержаниями K₂O (до 3.89%), Al₂O₃ (13.65–14.33%) и низкими – TiO₂ (до 0.31%), а также отрицательными Sr и Ta-Nb аномалиями и фракционированным спектром REE ((La/Sm)_n – 2.49–3.54 и (La/Yb)_n – 4.33– 8.60). Всем породам свойственны повышенные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.703999–0.706447) и пониженные – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512692–0.512927), что свидетельствует о влиянии континентальной коры на формирование магматических расплавов и позволяет отнести все эти породы к производным EMII (табл. 4).

Миоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды слагают многочисленные постройки в котловинах Японского моря и обнаружены в скважинах глубоководного бурения 794 и 797 в котловине Ямато (Хонсю). Эти породы представлены, в основном, оливин-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми базальтами (и их дифференциатами), а такклинопироксен-плагиоклазовыми и оливинже клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами [1, 4, 8]. В указанных скважинах обнаружены самые деплетированные вулканические образования (возрастом около 15 млн. лет), известные на данный момент в Японском море [19, 23]. По химическому составу они близки толеитам N-MORB, производным магматического источника DMM. Это позволило определить время максимального окраинноморско-

Рис. 9. Спайдер-диаграмма редкометальных элементов для плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской (сплошные линии) и Цусимской (пунктирные линии) котловин.

го спрединга в Японском море – конец раннего-начало среднего миоцена [19]. В этих же скважинах, а также на вулканических постройках в котловинах Японского моря обнаружены окраинноморские базальтоиды типа IOB. В отличие от деплетированных толеитов они обогащены щелочами, K₂O, TiO₂, LILE, некоторыми HFSE – Zr, Ta, Nb, а также элементами группы Fe (Co, Ni, Cr и V). На спайдердиаграмме редкометальных элементов они образуют спектр, аналогичный спектру щелочнобазальтоидных вулканитов океанических островов (OI) с характерной положительной Ta-Nb аномалией [4]. Эти химические особенности позволяют отнести данные породы к производным магматического источника типа ЕМІ. По соотношениям изотопов Sr и Nd миоцен-плиоценовые породы подразделяются на две группы – деплетированных и обогащенных. Для первых свойственны пониженные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.703225–0.703573) и повышенные – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512961–0.513037), для вторых – более высокие ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.704612-0.705027) и более низкие – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512695–0.512807) (табл. 4).

В Курильской котловине, которая является задуговым бассейном и этим сопоставима с котловинами Японского моря, миоценовые вулканиты не обнаружены. Здесь наиболее интенсивно проявлен *плиоцен-плейстоценовый* (4.1–0.93 млн. лет) этап вулканизма [4, 8]. Породы представлены, главным образом, двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезибазальтами (и их субщелочными аналогами) и характеризуются повышенными значения-

ЛИТОСФЕРА № 3 2010

ми 87 Sr 86 /Sr (0.703303–0.706519) и пониженными – 143 Nd/ 144 Nd (0.511877–0.512619) (табл. 4). Однако некоторые образцы демонстрируют достаточно высокие значения 143 Nd/ 144 Nd (0.512973–0.513040), что вполне сопоставимо с соотношениями этих изотопов в миоцен-плиоценовых вулканитах Японского моря.

Плиоцен-плейстоценовый вулканизм проявлен весьма слабо в котловинах Японской (Центральной) и Ямато (Хонсю) и довольно интенсивно в юго-западной части Японского моря – Цусимской котловине, где вулканиты этого возраста (3.5-2.2 млн. лет) формируют подводные вулканические постройки и острова Уллындо и Чукто [1, 8]. Курильские и Цусимские плиоцен-плейстоценовые вулканиты существенно различаются между собой. Это связано с разной химической специализацией геологического фундамента, участвовавшего в генерации магматических расплавов: более молодом палеозойском кали-натровом (Курильская) и более зрелом – архейско-протерозойском калиевом (Цусимская). Отличия эти хорошо видны на спайдердиаграмме редкометальных элементов (рис. 9) и дискриминационных диаграммах Дж. Пирса Y-Nb и Rb-(Y + Nb), из которых следует, что курильские вулканиты относятся к образованиям активных континентальных окраин, а цусимские - к внутриплитовым (платформенным). Последние также отличаются более высокими соотношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.704608-0.704783) и более низкими – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512528-0.512611). Однако эти две котловины объединяет то обстоятельство, что они являются северо-восточным и юго-западным продолжением Японской (Центральной) котловины, где обнаружена кора океанического типа и где располагался эпицентр максимального окраинноморского спрединга. Разрыв коры в этой котловине достигал нижней деплетированной мантии, а в сторону Курильской и Цусимской котловин происходило затухание этого процесса, и здесь была затронута, в основном, верхняя часть континентальной коры.

Плиоцен-плейстоценовый (4.3–1.6 млн. лет) этап вулканизма также довольно интенсивно проявлен и в пределах подводного хребта Витязя, где он формирует вулканические постройки, сложенные, в основном, амфибол-двупироксенплагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами. Породам свойственны повышенные содержания Al₂O₃ (16.87–20.48%) и низкие – TiO₂ (менее 1%), Та и Nb и элементов группы Fe. Но по щелочности и калиевости они разделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разновидности [8], аналогичные соответствующим породам Курильской островной дуги и котловины. Это хорошо демонстрирует диаграмме REE и значения соотношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n: от весьма низких (0.74-0.84 и 0.80-0.84) в толеитовых разностях до средних (1.19 и 1.44) – в известково-щелочных и повышенных (2.32 и 3.73) – в субщелочных. Основные разности характеризуются средними значениями ⁸⁷Sr/86Sr (0.703309-0.703808) и достаточно высокими – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.5131) и на диаграмме изотопов Sr и Nd занимают область, близкую к Pacific MORB, как и базальты вулкана Геофизиков в Курильской котловине [17].

В Филиппинском море наибольший интерес в плане установления происхождения этого моря представляет изучение кайнозойского вулканизма подводного хребта Кюсю-Палау. Здесь за долгие годы исследований были установлены три типа вулканов и связанные с ними этапы вулканизма [11, 13, 16 и др.]. Наиболее древними являются щитовые вулканы, обнаруженные в районе Центрального разлома со стороны Западно-Филиппинской котловины. Это долгоживущие постройки, формирование которых началось еще в позднем мелу, а впоследствии наблюдалось, по крайней мере, еще два этапа активизации - позднеолигоценраннемиоценовый (30.0-25.6 млн. лет) и позднемиоценовый (12.0-8.4 млн. лет). Вулканиты последних двух этапов образуют ряд: базальты-Naтрахиты (SiO₂ – 48–64%). Породы характеризуются повышенными содержаниями ТіО₂ (1.2–1.7%), низкой или повышенной щелочностью и калиевостью $(K_2O - 0.45 - 1.6\%)$. Им также свойственны, с одной стороны, фракционированный спектр REE с накоплением LREE, с другой, практически не фракционированный. В первом случае значения отношений (La/Sm)_n и (La/Yb)_n достаточно высокие и составляют 2.9–4.1 и 4.3–5.0, соответственно, во втором снижаются: $(La/Sm)_n$ – до 1.0–1.3 и $(La/Yb)_n$ – до 0.8–1.3. По мнению некоторых исследователей [11, 16] данные породы по минеральному и химическому составу наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий или толеитам гавайского типа и отличаются от них более низким содержанием TiO₂.

Другой тип конусообразных стратовулканов южной части хребта Кюсю-Палау сложен позднезоиенраннеолигоценовыми вулканитами, формирующими ряд базальты-риолиты (SiO₂ - 48-72.5%). С севера на юг состав вулканитов меняется с толеитового на известково-щелочной. Толеитовые породы характеризуются слабым преобладанием HREE над LREE и низкими значениями отношений (La/Sm)_п и (La/Yb)_n, которые составляют соответственно 0.38 и 0.39. Известково-щелочным разностям свойственно слабое фракционирование REE с накоплением LREE при значениях соотношений (La/Sm)_n – 2.16-2.69 и (La/Yb)_n - 3.0-4.08. Минеральный состав и химические особенности вулканических пород конусообразных стратовулканов позволяют отнести их к островодужным образованиям, а южную часть хребта Кюсю-Палау – к остаточной островной дуге [11, 16].

Наибольший интерес среди кайнозойских вулканитов Филиппинского моря представляют позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканические образования куполообразных стратовулканов, приуроченных к разломам, пересекающим вкрест простирания хребет Кюсю-Палау. Этот интерес вызван тем, что данные породы, как и одновозрастные с ними андезитоиды Японского и Охотского морей, отражают этап тектоно-магматической активизации, связанный с началом формирования глубоководных котловин – Японо-Курильской на окраине континента и Паресе-Вела и Сикоку в Филиппинском море. Описываемые вулканиты формируют ряд от базальтов до К-Na трахитов (48-62% SiO₂). В отличие от япономорских они характеризуются более низкими содержаниями LILE, более высокими – TiO₂ (1.46-2.17%) и железистости (11.15-14.06%), а также более выраженной отрицательной Ta-Nb аномалией, характерной для вулканитов энсиматических островных дуг – в частности, Марианской (табл. 3, рис. 10). Породам также свойственны более низкие концентрации как LREE, так и HREE, но, при этом, более фракционированный их спектр со значениями соотношений $(La/Sm)_n = 1.8$ и $(La/Yb)_n = 3.5$.

Из вышесказанного следует, что вопрос о происхождении хребта Кюсю-Палау по-прежнему остается открытым. Одни исследователи, вслед за Д. Каригом, считают его остаточной островной дугой, заложившейся на океанической коре [20 и др.]. Другие относят к дуге лишь южную часть хребта Кюсю-Палау, поскольку только здесь развиты толеитовые и известково-щелочные вулканиты острово-

Рис. 10. Спайдер-диаграмма редкометальных элементов (а) и диаграмма распределения REE (б) Х. Роллинсона [24] для позднеолигоцен-раннемиоценовых вулканитов хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море).

дужного типа, а вся остальная его часть является структурой типа OI [13, 16]. Доказательством этому служит наличие щитовых вулканов гавайского типа и разделение вулканитов на толеитовые и щелочные (Na трахиты). Однако возможно правы и те и другие исследователи, и хребет Кюсю-Палау имеет гетерогенную природу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматизм в пределах Японского, Охотского и Филиппинского морей охватывает период от архейраннего протерозоя до плейстоцена (и даже голоцена). Каждому из этих морей свойственны как общие черты магматизма, так и свои индивидуальные его особенности. Это связано с возрастом и химической специализацией геологического фундамента, на котором формировались глубоководные котловины, сменой геодинамических режимов (растяжения или сжатия) и различной мощностью окраинноморского спрединга. Формирование южной части Японского моря происходило в результате деструкции древнего архейско-протерозойского фундамента, сложенного гнейсово-мигматитовым комплексом – блоки Сино-Корейского щита [1]. В этой части моря, на подводных возвышенностях, развиты ультраметаморфогенные и палингенноанатектоидные гранитоиды. В свою очередь они, участвуя в магмогенерации, повлияли на состав позднемезозойских и кайнозойских магматических образований, имеющих по большей части калиевую специфику. Центральная часть Японского моря и вся внутренняя область Охотского формировались на более молодом палеозойско-мезозойском кали-натровом фундаменте, также определившем

ЛИТОСФЕРА № 3 2010

состав более поздних магматических комплексов. Но во всех случаях позднемезозойские и раннекайнозойские (палеоцен-эоценовые) магматические породы Японского и Охотского морей несут следы влияния континентальной коры на формирование магматических расплавов, относятся к производным ЕМП и аналогичны одновозрастным породам окраинно-континентальных вулканических поясов (ВСАВП и ОЧВП).

В пределах Филиппинского моря, в южной части хребта Кюсю-Палау, также был установлен позднемеловой этап магматизма, проявившийся в виде внедрения дайко- и штокообразных тел интрузивных пород с характерными чертами магматитов офиолитовых комплексов. Это обстоятельство является одним из первых доказательств того, что данный хребет был заложен на океанической коре и отделил ее блок в виде Западно-Филиппинской котловины. Однако природа хребта Кюсю-Палау спорна, и вопрос о том, энсиматическая ли это островная дуга или структура по типу OI, остается открытым.

Кайнозойский магматизм, связанный с раскрытием глубоководных котловин Японского и Охотского морей, проявился, главным образом, в виде субаэральных или подводных вулканических извержений. В позднем олигоцене-раннем миоцене происходило, с одной стороны, формирование кислых вулканокластитов "зеленотуфового" комплекса, с другой – известково-щелочных андезитоидов, производных ЕМП. Последние развиты непосредственно в местах растяжения и отражают начальные этапы формирования Японской (Центральной) и Курильской котловин, возможно, как единой Японо-Курильской впадины. Аналогичный по возрасту этап вулканизма ознаменовал начало и первые этапы формирования молодых котловин Филиппинского моря – Паресе-Вела и Сикоку.

Максимальный окраинноморской спрединг приходится на конец раннего-начало среднего миоцена; он охватывает области котловин Японской (Центральной), Ямато (Хонсю) и, возможно, югозападную часть Курильской котловины. В его эпицентре, в Японской котловине, формируются толеиты – производные DM, а позднее – окраинноморские базальтоиды, источником которых послужила ЕМІ, т. е., по сути, образуется кора океанического типа. Эволюция вулканизма (позднеолигоценплейстоценового), непосредственно связанного с формированием глубоководных котловин Японского и Охотского морей, укладывается в схему смены магматических источников (от ранних к поздним): EMII – DM – EMI. Это обстоятельство дает основание утверждать, что впадины этих морей образовались на континентальной коре в результате деструкции окраины континента. В Филиппинском море "отправной точкой" для формирования молодых котловин Паресе-Вела и Сикоку послужил хребет Кюсю-Палау, протянувшийся на 2500 км в субмеридиональном направлении, параллельно окраине континента. Одновременное начало формирования в раннем олигоцене-раннем миоцене Японо-Курильской котловины и котловин Паресе-Вела и Сикоку указывает на единый механизм, лежащий в основе тектонических процессов, формирующих впадины Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект 09–05–98602) и ДВО РАН (проект № 09-III-А-07–320).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- 2. *Емельянова Т.А.* Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
- 3. *Емельянова Т.А.* Петрогеохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых субщелочных вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63–71.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 58–69.
- Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
- Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 168 с.
- 7. Леликов Е.П. Формационно-геохимические типы гранитоидов окраинных морей Тихого океа-

на // Дальневосточные моря России. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 377–391.

- Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 294–303.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология. 2008. Т. 48, № 2. С. 260–270.
- Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток. Дальнаука, 1994. 268 с.
- Леликов Е.П., Съедин В.Т. Геология и геохимия магматических пород хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология морей и океанов: мат-лы XVIII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2009. С. 85–90.
- 12. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- Мельниченко Ю.И. Сваричевский А.С., Съедин В.Т., Точилина С.В. Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 16–35.
- Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
- Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизм хр. Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Мат-лы Всерос. науч. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 132–135.
- Тарарин И.А. Геологическое строение и модель формирования Курильской глубоководной впадины Охотского моря // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 308–321.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- 19. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
- Karig D.E. Original and development of marginal basins in Western Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542–2561.
- 21. *Le Maitre R.W., Bateman S.L., Dudek A. et al.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Black-well, Oxford, 1989. 235 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, № 4. P. 956–983.
- Pouclet A, Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: hole 794D, Sea from Japan // Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J. et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1992. V. 127/128, Pt. 2. P. 779–789.
- 24. *Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- 25. Tararin I.A., Lelikov E.P., Werner R. Petrology and geo-

ЛИТОСФЕРА № 3 2010

chemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist Seamount in the Kuril Basin: Evidence for the Existence of Thinned continental crust. Gondvana Research, 2003. V. 6, № 4. P. 757–765.

Рецензент В.Н. Пучков

The magmatism and its role in the structure formation of the Pacific margin seas

T. A. Emelyanova, E. P. Lelikov

Pacific Oceanology Institute, Far East Branch of RAS

The paper contains the results of long-term complex research of petrology-geochemistry features of magmatic complexes of the Japan, Okhotsk and Philippine marginal seas of the ocean–continent Western-Pacific zone. The relation of Pre-Cenozoic magmatic stages with formation of the geological basement of these seas and connection of Cenozoic ones with formation of the deep-sea basins have been determined. Geochemical research allowed to determine the types of the magma sources and geodynamic conditions of the magmatic rocks formation, as well as the common features and distinctions of development of the Japan, Okhotsk and Philippine marginal seas and the some regions of their surrounding land.

Key words: margin seas, deep-sea basins, marginal-sea spreading, magmatism, granitoids, volcanites, geochemical content.