

## МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

*Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041; e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru, elelik07@rambler.ru*

Поступила в редакцию 24 июня 2008 г.

В статье приведены результаты петрографических и геохимических исследований миоцен-плейстоценовых вулканических пород, сопровождавших формирование глубоководных котловин Японского и Охотского морей. Установлены их формационно-геохимические типы, геодинамические условия формирования, а также причастность к различным магматическим источникам. Окраинноморские базальтоиды Японского моря являются производными обогащенной флюидами мантии (ЕМ1), вулканиды Курильской котловины – производными обогащенной континентальной корой мантии (ЕМ2). Несмотря на разные условия генезиса, выявлены общие геохимические черты, а именно известково-щелочные метки, присущие всем исследуемым вулканическим породам. Эти следы влияния сиалической коры на магмогенерацию свидетельствуют о заложении впадин обоих морей на континентальном фундаменте.

**Ключевые слова:** петрография, геохимия, вулканизм, окраинноморской спрединг, средний миоцен–плейстоцен, котловины, Японское и Охотское моря.

### ВВЕДЕНИЕ

Японское и Охотское окраинные моря располагаются в зоне перехода континент–океан, соседствуя друг с другом. Это обстоятельство во многом обусловило общие черты развития впадин этих морей. Однако выявляются и многочисленные различия, которые проявлены уже в геоморфологическом строении. Японское море состоит главным образом из глубоководных котловин – Японской, Ямато и Цусимской. Подводные возвышенности, хребты, вулканические постройки располагаются внутри этих котловин [2]. Подавляющую часть акватории Охотского моря занимает обширный глубокий шельф, который протягивается вплоть до Курильской котловины и, по сути, является раздробленной и ушедшей под уровень моря ступенью континентального склона [5]. Этот шельф включает в себя основные возвышенности и впадины – Дерюгина и ТИНРО. И лишь Курильская котловина как задуговой бассейн сопоставима с котловинами Японского моря.

Различия наблюдаются и в составе геологического фундамента этих морей, который, несомненно, оказывал существенное влияние на геохимическую специфику магматических расплавов. Фундаментом южной части Японского моря служит древний архей-

ско-протерозойский гнейсово-мигматитовый комплекс, обеспечивавший в разное время их калиевую специализацию [13]. Этот комплекс проявлен на подводных возвышенностях, представляющих собой подводное продолжение структур Сино-Корейского массива. Фундаментом центральной и северной частей Японского моря и всего Охотского моря являются более молодые палеозойско-мезозойские метаморфические, гранитоидные и осадочные породы кали-натрового состава [13].

Вулканические породы широко развиты в пределах Японского и Охотского морей. Они образуют обширные поля на крупных возвышенностях, слагают многочисленные вулканические постройки как в самих глубоководных котловинах, так и на их склонах. В обоих морях вулканиды подразделяются на поздне-мезозойские и кайнозойские. Однако поздне-мезозойские породы больше характерны для Охотского моря, где они подразделяются на раннемеловой базальт-андезитовый и поздне-меловой дацит-риолитовый комплексы [7]. В Японском море эти породы имеют ограниченное распространение и представлены поздне-меловым игнимбритовым комплексом приморского континентального склона. В целом, для Японского моря характерен кайнозойский вулка-

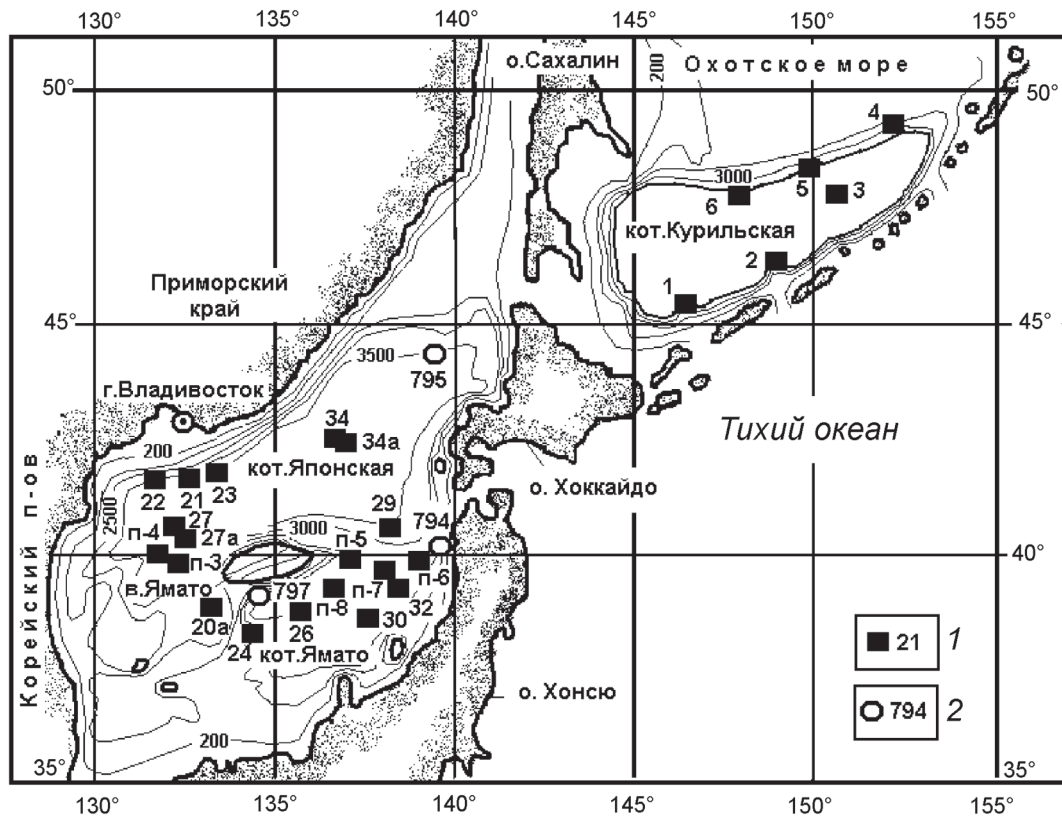


Рис. 1. Схема расположения полигонов и станций драгирования (1) и скважин “Джойдес Резолюшин”(2) в глубоководных котловинах Японского и Охотского морей.

низм. В то же самое время в Охотском море этот вулканизм проявился главным образом в южной его части [6, 7, 18, 27].

Кайнозойские вулканические породы в Японском море представлены следующими комплексами: 1 – олигоцен-раннемиоценовых калиевых вулканокластитов, 2 – олигоцен-раннемиоценовых кали-натровых андезитовидов, 3 – среднемиоцен-плиоценовых окраинноморских базальтоидов и 4 – плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов [2, 12, 20, 21]. В Охотском море наиболее четко проявлены эоценовый и плиоцен-плейстоценовый этапы вулканизма [6–8, 14, 17, 18, 27]. Однако непосредственно с образованием глубоководных котловин в Японском море связаны среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды, а в Охотском – плиоцен-плейстоценовые вулканиды Курильской котловины. И поскольку образование глубоководных котловин имеет определяющее значение для решения проблемы происхождения Японского и Охотского окраинных морей из-за наиболее полно проявленных в них тектоно-магматических процессов, данная статья посвящена более детальному описанию именно этих пород.

Образцы их были получены в результате драгирования вулканических построек в котловинах Японского и Охотского морей (рис. 1) в рейсах научно-исследовательских судов Тихоокеанского океанологического института (г. Владивосток) и института Морской геологии и геофизики (г. Южно-Сахалинск) ДВО РАН. Отсутствие глубоководного бурения в пределах Охотского моря породило проблему чужеродности каменного материала (ледовый разнос). Этот вопрос подробно рассматривался авторами в более ранних работах [6, 7, 15]. Здесь кратко остановимся на некоторых наиболее существенных фактах: 1 – драгирование проводилось с крутых склонов обнаженных участков морского дна, в пределах которых наличие выходов коренных пород подтверждалось сейсмоакустическими данными (МОВ ОГГТ, НСП); 2 – интерпретация магнитного поля, а также гравиметрические данные указывают на широкое распространение на подводных возвышенностях, наряду с породами основного состава, пород кислого состава, характерных для структур с корой континентального типа. Все это, наряду с однообразием типов пород и остроугольным характером обломков, может

свидетельствовать в пользу местного происхождения драгированного материала, позволяющего характеризовать геологическое строение Японского и Охотского морей.

Лабораторные исследования вулканических пород обоих морей проводились петрографическими и геохимическими методами. На основании изучения их радиоизотопного возраста, минеральных и химических особенностей, а также сравнительного анализа были установлены черты сходства и существенные различия в специфике формирования тех и других пород, связанной с разными геодинамическими режимами, возникавшими в пределах Японского и Охотского морей в процессе формирования глубоководных котловин.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Японская котловина представляет собой наклоненную на северо-восток равнину, расположенную на глубине 3400–3600 м и осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами (Гэбасс, Первенец, Богорова, Алпатова, Витязя, Тарасова, Беляевского и др.). Мощность осадочного чехла в восточной части котловины составляет 1.75–2.5 км, иногда достигая 2.95 км, а в западной колеблется в пределах 1.75–2.0 км [10, 11]. На северном склоне котловины скважиной 795 вскрыты раннемиоценовые вулканиды (23.7–17.1 млн лет), а осадконакопление на основной площади этой структуры начинается предположительно с начала среднего миоцена [29, 30].

Мощность земной коры в восточной части Японской котловины составляет 6.0 км, в западной части – 8.0 км (без осадочного слоя). Основные параметры коры в восточной части типичны для вновь образованной океанической коры, что подтверждается линейными магнитными аномалиями [35, 36]. Кора в центре котловины достигает мощности 7.5 км (без осадочного слоя) и может рассматриваться как сильно растянутая (редуцированная) континентальная [10, 11].

Котловина Ямато со средней глубиной 2500 м характеризуется наличием многочисленных вулканов, достигающих высоты 1500–1800 м – это вулканы Медведева, Мацу, Мейе, Мейе 2 и др. Мощность осадков в этой котловине составляет 0.5–1.0 км, достигая 1.6–2.0 км в южной части трога Тояма [35]. По данным глубоководного бурения, в котловине (скв. 794, 797) обнаружены базальты с радиоизотопным возрастом 22.2–17.7 млн лет, залегающие на глубине 600–900 м и перекрывающиеся отложениями среднего миоцена [30]. Земная кора в котловине Ямато характеризуется большей мощностью по срав-

нению с Японской. Здесь она достигает 13 км и подразделяется на верхний (3–5 км) и нижний (8–10 км) слои [28].

Курильская котловина расположена в южной части Охотского моря. Она имеет форму треугольника, вытянутого в северо-восточном направлении. Дно котловины представляет собой плоскую абиссальную равнину, расположенную на глубине около 3000 м. Южный борт котловины осложнен многочисленными подводными вулканическими постройками (хребет Гидрографов, полигон 1; вулканы Вавилова и Обручева, полигон 2 и др.; рис. 1). В центральной части котловины установлен только один подводный вулкан Геофизиков (полигон 3). Однако на основании выявленных диапировых структур некоторые исследователи все же предполагают наличие перекрытых осадками вулканических построек во внутренней части Курильской котловины [4]. А геофизическими методами в ее южной части установлен подводный хребет Сакура, пересекающий котловину с севера на юг [26].

Земная кора в Курильской котловине составляет 13–15 км и имеет трехслойное строение. Она подразделяется на верхний осадочный (до 5 км;  $V = 1.7\text{--}4.3$  км/с), промежуточный вулканогенный (2.0–2.5 км;  $V = 4.8\text{--}5.2$  км/с) и нижний базальтовый (4–5 м;  $V = 6.4\text{--}7.2$  км/с) слои [3, 5].

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

*Среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды Японского моря* отмечены в Японской котловине на полигонах драгирования 20а, 21, 22, 23, 27, 34, 34а, п-3, п-4, в котловине Ямато – на полигонах п-5, 6, 7, 8, 26, 29, 30, 32 (рис. 1). Образование их охватывает период от 14.7 до 4.5 млн лет (табл. 1). Впервые эти породы были выделены и описаны В.Т. Съединым в 80-е годы как окраинноморские толеиты [2, 19, 20, 31]. Однако они характеризуются достаточно высокой щелочностью (не свойственной толеитам) и наличием кислых субщелочных дифференциатов. В связи с этим, представляется более правильным называть эти породы окраинноморскими базальтоидами. Наиболее распространенными (до 90 %) среди них являются оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты.

*Обильнопористые (30–45 %) оливин-плагиоклазовые базальты* состоят из плагиоклаза ( $An_{57-67}$ ,  $An_{70}$  и  $An_{73}$ ) – 20–35 %, оливина – 10–25 %, хромшпинелидов – 0–5 % и вулканического стекла – 30–35 %. Вкрапленники (10–40 %) представлены плагиоклазом, оливином, иногда хромшпинелидами. Основная масса состоит из лейст, микролитов плагиоклаза, редко микрозерен оливина и вулканического стекла.

**Таблица 1. Результаты радионуклидных определений возраста миоцен-плейстоценовых вулканитов глубоководных котловин Японского и Охотского морей.**

№	Морфоструктура	Широта	Долгота	№№ образцов	Типы пород	К %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} \pm \sigma$ , нг/г	Возраст $\pm 1.6\sigma$ , млн лет
<b>Японская котловина</b>								
1	Вулк. Первенец, П-21	41° 46.2'	132° 22.4'	1147-г	Базальты	1.01	0.012142	13±0.7
2	Вулк. Беляевского. П-34-Б	41°25.2'	134° 58.0'	2068	Базальты	0.91	0.76	12±1.0
3	Вулк. Тарасова, П-23	42° 07.9'	133° 44.2'	1567	Трахиты	4.21	3.30±0.1	11.2±0.5
4	Вулк. Богорова П-34-А	42° 33.1'	136° 19.3'	7714-а	Базальты	0.63	0.2362	10.7±0.5
5	-"-	42° 39.5'	136° 16.5'	2055-4	Трахиты	2.55	1.82±0.1	10.2±0.5
6	Вулк. Шевадина, П-27	40° 32.5'	135° 23.2'	2697-1-3	Базальты	1.07	0.61	8.2±0.5
7	В. Беляевского, П-34-Б	41°26.1'	134° 59.0'	2070-а	Базальты	1.21	0.38	4.5±0.5
<b>Котловина Ямато</b>								
8	Вулк. Мацу, П-6	39° 31.1'	138° 11.1'	77107-1	Трахиандезиты	1.95	0.019946	14.7
9	Вулк. Мейе-2, П-7	39° 35.8'	137° 43.2'	77119	-"-	2.03	0.01832	13.0
10	Вулк. Мацу, П-6	39° 32.4'	138° 10.8'	77108	-"-	1.91	0.01626	12.2
11	Вулк. Мацу, П-6	39° 32.0'	138° 10.8'	77106	Трахиандезиты	2.22	0.1443	9.4
<b>Курильская котловина</b>								
12	П-4	49°39.8'	152° 09.6'	27-19-2	Андезибазальты	0.74	0.21	4.1±0.4
13	П-1	46°02.14'	147° 40.05'	126-1-1	Трахиандезибазальты	1.31	0.31	3.4±0.3
14	П-4	49° 39.8'	152° 09.6'	27-19-10	Андезибазальты	0.79	0.18	3.3±0.3
15	П-1	46° 02.0'	147° 40.03'	126-4-1	Трахиандезибазальты	2.48	0.25	3.0±0.2
16	П-6	47° 55.0'	148° 02.0'	2357-8	Андезит	1.50	0.28	2.7±0.3
17	-"-	47° 55.0'	148° 02.0'	2357-5	Андезибазальт	1.09	0.19	2.6±0.3
18	П-3	48° 19.06'	151°50.24'	27-18-3	-"-	1.635	1.036	1.632±0.051
19	-"-	47° 07.0'	150° 28.3'	43-2	Андезиты	1.42	0.12	1.2±0.2
20	-"-	48° 19.48'	151°50.13'	27-18-1	Андезибазальты	1.808	0.654	0.932±0.042

*Примечание.* Вулканиты: 1–11 – Японского моря, 12–20 – Охотского моря. Определения выполнены К-Аг методом: обр. 1–7, 12–17, 19 – в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН г. Москва, аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера  $^{38}\text{Ar}$ ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы:  $\lambda_{\text{K}}=0.581 \cdot 10^{-10}\text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{b}}=4.962 \cdot 10^{-10}\text{год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}=0.01167$  (ат.%) [14, 17]. Анализы 8–11 взяты из работы Канеки [31]; 18, 20 – из работы И.А. Тарарина [22].

Структура пород порфировая, реже гломеропорфировая или афировая, основная масса интерсертальная, гиалопилитовая, иногда гиалиновая.

*Обильнопористые (10–40 %) плагиоклазовые базальты* состоят из плагиоклаза ( $\text{An}_{67-73}$ ) – 40–45 % и бурого вулканического стекла – 30–45 %. Вкрапленники весьма редки и сформированы таблицами плагиоклаза. В целом, породы представляют собой агрегат лейст или игольчатых кристаллов плагиоклаза, которые погружены в вулканическое стекло, иногда смектитизированное. Структура афировая, основная масса интерсертальная, реже гиалиновая.

*Обильнопористые (30–35 %) клинопироксен-оливин-плагиоклазовые базальты* встречаются редко

на полигонах 20а, 27, 34, п-3. Эти породы состоят из плагиоклаза ( $\text{An}_{58-68}$ ) – 40–45 %, оливина – 10–20 %, хромистого клинопироксена – 5–25 % и вулканического стекла – 5–20 %, реже встречаются хромшпинелиды (до 20 %). Вкрапленники (10–35 %) образуют гломеропорфировые скопления и представлены плагиоклазом, оливином, реже хромшпинелидами. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, в интерстициях которых развиты зерна оливина, клинопироксена и черно-бурое вулканическое стекло. Структура порфировая, гломеропорфировая, основная масса толеитовая.

Среди окраинноморских базальтоидов в весьма незначительном количестве выделяются также и кис-

лые субщелочные дифференциаты, представленные трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахидацитами и трахириолитами [2, 20].

**Плиоцен-плейстоценовые вулканы Охотского моря** развиты по обрамлению Курильской котловины (рис. 1; полигоны 1–6). Образование этих пород происходило в период от 4.1 до 0.9 млн лет назад (табл. 1). Они представлены, главным образом, двупироксен-плагиоклазовыми и амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами. Реже встречаются оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты и кислые дифференциаты – андезидациты, дациты и даже риолиты, а также субщелочные разновидности – трахиандезибазальты и трахиандезиты [1, 7, 22].

**Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты** – пористые (10 %) обильно-, сериальнопорфировые породы с гиалопилитовой основной массой. Они состоят из плагиоклаза – 45–50 %, клинопироксена – 7–10 %, оливина – 7–8 %, магнетита – 4–8 % и вулканического стекла – 15–20 %. Вкрапленники (30–50 %) сформированы плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и магнетитом. Плагиоклаз образует таблицы зонального строения: ядро –  $An_{70}$ , зоны роста – ( $An_{64-68}$ ). Оливин по составу соответствует гиалосидериту или хризолиту ( $Fe_{20-40}$ ), реже форстериту ( $Fe_{10}$ ). Основная масса содержит микролиты плагиоклаза, магнетит и темно-серое вулканическое стекло.

**Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты** представляют собой пористые (10 %) обильно-, сериальнопорфировые породы, состоящие из плагиоклаза – 40–45 %, ортопироксена – 15 %, клинопироксена – 7 %, амфибола – 0–8 %, титаномагнетита – 5–10 % и вулканического стекла – 15–20 %. Вкрапленники (35–45 %) представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, амфиболом и титаномагнетитом. Основная масса гиалопилитовая, реже интерсертальная, сложена редкими микролитами плагиоклаза, реже клино- и ортопироксенами, магнетитом и темно-коричневым вулканическим стеклом. Вкрапленники плагиоклаза имеют зональное строение: ядро –  $An_{80-88}$ , края –  $An_{65-70}$ . Ядро ортопироксенов представлено гиперстеном, края – бронзитом. Клинопироксен принадлежит к группе авгита. В некоторых разновидностях отмечается амфибол, представленный магнезиальной роговой обманкой.

**Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты** – пористые (8–10 %) обильно-, сериальнопорфировые породы с гиалопилитовой основной массой, которые состоят из плагиоклаза – 50–55 %, ортопироксена – 12–15 %, клинопироксена – 8–10 %, амфибола – 7–10 % и вулканического стекла – 5–10 %,

реже встречается кварц. Вкрапленники (30–40 %) образованы плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, реже амфиболом. Плагиоклаз формирует зональные таблицы: ядро –  $An_{86}$ , края –  $An_{63}$ . Клинопироксен представлен кальциевым авгитом, ортопироксен – высокомагнезиальным гиперстеном, амфибол – магнезиальной роговой обманкой. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и светло-серого вулканического стекла.

**Биотит-амфибол-плагиоклазовые андезидациты** – пористые обильно-, сериальнопорфировые породы (7–10 %), состоящие из плагиоклаза – 20–35 %, амфибола – 10–20 %, биотита – 7–10 %, клинопироксена – 0–8 % и вулканического стекла – 10–25 %. Вкрапленники (40–45 %) сформированы зональным плагиоклазом, клинопироксеном и амфиболом. Основная масса гиалопилитовая или пилотакситовая, состоит из микролитов плагиоклаза, амфибола, биотита, магнетита, апатита, циркона и светло-серого вулканического стекла.

В юго-западной части Курильской котловины, в пределах вулкана Гидрографов (полигон 1) отмечаются вулканические породы, которые отличаются от всех вышеописанных более щелочным составом. Представлены они *клинопироксен-амфибол-плагиоклазовыми трахиандезибазальтами*. Это пористые обильно-, гломеропорфировые породы, которые состоят из плагиоклаза, клинопироксена, амфибола и вулканического стекла. Вкрапленники (35–55 %) представлены зональным плагиоклазом ( $An_{38-46}$ ), клинопироксеном (авгитом), амфиболом (роговой обманкой) и магнетитом. Основная масса гиалопилитовая, реже интерсертальная, состоит из микролитов или лейст плагиоклаза ( $An_{32-38}$ ), клинопироксена, роговой обманки, магнетита, погруженных в бурое вулканическое стекло.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

**Среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды Японского моря** характеризуются следующими геохимическими чертами (табл. 2). Содержание  $SiO_2$  колеблется от 45.00 до 69.51 %, преобладают значения 47.64–52.56 %, соответствующие базальтам. Для этих базальтов свойственны повышенные щелочность (4.34–6.83 %) (рис. 2) и калиевоść ( $K_2O$  – 0.80–2.40 %, в кислых дифференциатах – до 4.80 %) (рис. 3), в сумме щелочей всегда преобладает  $Na_2O$ . В целом эти породы характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  (17.07–20.23 %) и  $CaO$  (8.42–11.87 %), хотя встречаются средние и даже низкие значения этих оксидов (13.39–16.58 % и 4.43–7.89 %, соответственно). Базальты имеют повы-

Таблица 2. Представительные результаты химических анализов среднемиоцен-плейстоценовых вулканитов Японского и Охотского морей.

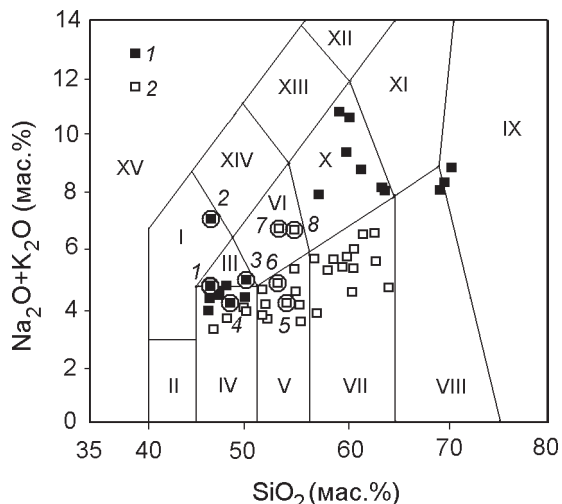
Образцы	2068	7714-А	1147-Г	2070	2357-5	18-2	126-1-1	126-1-5
Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47.05	47.36	51.10	49.21	53.74	54.64	55.44	56.42
TiO <sub>2</sub>	1.58	2.03	1.80	1.60	0.77	0.74	0.75	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.44	20.23	17.07	21.50	17.73	18.46	17.15	17.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.88	6.54	5.45	3.36	2.82	7.21	1.95	1.82
FeO	3.32	2.59	2.55	2.40	5.18	-	4.59	3.99
MnO	0.14	0.01	0.08	0.12	0.18	0.16	0.34	0.14
MgO	5.69	1.98	4.76	2.53	4.51	3.98	3.82	3.74
CaO	10.28	4.09	8.65	10.99	8.85	8.61	6.89	6.75
Na <sub>2</sub> O	2.82	4.43	3.57	3.05	3.00	3.16	3.68	3.53
K <sub>2</sub> O	1.24	2.40	1.07	1.39	1.26	1.94	3.11	3.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.21	0.48	-	0.38	0.28	0.41	0.40
п.п.п.	1.90	1.78	3.48	2.34	1.50	1.64	-	-
H <sub>2</sub> O	1.23	1.07	2.55	1.08	0.14	1.64	2.13	1.58
Сумма	99.73	99.37	100.06	99.57	99.92	100.83	100.04	99.54
Rb	19	20	19	11	25	50	11.2	15.6
Sr	480	540	330	300	360	561	701	667
Ba	480	480	310	160	410	396	392	356
Zr	140	140	140	63	100	90	138	124
Nb	36	36	25	12	2.8	2.9	5.12	6.11
Y	29	27	33	28	25	20.8	25.4	22.5
Co	-	15	-	-	28	17	12.2	11.3
Cr	130	130	190	470	49	20	16.5	31.7
Ni	41	39	110	73	22	19	16.2	16.6
V	270	260	260	270	200	220	119	112
La	26	27	22	16	12	14.5	28	29
Ce	54	48	37	31	25	31.9	63	59
Nd	24	24	22	15	15	18.7	30	30
Sm	5.2	5.2	6.0	3.2	3.7	4.1	6.6	6.8
Eu	1.6	1.7	2.0	1.1	1.2	1.37	2.0	1.9
Tb	1.0	0.93	1.1	0.75	0.68	0.62	0.89	0.97
Yb	2.5	2.5	3.0	2.4	2.7	2.05	2.5	2.8
Lu	0.39	0.39	0.42	0.34	0.43	0.33	0.41	0.44

Примечание. Обр. 1–4 – Японское море, полигоны 21, 34: 1, 2, 3 – оливин-плагиоклазовые базальты, 4 – плагиоклазовый базальт. Обр. 5–8 – Охотское море, полигоны 1, 3, 6: 5 – двупироксен-плагиоклазовый андезитобазальт; 6, 7, 8 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезитобазальты и трахиандезитобазальты. Петрогенные элементы определены (в %) методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории Приморгеологии, г. Владивосток, аналитик И.Н. Якушева; РЗЭ – нейтронно-активационным методом, содержание (г/т) крупноионных литофильных (Rb, Sr, Ba), высокозарядных (Zr, Nb, Y) и элементов группы Fe (Co, Cr, Ni, V) – рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ГИН РАН, г. Москва, аналитик С.М. Ляпунов.

шенный уровень титанистости (TiO<sub>2</sub> – 1.60–2.47 %), средний – железистости (ΣFe – 6.81–8.10 %, в сумме Fe преобладает Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.70–6.60 %) и магнизиальности (MgO – 4.82–8.10 %). Для пород свойственны повышенные концентрации некоторых крупноионных литофильных (LIL) и высокозарядных (HFS), а также некоторых элементов группы Fe. Содержания Rb составляют 20–76 г/т, Sr – 300–540 г/т, Ba – 160–480 г/т, Zr – 150–220 г/т (в кислых дифференциатах до 450 г/т), Nb – 25–56 г/т, Y – 27–59 г/т, Ni – 42–100 г/т, Cr – 190–396 г/т (до 470 г/т) и V – 190–300 г/т. На спайдер-диаграмме LILE и HFSE видно, что породы обра-

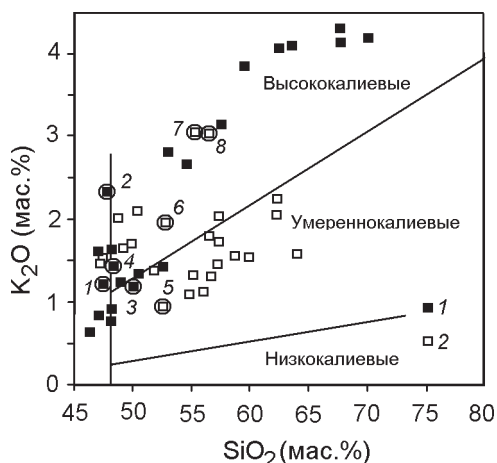
зуют Nb положительную аномалию (рис. 4). И вообще весь спектр этих пород аналогичен спектру щелочнобазальтоидных вулканитов океанических островов (OIB) [9].

Базальты характеризуются фракционированным спектром REE, составы которых нормированы к хондритовому стандарту, по [25]. Значения соотношений La/Sm составляют 1.90–3.69 и La/Yb – 3.94–9.60, что свидетельствует о преобладании LREE над HREE [18]. Соотношения изотопов Nd в породах высокие (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.512751–0.513037), а изотопов Sr – умеренно низкие (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – 0.703225–0.703583)



**Рис. 2.** Диаграмма “щелочи–кремнезем” [32] для вулканитов глубоководных котловин Японского (1) [2] и Охотского (2) [1, 7, 22, 37] морей.

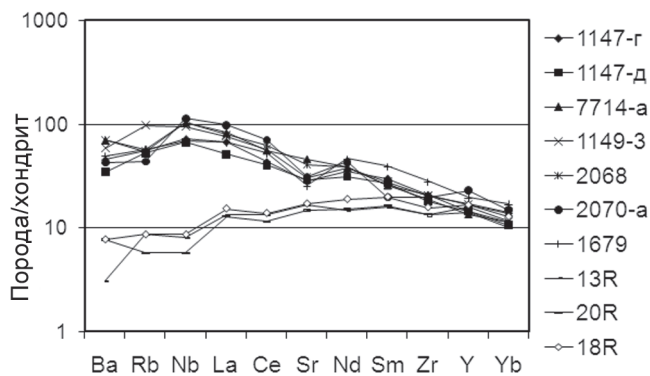
Выделенные кружком точки см. в табл. 2.



**Рис. 3.** Диаграмма “K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub>” [32] для вулканитов глубоководных котловин Японского (1) [2] и Охотского (2) [1, 7, 22, 37] морей.

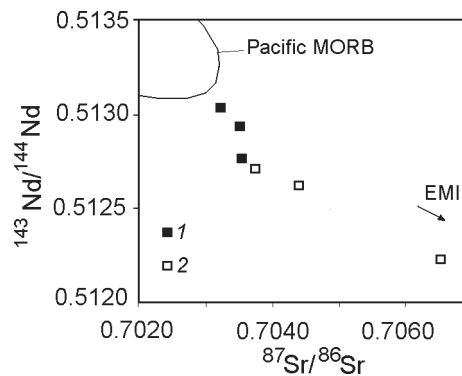
Выделенные кружком точки см. в табл. 2.

(табл. 3; рис. 5). Благодаря этим соотношениям фигуративные точки базальтов образуют тренд, направленный в сторону источника N-MORB, что указывает на сочетание в этих породах свойств толеитов N-MORB и щелочнобазальтоидных вулканитов OIB. Об этом же свидетельствует и расположение фигуративных точек базальтов на диаграмме “Ba/La–(La/Yb)<sub>N</sub>” между компонентами 2 и 3, т.е. между составами N-MORB и WPB (OIB) (рис. 6). Это позволяет отнести окраинноморские базальтоиды к производным магматического источника типа обогащенной флюидами мантии – EM1. Но эти точки, в какой-



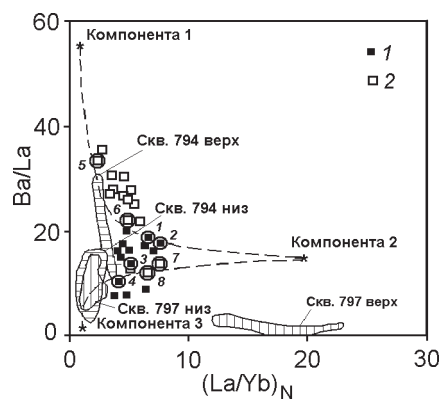
**Рис. 4.** Спайдер-диаграмма [34] для окраинноморских базальтоидов Японского моря.

1147-г, д; 7714-а; 1149-3; 2068 – оливин-плагноклазовые базальты, 2070 – плагноклазовый базальт; для нижнего комплекса скв. 794 [33]: 13R, 20R, 18R – базальты.



**Рис. 5.** Диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr для окраинноморских базальтоидов Японского моря (1) и андезибазальтов и андезитов Курильской котловины (2).

1 – данные авторов, согласно таблице 3, 2 – данные из работы И.А. Тарарина с соавторами [37].



**Рис. 6.** Диаграмма “Ba/La–(La/Yb)<sub>N</sub>” [23] для окраинноморских базальтоидов котловин Японского моря (1) и вулканитов Курильской котловины (2).

Компоненты 1, 2, 3 соответствуют следующим составам: 1 – известково-щелочному (сиалическому); 2 – WPB (OIB); 3 – деплетированному (включая MORB).

Таблица 3. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные отношения в вулканических породах Японского моря.

Обр.	Порода	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
2070-А	Базальт	16.00	397	0.1168±3	0.703513±15
77131-Б	Базальт	8.00	349	0.0661±2	0.703225±13
931-1-г	Базальт	15.00	393	0.1129±3	0.703577±15

Обр.	Sm (г/т)	Nd (г/т)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}} (T)$
2070-А	2.72	13.0	0.12625±12	0.512935±13	5.79±25
77131-Б	1.89	7.2	0.15810±5	0.513037±8	7.78±15
931-1-г	2.82	11.3	0.1509±1	0.512751±8	2.20±23

Примечание. Образцы с подводных вулканов: 2070-А – Беляевского (полигон 34-Б), 77131-Б – безымянный (полигон 3); 932-1-г – Первенца (полигон 21). Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, г. Москва, аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев.

то мере, тяготеют и к компоненте 1, что указывает на слабо проявленные в этих породах известково-щелочные метки.

Главными химическими особенностями кислых субщелочных дифференциатов описываемых базальтов (трахиандезитов, трахитов, трахидацитов и трахириолитов) являются высокая щелочность, высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и Zr [2, 20]. Сумма щелочей составляет 7.75–8.56 %, содержания  $\text{K}_2\text{O}$  – 2.91–4.67 % (рис. 2, 3). В трахитах эти значения достигают 10.71 % и 5.47 %, соответственно, и здесь в сумме щелочей  $\text{K}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ . По мере повышения содержания кремнезема количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах понижается от 19.70 до 13.26 %. Концентрации Zr в этих породах очень высокие и составляют 260–440 г/т, достигая в трахитах 510 г/т. Количество некоторых элементов группы Fe в кислых дифференциатах резко снижается по сравнению с базальтами: Cr – до 3–32 г/т, Ni – до 3–14 г/т, V – до 10–69 г/т.

**Плиоцен-плейстоценовые вулканы Курильской котловины** характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 48.05–64.16 % [7, 22, 37], преобладают значения 53.74–60.56 %, отвечающие андезибазальтам и андезитам (табл. 2). Для пород свойственны повышенные щелочность (3.73–6.66 %) и калиево-щелочность ( $\text{K}_2\text{O}$  – 0.93–2.07 % до 3.11 % в трахиандезибазальтах) (рис. 2, 3). В сумме щелочей всегда преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ . Эти вулканы также характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17.11–19.34 %,  $\text{CaO}$  – 8.30–10.57 % и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6.12–10.74 % и пониженными –  $\text{TiO}_2$  (менее 1 %). По содержаниям породообразующих оксидов вулканы Курильской котловины относятся к высокоглиноземистым низкотитанистым образованиям известково-щелочной серии [7, 27].

Породы характеризуются повышенными содержаниями LILE: концентрации Rb составляют 11.2–

50 г/т, Sr – 360–630 г/т (до 780 г/т) и Ba – 299–450 г/т (до 680 г/т). Для основных разновидностей пород (базальтов) свойственны также повышенные содержания некоторых элементов группы Fe (Ni – 60–96 г/т) и средние концентрации Cr (172–239 г/т) и V (250–288 г/т). Значения этих же элементов в андезибазальтах и андезитах снижаются и составляют: Ni – 16.2–20 г/т, Cr – 15–36.6 г/т и V – 62–98.7 г/т. Все породы характеризуются средними концентрациями некоторых HFSE: Zr – 61–92 г/т (до 110–133 г/т в трахиандезибазальтах) и Y – 16–20 г/т и весьма низкими содержаниями Nb – 2.2–7.12 г/т. Для пород также характерен дифференцированный спектр REE с соотношениями La/Sm – 1.65–2.77 и La/Yb – 1.71–7.04, что свидетельствует о явном преобладании LREE над HREE [18]. Спайдер-диаграмма демонстрирует пилообразный спектр, т.е. контрастное поведение между LILE и HFSE, а также отрицательную Nb аномалию (рис. 7). На диаграмме “Ba/La–(La/Yb)<sub>N</sub>” фигуративные точки этих пород тяготеют к известково-щелочной компоненте 1 (рис. 6). Все это свидетельствует о следах влияния континентальной коры на магмогенерацию. На это же указывают значения соотношений изотопов: низкие  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0.51186–0.51262 и высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – 0.70378–0.70652 (рис. 5) [18, 22, 37].

## ОБСУЖДЕНИЯ

Проблемой происхождения впадин Японского и Охотского морей занимались многие исследователи, которые подходили к решению этого вопроса с различных позиций [1, 4, 5, 10, 12, 19–23, 26, 28, 30, 31, 33, 35, 36 и др.]. В настоящей статье авторы рассматривают эту проблему на основании вещественного состава и возраста вулканических пород, сопровождающих формирование глубоководных котловин



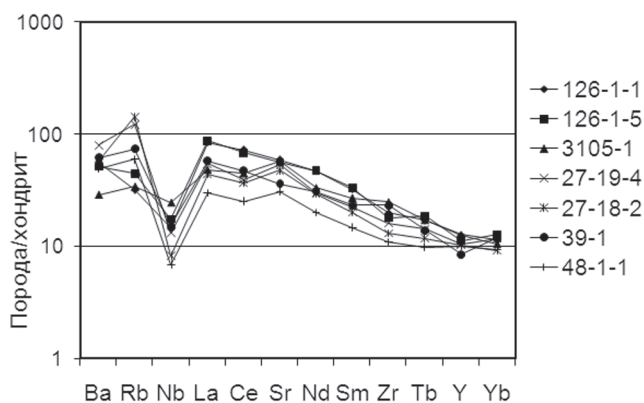


Рис. 7. Спайдер-диаграмма [34] для вулканитов Курильской котловины (Охотское море).

126-1-1, 126-1-5 – клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые трахиандезиты; 3105-1 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовый базальт; 27-19-4, 27-18-2 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты; 39-1, 48-1-1 – амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты.

этих морей. Геохимические особенности этих пород имеют определяющее значение для понимания происхождения и эволюции окраинных морей, поскольку вулканизм является надежным индикатором геодинамических условий формирования вмещающих их структур.

Как было сказано выше, непосредственно с образованием глубоководных котловин в Японском море связаны среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды, а в Охотском море – плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины. Сравнительный анализ показал, что породы этих двух регионов значительно отличаются друг от друга. Общим признаком является лишь текстура, а именно повышенная пористость, связанная с подводным близповерхностным режимом формирования тех и других пород. Однако и здесь существуют различия. Япономорские базальтоиды обладают гораздо большей пористостью (до 40–45 %) по сравнению с курильскими породами (10–30 %). Это, скорее всего, связано с более высокой степенью обогащения флюидами исходных магм Японского моря. Подтверждением этого могут служить данные о характере электропроводности в котловинах. Здесь высокопроводящая кровля астеносферы поднимается до 60 км. Она отличается низким удельным сопротивлением (5–10 Ом·м), как и литосфера, в которой это сопротивление не превышает 800 Ом·м. Такой порядок величин сопротивлений, возможно, характеризует режим растяжения, связанный с повышенной концентрацией флюидов в литосфере впадин. Характерной особенностью геоэлектрического строения земной

коры является наличие в ней в интервале глубин 10–20 км линейных зон высокой проводимости (меньше 10 Ом·м). При этом направление осей этих зон согласуется с направлениями глубинных разломов. Данные об электропроводности достаточно хорошо коррелируются со скоростными характеристиками и тепловым потоком, что может свидетельствовать о том, что современные морфоструктуры в Японском море имеют сверхглубокое заложение и их эволюция связана с протеканием термодинамических процессов в тектоносфере [15, 16].

Отличительные черты япономорских и курильских вулканических пород становятся наиболее очевидными на стадии петрографических и геохимических исследований. Япономорские окраинноморские базальтоиды образуют ряд: оливиновые базальты–трахибазальты–трахиандезиты–трахиты–трахидацииты–трахириолиты. В то время как курильские вулканиты формируют другую дифференцированную серию: базальты–андезиты–андезиты–андезидацииты–дациты. В Японском море среди базальтоидов резко преобладают оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты иногда с клинопироксеном и хромшпинелидами. Такой состав пород, а также отсутствие магнетита, амфибола и ортопироксена, свидетельствуют о “сухих” условиях формирования магматических расплавов, характерных для геодинамических обстановок океанов. В пределах Курильской котловины преобладают двупироксен-плагиоклазовые и амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты. Водосодержащий амфибол и высококремнеземистый ортопироксен указывают на контаминацию магматических расплавов сиалической корой.

Как было установлено, окраинноморские базальтоиды характеризуются повышенной щелочностью (рис. 2, 3), повышенными концентрациями LILE – K, Rb, Sr и Ba и элементов группы Fe – Ni, Cr, V и очень высокими содержаниями некоторых HFSE – Zr, Ta, Nb. В целом спектр LILE и HFSE этих пород с положительной Nb аномалией (рис. 4) аналогичен спектру щелочнобазальтоидных вулканических пород океанических островов [9]. Из этого следует, что формирование окраинноморских базальтоидов происходило в геодинамической обстановке, близкой к обстановке OIB, а магматическим источником служила обогащенная флюидами мантия (EMI). Это обстоятельство подтверждается также преобладанием LREE над HREE и принадлежностью этих пород к внутривулканическим образованиям (WPB) [18].

Судя по возрасту, формирование окраинноморских базальтоидов происходило в завершающую

стадию окраинноморского спрединга в Японском море и постспрединговый этап. В период максимального спрединга, который приходится на ранний миоцен, разрыв коры был настолько сильным, что достигал верхней деплетированной мантии. В это время формировались самые обедненные вулканические породы, известные в настоящее время в Японском море – толеиты типа N-MORB, которые были установлены в котловине Ямато в нижних комплексах скважин 794 и 797 [23, 33]. На диаграмме “Ba/La–(La/Yb)<sub>N</sub>” фигуративные точки этих пород расположены в самой “деплетированной” области, вблизи компоненты 3 (рис. 6). С ними окраинноморские базальтоиды, описываемые в данной статье, сопоставимы только по повышенным концентрациям некоторых элементов группы Fe – Ni, Cr и V. По содержаниям LILE и HFSE породы существенно отличаются. Это видно на спайдер-диаграмме, демонстрирующей два прямо противоположных спектра – весьма обедненных толеитов скв. 794 и обогащенных флюидами окраинноморских щелочных базальтоидов (рис. 4). По-видимому, формирование последних происходило на толеитовом основании подобно тому, как на толеитовом базисе происходило образование щелочнобазальтоидных вулканитов океанических островов.

Однако необходимо подчеркнуть, что и толеиты, и щелочные базальтоиды глубоководных котловин Японского моря содержат известково-щелочные метки, свидетельствующие о влиянии континентальной коры на магмогенерацию. В толеитах это слабо выраженная отрицательная Nb аномалия (рис. 4) и слабая обогащенность пород LILE [23]. В щелочных базальтоидах на это указывает положение фигуративных точек на диаграмме “Ba/La–(La/Yb)<sub>N</sub>” между компонентами 1 и 3, т.е. между известково-щелочным (сиалическим) и деплетированным (N-MORB) составами (рис. 6).

Формирование плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины связано с завершающей стадией ее образования [7]. В настоящее время не установлены более ранние вулканические породы, которые бы свидетельствовали о начальных этапах окраинноморского спрединга в южной части Охотского моря. Исключением является наличие туфогенного материала, обнаруженного в олигоцен-раннемиоценовых отложениях стратиграфического разреза (полигон 6) на северо-западном склоне котловины [24]. Однако неизвестно, указывает ли этот материал на начало формирования Курильской котловины или отражает этап вулканизма, предшествовавший окраинноморскому спредингу, как и олигоцен-ранне-

миоценовый этап вулканизма возвышенностей Японского моря [2, 8, 12].

В отличие от япономорских базальтоидов, большинство вулканитов Курильской котловины характеризуются менее щелочным и менее калиевым составом (рис. 2, 3), а также более высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O и CaO, более низкими – TiO<sub>2</sub>, Zr и Nb и весьма низкими – Cr, Ni, и V. Эти черты и особенно отрицательная Nb аномалия (рис. 7) свидетельствуют о влиянии континентальной коры на магмогенерацию и принадлежности вулканитов Курильской котловины к производным обогащенной континентальной корой мантии – ЕМII [9].

С окраинноморскими щелочными базальтоидами Японского моря в какой-то степени сопоставимы лишь трахиандезибазальты и трахиандезиты юго-западной части Курильской котловины (хребет Гидрографов, полигон 1). Они характеризуются повышенными щелочностью (6.63–6.79 %), калиевостью (K<sub>2</sub>O – 3.11 %) и повышенными содержаниями Zr (124–138 г/т) и La (28–29 г/т) (рис. 2, 3, 6). Эти особенности нельзя объяснить только влиянием континентальной коры на магмогенерацию, так как фундаментом здесь служат породы кали-натрового состава. Возможно, в этой, наиболее глубокой части котловины, магматические расплавы могли быть более обогащенными флюидами, чем в менее глубоких ее частях, где на них большее влияние оказывала континентальная кора. Возможно, эти субщелочные породы являются своеобразным связующим звеном между всеми остальными вулканитами Курильской котловины и япономорскими щелочными базальтоидами. Хотя и они отличаются от последних, в частности, более низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> (менее 1 %), Cr, Ni, V и наличием Nb минимума (рис. 5).

Возраст и неоднородность химических свойств вулканитов глубоководных котловин указывают на разный период проявления максимального окраинноморского спрединга и разную его интенсивность в Японском море и южной части Охотского моря – Курильской котловине. Судя по наличию в Японском море толеитов типа N-MORB и их возрасту, максимальный спрединг здесь наблюдался в раннем миоцене, разрыв коры достиг верхней деплетированной мантии. В Курильской котловине подобные породы не обнаружены, а большинство установленных вулканических образований относятся к известково-щелочной вулканической серии и несут следы влияния континентальной коры на маглообразование. Это свидетельствует о меньшей интенсивности спредингового процесса, затронувшего здесь лишь верхнюю часть земной коры.

Несмотря на существенные различия в химическом составе, вулканические породы глубоководных котловин Японского и Охотского морей имеют одну общую черту – все они несут следы влияния континентальной коры на магмогенерацию, что свидетельствует о заложении впадин обеих морей на континентальном фундаменте.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрены вулканические породы двух возрастных комплексов, связанные с формированием котловин Японского и Охотского морей. Установлены различия в их химическом составе, обусловленные, главным образом, разными геодинамическими обстановками образования и разной степенью насыщенности магматических расплавов флюидами и континентальным субстратом. Крайноморские базальтоиды Японского моря по химическому составу близки щелочнобазальтоидным вулканитам океанических островов (ОИВ) и являются производными магматического источника типа ЕМІ. Формирование их происходило в среднем миоцене–плиоцене вслед за раннемиоценовыми толеитами типа N-MORB, генезис которых связан с максимальным крайноморским спредингом, приведшим к появлению океанической коры в Японской котловине [17]. Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины изливались в завершающую стадию ее образования. Они несут следы значительного влияния континентальной коры на магмогенерацию, являются производными магматического источника типа ЕМІІ и сформировались в геодинамической обстановке активных континентальных окраин. Наряду с отличиями, выявлены общие геохимические черты, а именно наличие известково-щелочных меток, присущих всем исследуемым вулканическим породам Японского и Охотского морей. Эти следы влияния сиалической коры на магмогенерацию свидетельствуют о заложении впадин обеих морей на континентальном фундаменте. Существенная разница в возрасте и химическом составе вулканитов глубоководных котловин обеих морей указывает на разное время и разную интенсивность крайноморского спрединга. В Японском море этот процесс проявился раньше и был гораздо более мощным – в раннем миоцене разрыв коры почти достиг верхней деплетированной мантии. К северо-востоку происходит его затухание, и в пределах большей части Курильской котловины он затрагивает лишь верхние части земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект № 09-05-98602), ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-320) и ФЦП “Мировой океан”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов Ю.А. и др. Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги // Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. С. 121–172.
2. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря / Отв. ред. А.Г. Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 35–42.
3. Бикенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 88 с.
4. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
5. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
6. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 3–18.
7. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
8. Емельянова Т.А. Петрогеохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых субщелочных вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63–71.
9. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова и др.; Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
10. Карнаух В.Н., Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10–24.
11. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным (Японское море) // Дальневосточные моря России: в 4 кн / Гл. ред. В.А. Акуличев; Тихоокеан. океанологический ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. Охотское море / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 26–42.
12. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
13. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С. 93–115.
14. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Ф. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 118–122.
15. Леликов Е.П., Карп Б.Я., Никифоров В.М. Рифтогенез и глубинное строение Японского моря // Материалы XXXVI тектонического совещания: тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Москва: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 327–331.
16. Леликов Е.П., Карп Б.Я. Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литосфера. 2004. № 2. С. 16–29.
17. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. Корреляция вулканогенных комплексов Японского и Охотского морей по радиоизотопным данным // Изо-

- топное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 436–442.
18. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 294–303.
  19. Съедин В.Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 29 с.
  20. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН СССР, 1987. Т. 296, № 6. С. 1441–1446.
  21. Съедин В.Т., Емельянова Т.А. Выделение вулканических комплексов Японского и Охотского морей на основе радиоизотопного датирования: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 324–330.
  22. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая И. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 3. С. 366–370.
  23. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
  24. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
  25. Anders E. and Grevesse N. 1989 Abundances of the elements: meteoritic and Solar. *Geochem // Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197–214.
  26. Baranov B., Wong H.K., Dozorova K. et al. Opening geometry of Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *The Island Arc.* 2002. N 11. P. 206–219.
  27. Emel'yanova T.A., Lelikov E.P., S'edin V.T. Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // *J. Geomarine Letters.* 2006. V. 26, N 5. P. 275–286.
  28. Hirata N., Tokuyama H., Chung T. W. 1989. An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading // *Tectonophysics.* 1989. V. 165. P. 303–314.
  29. Ingle J. C., Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // *Proc. ODP, Sci. Results.* 1992. V. 127/128, N 2. P. 1197–1218.
  30. Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al.  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea. // *Proc. ODP, Sci. Results.* 1992. V. 127/128, N 2. P. 819–836.
  31. Kaneoka I., Matsuda J., Lelikov E.P., S'edin V.T. Isotope geochemistry of igneous rocks in the Japan Sea / *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series)* / N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki, B. Ya. Karp, E.P. Lelikov (eds.). Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB). 1996. V. 1. P. 369–383.
  32. La Maitre R.W., Bateman P., Durek A et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
  33. 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. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.* 1992. V. 127/128, Pt. 2. P. 779–789.
  34. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
  35. Tamaki K. 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implication // *Bull. Geol. Survey of Japan.* 1988. V. 39. P. 269–365.
  36. Tamaki K., Kobayashi K. Geomagnetic anomaly lineation in the Japan Sea // *Mar. Sci. Monthly.* 1988. V. 20. P. 705–710 (in Japanese).
  37. Tararin I.A., Lelikov E.P., Werner R. Petrology and geochemistry of the volcanic rocks dredged from the Geophysicist Seamount in the Kuril Basin: Evidence for the existence of thinned continental crust // *Gondwana Research.* 2003. V. 6, N 4. P. 757–765.

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

*T.A. Yemelyanova, Ye.P. Lelikov*

### **Miocene-Pleistocene volcanism of deep-sea basins of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk**

The paper offers the results of petrographic and geochemical research into the Miocene-Pleistocene volcanic rocks, which attended the formation of the basins of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk. The geochemical types of these rocks, the geodynamic conditions of their formation and their relation to different magmatic sources were determined. The marginal sea basalts of the Sea of Japan are the product of the fluid-enriched mantle (FEM). The Kurile Basin volcanics are the product of the continental crust-enriched mantle (CCEM). Despite the different conditions of rock genesis, common geochemical features were specified, namely, calc-alkaline “signs” These “signs” of the influence of the sialic crust on magma generation testify to formation of the basins of both seas on the continental basement.

**Key words:** petrography, geochemistry, volcanism, marginal-sea spreading, Middle Miocene-Pleistocene, basins, Sea of Japan and Sea of Okhotsk.