

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ СТАНЦИЙ ДРАГИРОВАНИЯ 2776 И 2764 (ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ)

Т.А. Емельянова, Ю.И. Мельниченко, А.А. Пугачев, Н.С. Ли

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

Поступила в редакцию 30 апреля 2019 г.

В статье приводятся оригинальные данные по радиоизотопному возрасту и составу редких элементов в базальтах станций драгирования 2776 и 2764, расположенных в южной части Центрального разлома в Филиппинском море. Исследования показали, что базальты ст. 2776 демонстрируют химические свойства толеитов срединно-океанических хребтов и океанических островных дуг (N-MORB+OIAB), а базальты ст. 2764 сочетают черты E-MORB+OIAB. Сравнительный анализ химического состава вулканитов обеих станций и хребта Кюсю-Палау показывает, что большинство пород объединяет обогащенность расплавов «субдукционным» и внутриплитным (WPB) компонентами. Однако WPB свойства проявлены в породах чаще всего на уровне примитивной мантии (PM), и ни в одном случае они не достигли уровня щелочно-базальтоидных пород океанических островов (OIB).

Ключевые слова: базальтовый вулканизм, геохимический состав, литосферный источник, водный флюид, внутриплитный компонент, Центральный разлом, Филиппинское море.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение базальтового вулканизма, широко проявленного в пределах Филиппинского моря (ФМ), позволяет решать многие вопросы, касающиеся проблемы происхождения и эволюции этого бассейна, которые остаются актуальными до настоящего времени. В статье представлены материалы изучения вулканических пород станций драгирования 2764 и 2776, расположенных в зоне взаимного пересечения двух трансрегиональных линейных структур – Центрального разлома и хребта Кюсю-Палау (рис. 1). Работы по отбору образцов горных пород осуществлялись в 30/31 рейсе НИС «Профессор Богоров» в 1989 г. под руководством д.г.-м.н. Е.П. Леликова. Новые аналитические данные по радиоизотопному возрасту и геохимическому составу базальтов указанных станций, в том числе по составу редких элементов – Ta, Nb, Rb, U, Pb, Zr, La, Eu, Ba, Th, Ce, Sr, Y и др., переданы авторам статьи Е.П. Леликовым. Проведенная нами интерпретация этих данных на основе современных методов и подходов дополняет материалы предшествующего изучения вулканизма хребта Кюсю-Палау и уточняют сложившиеся представления о магматизме западной части ФМ [5, 17].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения геохимического состава вулканитов использовались коллекционные образцы ТОИ ДВО РАН, полученные при драгировании морского дна. Места драгирования определялись с помощью эхолота «ЭЛАК» и спутниковой системы «ШХУНА». Драгирование на станциях 2764 и 2776 выполнено с крутых склонов вулканических построек. Подняты глыбы и обломки базальтов, представляющих собой фрагменты пиллоу-лавы со стекловатой коркой закаливания [9]. Геохимические исследования выполнялись по заявке Е.П. Леликова в сертифицированных лабораториях научных организаций России. Состав петрогенных элементов определялся рентгеноспектральным методом в Центральной лаборатории ПО «Приморгеология» в 1990 г. (г. Владивосток), аналитик Т.И. Титова. Анализы на редкие элементы проводились в инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск) в 2016 г. Они осуществлялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) чувствительностью до 10^{-11} . Радиоизотопный возраст вулканических пород определялся К-Аг методом в ИГЕМ РАН (г. Москва) в 2016 г., аналитики М.М. Аракелянц,

Таблица 1. Результаты определения радиоизотопного возраста базальтов ст. 2764 и 2776.

№ обр.	Сев. широта	Вост. долгота	Породы	K% ± σ, %	⁴⁰ Ar _{рад} ± σ, нг/г	⁴⁰ Ar _{атм} , % (обр.)	K-Ar возраст, млн лет
2764-1	15° 09.7'	133° 10.4'	Базальты	1.07 ± 0.02	1.207 ± 0.005	59.3	16.2 ± 0.6
2776-1-6	16° 40.7'	132° 54.2'	“-“	0.502 ± 0.01	0.746 ± 0.004	64.8	21.3 ± 0.9

Примечание. K-Ar метод; ИГЕМ РАН (г. Москва, 2016 г.); аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев.

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) элементов в базальтах ст. 2776 (1–4) и ст. 2764 (5).

№ обр./ элементы	2776-1-4	2776-1-6	2776-1-7	2776-1-12	2764-1
	1	2	3	4	5
SiO ₂	50.61	50.39	50.33	50.73	48.68
TiO ₂	1.22	1.31	1.26	1.27	1.60
Al ₂ O ₃	15.46	15.31	16.54	15.62	17.13
Fe ₂ O ₃	9.09	9.27	9.49	9.94	9.54
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0.18	0.14	0.15	0.17	0.16
MgO	7.09	7.42	6.09	6.97	4.95
CaO	12.38	12.27	12.01	12.27	11.21
Na ₂ O	2.95	2.66	2.69	2.67	2.87
K ₂ O	0.05	0.11	0.22	0.05	0.88
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.10	0.67
п.п.п.	0.50	0.50	0.68	0.80	2.23
Сумма	99.63	99.57	99.55	99.56	99.93

Примечание. Рентгеноспектральный метод; Центральная лаборатория ПО «Приморгеология» (г. Владивосток, 1990 г.); аналитик Т.И. Титова [9].

13, 20]. К востоку от 132° в.д. следы разлома «размываются». Филиппинский хребет в этой области представлен плато в виде двух возвышенностей центрального типа. К северу от Центрального разлома, где расположен участок драгирования (рис. 1), плато характеризуется расчлененностью рельефа и крутыми уступами. На его вершине выделяется впадина (кальдера?), окаймленная кольцевым валом, в пределах которого осуществлено драгирование (ст. 2776). На юго-востоке по своду плато проходит разломная зона, которая пересекает Центральный разлом и хребет Кюсю-Палау. Участок зоны, включающий ст. 2764, охватывает наиболее глубокую ее часть с углом наклона склона 45°.

Подводный хребет Кюсю-Палау протягивается в субмеридиональном направлении (рис. 1). В его пределах установлены щитовые вулканы, конусообразные и куполообразные стратовулканы [5, 8, 23 и др.]. Щитовые вулканы наиболее древние (с 62.5–60.0 млн лет) и долгоживущие – вулканическая активность в их пределах проявлялась в позднем олигоцене и позднем миоцене: 30 ± 3 (трахиты), 12.0 и 8.4 млн лет (базальты). Конусообразные стратовулканы имеют позднеэоцен-раннеолигоценый (34.0 и 31.5 млн лет), а куполообразные – позднеолигоценый (27.0 и 25.6 млн лет) возраст.

Петролого-геохимические особенности базальтов участка драгирования

Согласно полученным данным по радиоизотопному возрасту, базальты ст. 2776 относятся к раннему миоцену (21 млн лет), а базальты ст. 2764 – к концу раннего–началу среднего миоцена (16 млн лет) (табл. 1). Первые являются низкощелочными (Na₂O + K₂O 2–3 мас. %), низкокалиевыми (K₂O 0.05–0.22 мас. %) породами толеитовой вулканической серии (табл. 2; рис. 2, а, б) со средними содержаниями Al₂O₃ и повышенными (мас. %) – TiO₂ 1.22–1.31 и MgO 6.09–7.42. Базальты ст. 2764 относятся к субщелочной вулканической серии и характеризуются повышенной щелочностью (3.75 мас. %), повышенными или средними концентрациями (мас. %) K₂O – 0.88, TiO₂ – 1.60 и Al₂O₃ – 17.13.

Особенности состава крупноионных литофильных (LILE), высокозарядных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов базальтов ст. 2776 отражены на многокомпонентных диаграммах (табл. 3, рис. 3, а, б, в). Они иллюстрируют отрицательную аномалию по Ta и Nb, положительные – по Rb, U, Pb, и менее выраженные максимумы по Zr, La и Eu и минимумы по Ba, Th, Ce, Sr, Y. По содержанию этих микроэлементов уже можно сделать вывод о неоднозначном генезисе данных пород. Повышенные концентрации высоконе-

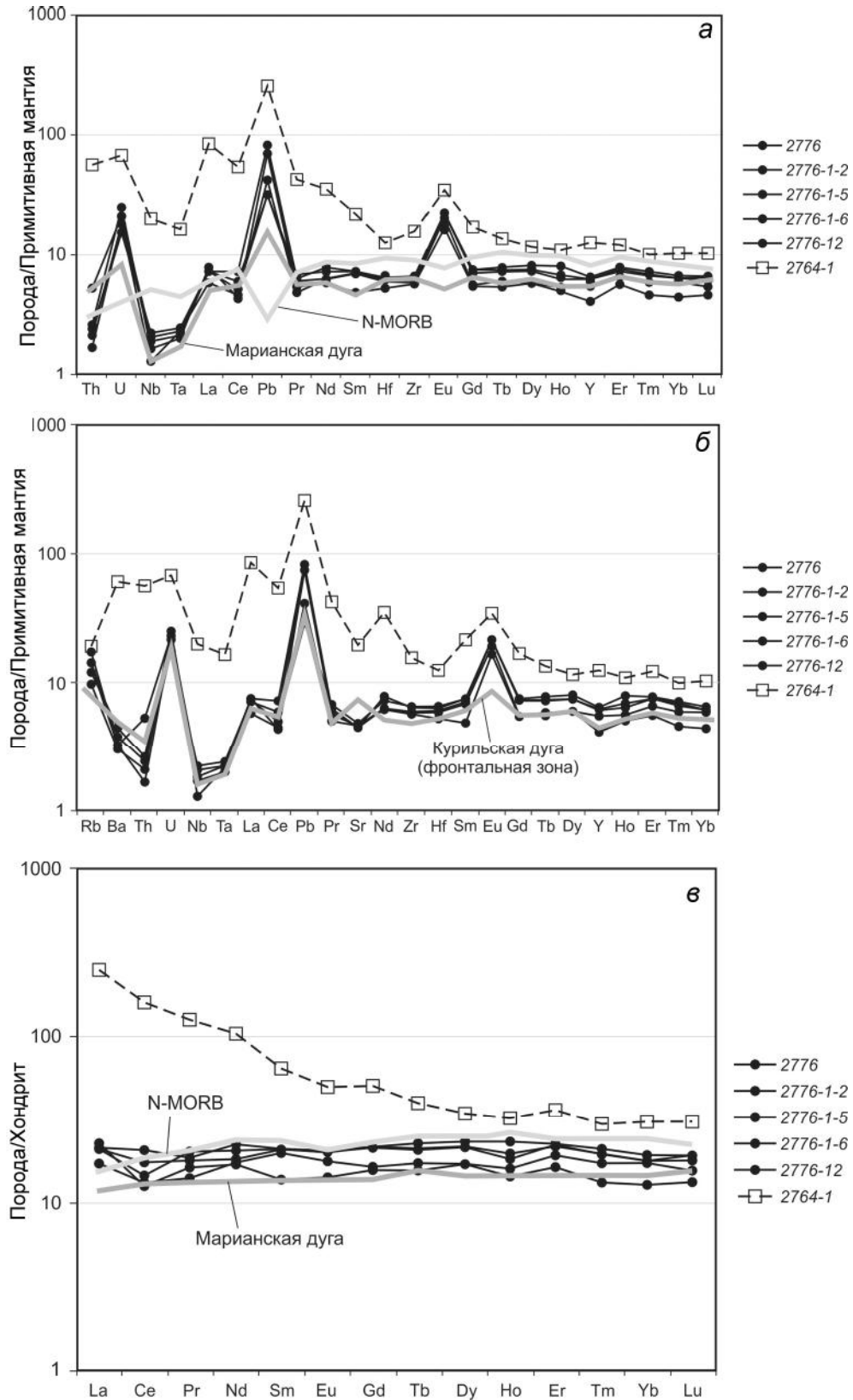


Рис. 3. Многокомпонентные диаграммы редких элементов (а, б) и распределения REE (в), нормированных к примитивной мантии и хондриту, соответственно, по [26].

Серыми линиями обозначены средние составы вулканитов: а, в – Марианской дуги [16] и срединно-океанических хребтов (N-MORB) [19]; б – фронтальной зоны Курильской дуги [6]. Здесь и далее условные обозначения на рис. 2.

когерентных микроэлементов, таких как Rb, U и Pb, свидетельствуют об участии водных флюидов осадочной толщи океанической плиты («субдукционного» компонента) в магмогенезисе, т.е. об отношении данных пород к обстановке океанических островных дуг (ОИАВ). Об этом же говорят и близкие по форме спектры описываемых базальтов со спектрами плиоцен-плейстоценовых вулканитов Марианской дуги и миоценовых фронтальной зоны Курильской дуги (рис. 3, а, б) [6]. При этом от толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) они значительно отличаются по некоторым микроэлементам (рис. 3, а), в том числе по более низким концентрациям Ta и Nb (присутствие аномалии) и гораздо более высоким – U и Pb. Базальты ст. 2776 формируют недифференцированный спектр по REE (рис. 3, в). Значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ низкие и составляют 1.0–1.77 и 0.85–1.64, соответственно. Спектр REE располагается между спектрами вулканических пород Марианской дуги и толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB). И это обстоятельство является одним из первых признаков принадлежности исследуемых пород не только к ОИАВ, но и к N-MORB. Кроме того, на дискриминантных диаграммах точки базальтов ст. 2776 располагаются вблизи деплетированного источника – DM (N-MORB) (рис. 4, а, б, в), представленного литосферной мантией – шпинелевыми перидотитами, степень частичного плавления (ЧП) которых достигает 10–20 % (рис. 5, б). Однако же базальты ст. 2776 отличаются от толеитов N-MORB более низкими концентрациями Ta и Nb и более высокими U и Pb, что хорошо видно на многокомпонентной диаграмме редких элементов (рис. 3, а).

Базальты ст. 2764 характеризуются более высокими концентрациями как HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr и др.), так и LILE (Ba, Sr, Th, U, Pb и др.) по сравнению с базальтами ст. 2776. Значения Th/U (3.34) повышены и сопоставимы с таковыми в известково-щелочных породах океанических островных дуг (3.2) и толеитах океанических островов (3.6), по [12]. Многокомпонентные диаграммы иллюстрируют максимумы по высоконеккогерентным микроэлементам (Ba, Th, U, Pb) и слабо выраженные минимумы по Nb, Ta, Ce, Zr, Hf (рис. 3, а, б), а также преобладание LREE над HREE (рис. 3, в): значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ повышены и составляют 3.94 и 8.33, соответственно. Все эти свойства во многом сходны с таковыми в вулканических породах ОИАВ и свидетельствуют об обогащении расплавов «субдукционным» компонентом. Однако установление геодинамической позиции и источников магмогенезиса выявляют и другие черты. На дискриминантной диаграмме $(Zr/Y)-(Nb/Y)$ базальты

ст. 2764 располагаются в поле глубинных плюмовых источников в области океанических плато (ОПВ), в какой-то степени тяготея к области ОИВ (рис. 4, а). На диаграмме $(Ba/Zr)-(Nb/Zr)$ они находятся вблизи E-MORB, а на диаграмме $(Ta/Yb)-(Th/Yb)$ – смещены в поле ОИАВ (рис. 4, а, б, в). Описываемые базальты являются производными литосферного источника и характеризуются весьма низкой степенью ЧП (0.5 %) (рис. 5, б). Перечисленные геохимические особенности указывают на участие в магмогенезисе как «субдукционного», так и глубинного внутриплитного (WPB) компонентов.

Таким образом, исследования показали, что базальты ст. 2776 и 2764 сочетают в себе геохимические свойства ОИАВ+N-MORB и ОИАВ+E-MORB, соответственно. В раннем миоцене, в то время, когда формировались базальты ст. 2776, плавление шпинелевых перидотитов, предварительно метасоматически преобразованных водными флюидами, происходило под влиянием высоких температур, что характерно для обстановки MORB и обеспечивалось близостью горячей астеносферы. Подъем астеносферы наблюдается под всем ФМ: под эоценовой ЗФК уровень ее поверхности располагается на глубине 60 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела–Сикоку – на глубине 30 км [10 и др.]. Учитывая миоценовый возраст базальтов ст. 2776 и 2764 и их приуроченность к разломным зонам, пересекающим хребет Кюсю-Палау и простирающимся в котловину Паресе-Вела, формирование южной части Центрального разлома (с участком драгирования), вероятнее всего, совпадает с формированием последней. В конце раннего миоцена–начале среднего миоцена, в период формирования базальтов ст. 2764, в магмогенезисе возрастает роль глубинного WPB источника или глубинных флюидов, обогащавших плавящийся резервуар высокозарядными микроэлементами, особенно ниобием и танталом.

Для сравнения петрогеохимических особенностей базальтов участка драгирования с вулканитами хребта Кюсю-Палау были использованы результаты химических анализов из статей [3, 5]. По многим химическим параметрам базальты ст. 2764 близки позднеолигоцен-раннемиоценовым вулканитам ст. 2833 (рис. 1). Последние слагают куполообразную постройку, наложенную на щитовой вулкан, и представлены базальтами, реже трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. На классификационных диаграммах породы обеих станций располагаются близко друг к другу (за исключением щелочных разновидностей), занимаемая поля повышенной щелочности и калиевоности (рис. 2, а, б). Многокомпонентные диаграммы иллюстрируют близкие спектры редких элементов (рис. 7, а, б). Однако существуют и различия, в част-

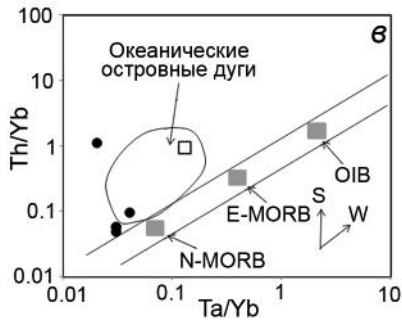
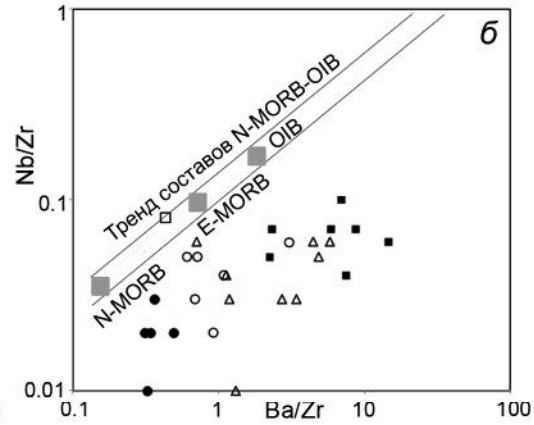


Рис. 4. Дискриминантные диаграммы $(Zr/Y)-(Nb/Y)$ (a) [15], $(Ba/Zr)-(Nb/Zr)$ (б) и $(Ta/Yb)-(Th/Yb)$ (в) [28].

a – пунктирная линия разделяет поля плюмовых и неплюмовых источников: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия; геодинамические обстановки: N-MORB, E-MORB – срединно-океанические хребты, OIB – океанические острова, OPB – океанические плато; IAB, AMCB – вулканические дуги и активные континентальные окраины, б – средние составы N-MORB, E-MORB и OIB по [26], в – обогащение источника: S – водным флюидом, W – WPB.

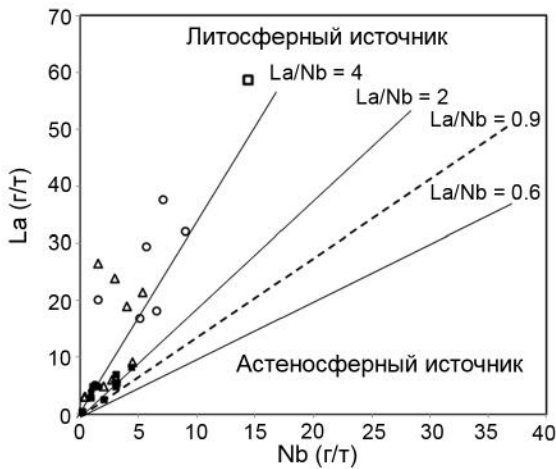


Рис. 5. Диаграмма Nb–La [24].

ности, схожесть базальтов ст. 2764 по концентрациям Nb, Ta, Zr, а также Ba и Sr наблюдается лишь с трахиандезитобазальтами и трахиандезитами. В то же время основные разновидности ст. 2833 характеризуются более низкими содержаниями этих микроэлементов. Разница также наблюдается и в значениях $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношений, которые в породах ст. 2833 явно более низкие и составляют 1.75–2.78 и 2.45–3.94 соответственно, а в базальтах ст. 2764 они достигают 3.94 и 8.33. Источником магмогенерации в обоих случаях служила литосферная мантия – шпинелевые перидо-

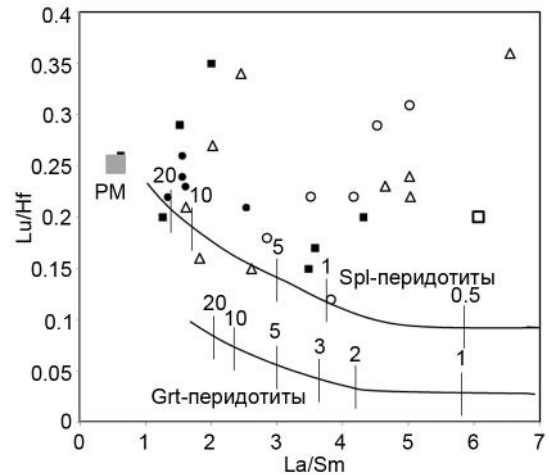


Рис. 6. Диаграмма $(La/Sm)-(Lu/Hf)$.

Кривые линии фракционирования по [25]; вертикальными линиями и цифрами обозначена степень частичного плавления источника.

титы (рис. 5, 6, a, б). Но базальты ст. 2764 обладают более высокими концентрациями La и Nb и более низкой степенью ЧП (0.5 %). В породах ст. 2833 она достигает 1–5 %. Более низкие концентрации Nb, Ta и LREE и повышенные HREE в базальтоидах ст. 2833 свидетельствуют о том, что магмогенезис осуществлялся при участии глубинной деплетированной мантии (DEP) или слабо обогащенной примитивной мантии (PM).

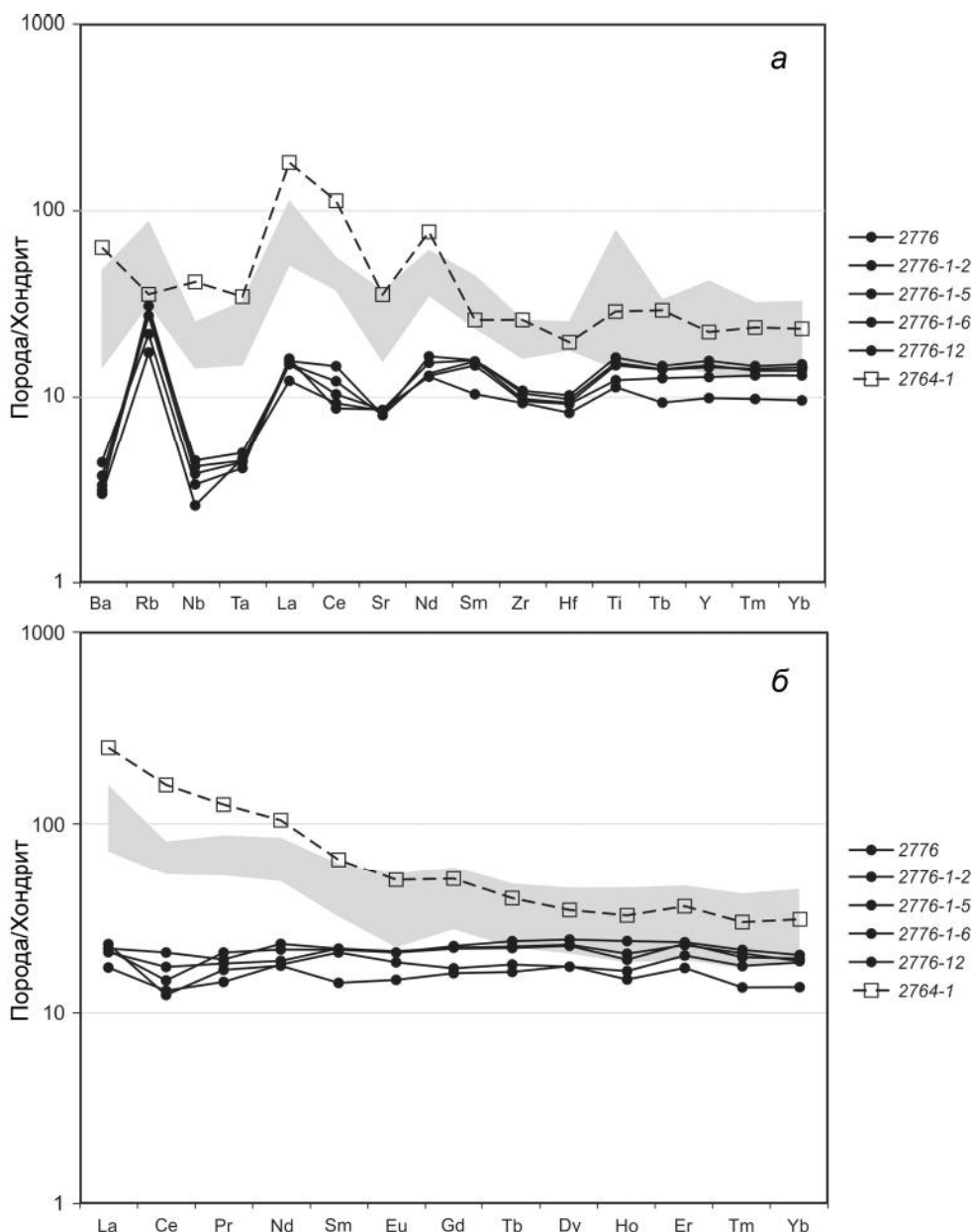


Рис. 7. Многокомпонентные диаграммы редких элементов (а) и распределения REE (б), нормированных к хондриту здесь и далее – по [14, 27, соответственно].

Серый спектр позднеолигоцен-раннемиоценовых вулканитов хребта Кюсю-Палау (куполообразный стратовулкан, ст.2833).

В пределах хребта Кюсю-Палау развиты также позднеоцен-раннеолигоценные базальтоиды ст. 2761, 2771, 2753, 2821 и 2820 (конусообразные стратовулканы), а также позднеолигоценные вулканиты станции 2823 и позднемиоценовые станций 2754, 2755, 2822 (щитовые вулканы) (рис. 1). Позднеоцен-раннеолигоценные вулканиты представлены базальтами, андезибазальтами и андезитами (рис. 2, а, б). Ранее они были отнесены к островодужным образованиям [5]. На «островодужный» генезис указывают

Ta-Nb и Zr минимумы и максимумы по мобильным в водном флюиде микроэлементам, таким как Rb, Ba, Sr. В этих породах также повышены Ba/Zr отношения и LREE преобладают над HREE, хотя значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ низкие и составляют 1.24–2.69 и 1.51–4.09 (рис. 8, а, б). Однако на дискриминантной диаграмме $(Zr/Y)-(Nb/Y)$ позднеоцен-раннеолигоценные базальтоиды попадают в поле плюмовых источников, в область океанических плато (ОПВ). Единичные образцы располагаются вблизи источни-

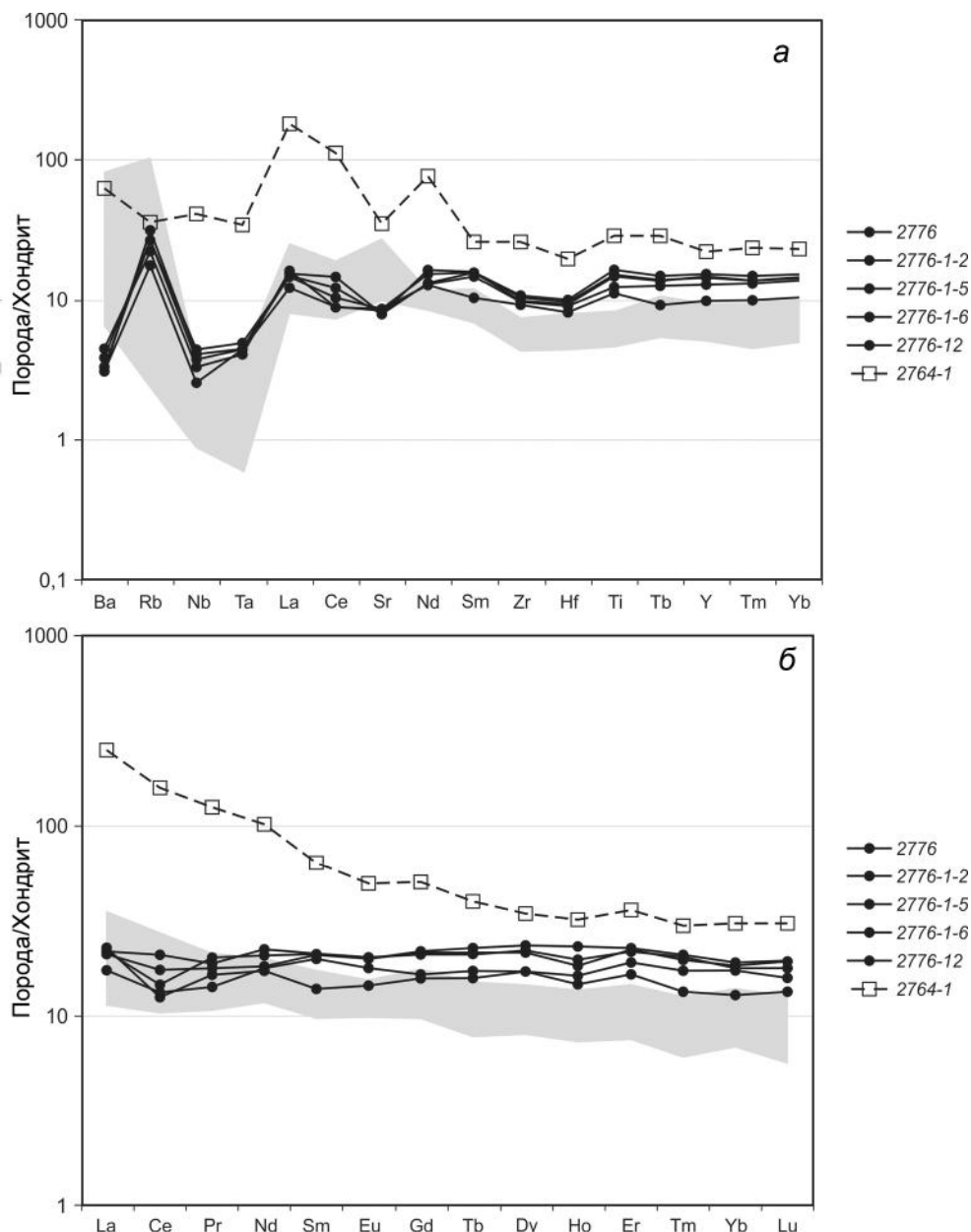


Рис. 8. Многокомпонентные диаграммы редких элементов (а) и распределения REE (б).

Серый спектр – позднеэоцен-раннеолигоценовых вулканитов хребта Кюсю-Палау (конуообразные вулканы).

ка DEP, но основная их часть группируется над РМ источником. В связи с этим вряд ли можно отнести позднеэоцен-раннеолигоценовые вулканиты лишь к островодужным образованиям. Но с определенной долей уверенности можно сказать, что наряду с «субдукционным» компонентом на магмогенезис этих пород оказывал влияние глубинный WPB компонент.

Позднеолигоценовые и позднемиоценовые вулканиты щитовых вулканов представлены трахитами и базальтами, соответственно, и являются продуктами вулканической активности в пределах щитовых

вулканов, имеющих сходство с гавайскими, по [5 и др.]. Позднеолигоценовые трахиты характеризуются повышенной щелочностью (6.24 мас. %) и калиево-стью (K_2O – 1.35 мас. %). На многокомпонентной диаграмме видно, что они характеризуются повышенными концентрациями Ta и Nb (тем не менее, образуют негативную аномалию), а также других HFSE и LILE (рис. 9, а). Спектр распределения REE фракционирован (рис. 9, б); значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ составляют 2.9–4.09 и 4.28–5.0. Позднемиоценовые базальты обладают средним уровнем общей щелочности и ка-

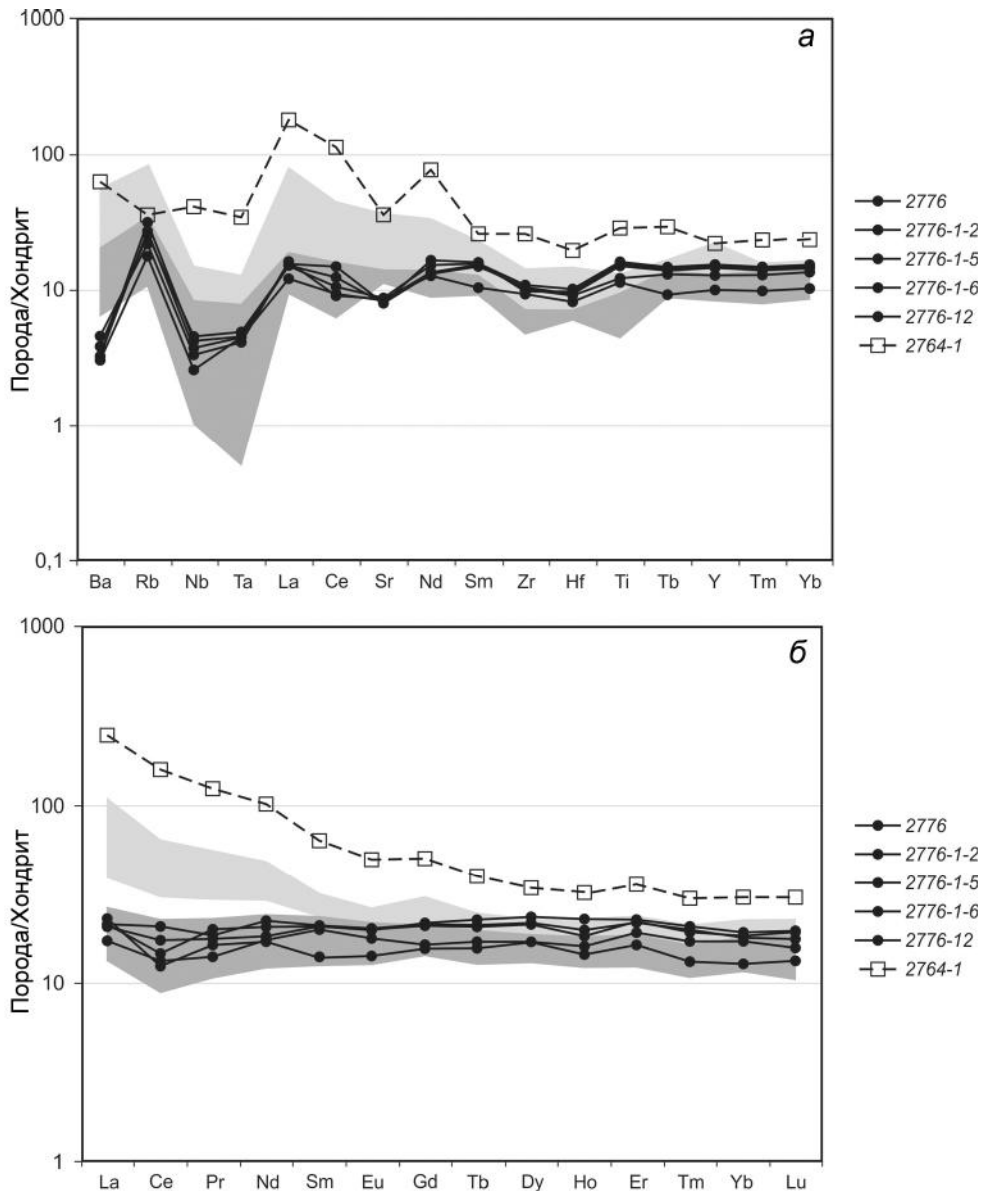


Рис. 9. Многокомпонентные диаграммы редких элементов (а) и распределения REE (б).

Светло-серый спектр – позднеолигоценовых трахитов, темно-серый – позднемiocеновых базальтов хребта Кюсю-Палау (щитовые вулканы).

лиевости (K_2O – 0.81 мас. %). На многокомпонентных диаграммах они формируют отрицательную Ta-Nb аномалию и практически не фракционированный спектр REE (рис. 9, а, б): значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ весьма низкие и составляют 1.0–1.36 и 1.02–1.53. Однако как для трахитов, так и для базальтов характерны некоторые химические черты вулканитов надсубдукционных обстановок – Ta-Nb, Zr и Ce минимумы и Rb и Sr максимумы. На дискриминантной диаграмме $(Zr/Y) - (Nb/Y)$ трахиты располагается в поле плюмовых источников, в области ОРВ, вблизи слабо обогащенного источника РМ, а базальты – на разделительной линии плюмовых и неплюмовых источников, попадая в области ОРВ,

N-MORB и IAB (рис. 5). Источником магмогенерации для тех и других пород служила литосферная мантия (шпинелевые перидотиты) (рис. 5, б).

Суммируя сказанное, можно заключить, что позднеэоцен-раннеолигоценовые вулканиты конусообразных стратовулканов, а также позднеолигоценовые и позднемiocеновые вулканиты щитовых вулканов хребта Кюсю-Палау демонстрируют свойства с одной стороны OIAB+N-MORB, с другой – OIAB+E-MORB. Все они являются производными литосферного источника, подвергнувшегося в разной степени обогащению как глубинным WPB компонентом (в основном до уровня РМ), так и «субдукционным».

Однако вряд ли в позднем эоцене, олигоцене и миоцене в пределах ФМ могли формироваться островные дуги в условиях отсутствия субдукции Тихоокеанской плиты под Евразию. Столкновение Индийской плиты с Евразийской в конце мела привело к смене поздне мелового субдукционного режима на режим трансформной окраины или скольжения плит [1, 7 и др.]. Но «островодужные» свойства (повышенные концентрации LILE и LREE и пониженные HFSE, особенно Ta-Nb минимум), в той или иной степени, проявлены во всех вулканических породах участка драгирования и хребта Кюсю-Палау. Вероятно, это можно объяснить, во-первых, сложным структурно-блоковым строением литосферы всего ФМ, причиной чему явились процессы деструкции, растяжения и сжатия в горизонтальном и вертикальном направлении, характерные для режима трансформной окраины. Во-вторых, в такой активной тектонической обстановке не исключено, что одни блоки океанической литосферы ЗФК надвигались или пододвигались под другие. Это приводило к дегидратации осадочной толщи и появлению водных флюидов, участвующих в метасоматозе литосферного источника. Обогащение WPB компонентом происходило за счет насыщенной глубинными флюидами астеносферной мантии [4 и др.], «легкому» апвеллингу которой также способствовал режим трансформной окраины. При высокой степени ЧП источника генерировались толеитовые расплавы и формировались базальты ст. 2776 и разновозрастных комплексов хребта Кюсю-Палау со свойствами N-MORB. Со временем, согласно модели [21], происходило увеличение мощности кровли над мантийной колонной, понижалась степень ЧП, что приводило к обогащению легкоплавкими и несовместимыми элементами (особенно HFSE), и начинали формироваться более щелочные расплавы, продуктами которых стали базальты ст. 2764 и более щелочные породы хребта Кюсю-Палау.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования новых данных по возрасту и геохимическому составу базальтов станций драгирования 2776 и 2764, а также сравнительный анализ с базальтоидами хребта Кюсю-Палау позволили сделать следующие выводы. Толеитовые базальты ст. 2776 и базальты повышенной щелочности ст. 2764 сочетают в себе черты вулканических образований OIB+N-MORB и OIB+E-MORB, соответственно. Большинство базальтоидов хребта Кюсю-Палау разных возрастных комплексов также обладают свойствами OIB+E-MORB. Двойное обогащение всех исследованных пород внутриплитным и «субдукционным» компонентами обусловлено, прежде всего, подъемом

астеносферной мантии, насыщенной глубинными флюидами, сменой режимов растяжения и сжатия и локальным надвиганием литосферных блоков друг на друга, приводившим к дегидратации осадочного слоя и появлению водных флюидов.

Однако очевидное обогащение магматических расплавов внутриплитным компонентом как в пределах участка драгирования, так и в пределах хребта Кюсю-Палау, не привело к формированию щелочных магм, характерных для OIB, а оставалось на уровне PM.

Авторы выражают благодарность Т.Л. Крюковой за помощь в оформлении рисунков.

Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № АААА-А17-117030110033-0) и при финансовой поддержке грантов «Дальний Восток» (проект №№ 18-1-008, 18-05-00153А).

Памяти д.г.-м.н. профессора Евгения Петровича Леликова посвящается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
2. Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. 192 с.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 73–94.
4. Жатнуев Н.С. Трансмантийные (интертеллурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 8. С. 1445–1454.
5. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Пугачев А.А. Геология и геохимия магматических пород южной части хребта Кюсю-Палау // Океанология. 2018. Т. 58, № 2. С. 293–306.
6. Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дж.-И. Кимура. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 469–487.
7. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13, № 1. С. 1–16.
8. Мельниченко Ю.И., Сварический В.Т., Съедин С.Т., Точилина С.В. Рельеф хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 16–35.
9. Новые данные по геологии Филиппинского моря (результаты 30/31-го рейса НИС «Профессор Богоров» и 29-го рейса НИС «Пегас») / Е.П. Леликов, В.Л. Безверхний, В.Т. Съедин, В.Н. Карнаух, А.Н. Маляренко, Ю.И. Мельниченко, Ю.Л. Неверов / Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1990. 68 с.
10. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Род-

- кин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. Вып. 9. № 1. С. 79–89.
11. Сваричевский А.С. Рельеф дна Филиппинского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–97.
 12. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.
 13. Ханчук А.И., Курносков В.Б., Симаненко В.П., Житков А.С., Мартынов Ю.А., Нечаев В.П., Октябрьский Р.А. Новые данные по геологии разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 3. С. 683–688.
 14. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
 15. Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem., Geophys., Geosystems. 2003. V. 4, Iss. 1. P. 1–18.
 16. Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport slab to volcanic front at the Mariana arc // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 14991–15019.
 17. Geology and geophysics of the Philippine Sea / Eds. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, S. Vysotskiy, R. Kulinich, B. Karp, E. Lelikov, K. Fujioka, G. Liu. Tokio: TERRAPUB, 2003. 406 p.
 18. Hilde T.W.C., Uyeda S. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation // Tectonophysics. 1983. V. 102. P. 85–104.
 19. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
 20. Karig D. Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands // Marine Geol. 1973. V. 14. P. 153–168.
 21. Keller R.A., Fisk M.R., White W.M. Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian Hotspot // Nature. 2000. V. 405. P. 673–676.
 22. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller M.J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
 23. Melnichenko Y., Popova I., S'edin V., Tochilina S. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Philippine Sea // Zeitschrift für Geomorphologie. 1999. V. 118. P. 183–192.
 24. Putirka K., Daley E.E. The tectonic significance of high- K_2O volcanism of the Sierra, California // Geol. 2007. V. 35. P. 923–926.
 25. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44, N 1. P. 113–140.
 26. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
 27. Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.
 28. Wilson M. Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach. London: Unwin Hyman Ltd., 1989. P. 466.

Рекомендована к печати И.Б. Цой
после доработки 23.10. 2020 г.
принята к печати 2.12.2020 г.

T.A. Emel'yanova, Yu.I. Melnichenko, A.A. Pugachev, N.S. Lee

Petrological-geochemical features of basalts of 2776 and 2764 dredging stations (Philippine Sea)

The article presents original data of the radioisotope age and composition of rare elements in basalts of dredging stations 2776 and 2764 located in the southern part of the Central Fault in the Philippine Sea. Researchs have shown that basalts of st. 2776 demonstrate the chemical features of tholeiites of middle-oceanic ridges and oceanic island arcs (N-MORB+OIAB). And basalts of st. 2764 combine the features of E-MORB+OIAB. A comparative analysis of the chemical composition of the volcanics of both stations and of the Kyushu-Palau Ridge shows that all rocks are united by the enrichment of melts with a «subductional» and withinplate (WPB) components. But WPB features in the rocks are mostly manifested at the level of the Primitive Mantle (PM), and these features have not reached to the level of alkaline basaltoids of the ocean islands (OIB).

Key words: Philippine Sea, Central Fault, basalt volcanism, geochemical composition, lithospheric source, water fluid, withinplate component.