ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2025, № 4, с. 84–100

УДК 551.214

ГАББРО ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЭСМЕРАЛЬДА (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2025 г. П. И. Федоров[a, *], В. А. Рашидов[b, **], В. В. Ананьев[b, *]**

[a]*Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия*
[b]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*
бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия
**e-mail: pi_fedorov@mail.ru*
***e-mail: rashidva@kscnet.ru*
****e-mail: aversun@yandex.ru*

Поступила в редакцию 15.12.2024 г.
После доработки 08.02.2025 г.
Принята к публикации 18.02.2025 г.

Исследованы минералогический и петрохимический составы габбро подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в южной части Марианской островной дуги, драгированных в 4-м и 5-м рейсах научно-исследовательского судна “Вулканолог”. Установлено, что габбро, относящиеся к толеитовой серии, представляют собой сильно фракционированные породы, в отличие от драгированных габброидов в котловинах южной части Марианской островодужной системы. Показано, что для габбро характерны повышенные содержания железа. Повышенная железистость пород подтверждается высокими содержаниями железа в пироксенах и плагиоклазах, что позволяет отнести основную часть драгированных габбро к ассоциации островодужных железистых толеитов. Низкие концентрации высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов относительно состава MORB, как и их межэлементные соотношения, предполагают формирование первичных расплавов из источника обедненной мантии. Обогащение габбро крупноионными литофильными элементами свидетельствует об участии в магмогенезисе не только высокотемпературного осадочного расплава, но и о существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

Ключевые слова: габбро, подводный вулкан Эсмеральда, Марианская островная дуга, петролого-минералогические особенности

DOI: 10.31857/S0203030625040051, **EDN:** QFICMO

ВВЕДЕНИЕ

Подводный вулкан Эсмеральда, расположен в южной части Марианской островной дуги (рис. 1). Первое сообщение об активности этого подводного вулкана сделано Г. Хессом [Hess, 1948], когда в августе 1944 г. в течение трех дней он наблюдал в этом районе выделение пузырьков с сернистым газом. Первые геологические опробования было проведены в январе и июле 1978 г. в 4-м и 5-м рейсах научно-исследовательского судна (НИС) “Вулканолог” [Горшков и др., 1980]. В декабре того же года вулкан изучался в рейсе НИС “Томас Вашингтон” [Stern, Bibee, 1980; Stern et al., 1989].

В результате работ, выполненных в рейсах НИС “Вулканолог”, был выделен подводный вулканический массив субмеридионального простирания, протягивающийся на 35 км, в пределах которого находятся три постройки.

Центральная гора – собственно активный подводный вулкан Эсмеральда. Превышение подводного вулкана над дном Филиппинского моря – 2500 м. Диаметр основания по изобате 1500 м равен 22 км. На вершине вулкана расположен четко выраженный кратер [Горшков

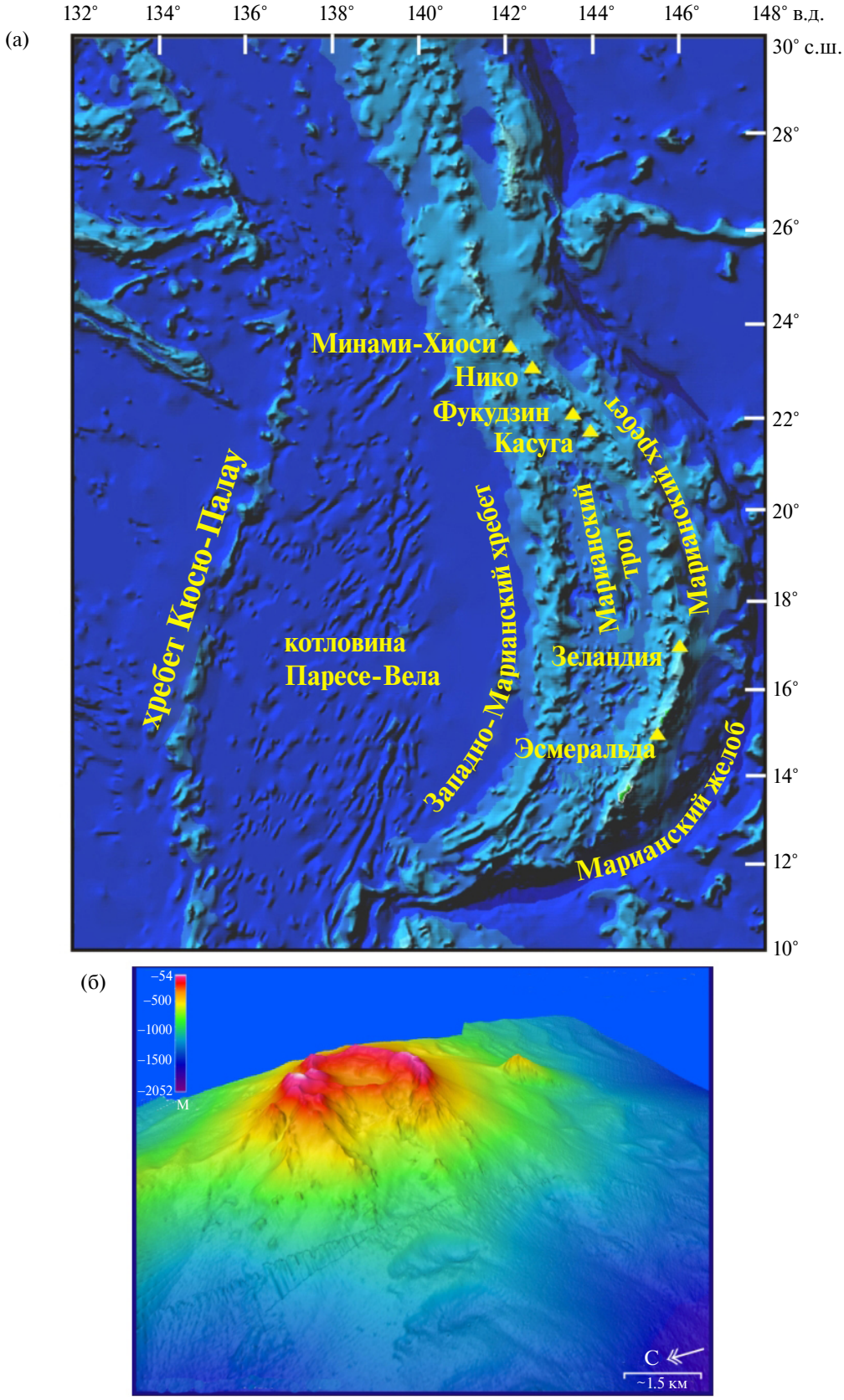

Рис. 1. Подводные вулканы Марианской островной дуги (а) и 3D-изображение (б) подводного вулкана Эсмеральда (https://www.oceanexplorer.noaa.gov/explorations/06fire/background/marianaarc/media/slideshow/slideshow.html#).

и др., 1980], открытый в западном направлении. Верхняя кромка кратера расположена на глубинах 100–50 м.

В пределах подводного вулканического массива Эсмеральда были опробованы различные типы магматических горных пород [Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980; Рашидов и др., 2024а, 2024б; Stern, Bibee, 1980; Stern et al., 1989]. Порфировые базальты и андезибазальты слагают постройку центрального конуса, потоки афировых базальтов, как правило, тяготеют к молодым конусам. Габбро были драгированы в привершинной части и в стенках кратера вулкана Эсмеральда, а также на южной вулканической постройке.

Несмотря на длительную историю изучения подводного вулкана Эсмеральда [Ананьев и др., 2024 и цитируемая там литература], сведения о вещественном составе слагающих его магматических пород достаточно ограничены. Настоящая работа, посвященная изучению состава габбро, представляющего компонент океанической коры, частично восполняет этот пробел.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Химический состав габбро был исследован в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (Москва). Главные элементы были определены методом РФА на рентгено-флюоресцентном спектрометре S4 Pioneer (аналитики Б.В. Ермолаев и М.В. Рудченко). Определение потерь при прокаливании (п.п.п.) проводилось весовым методом. Концентрации микроэлементов были исследованы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ICP-6500 (аналитик О.И. Окина) по методике [Fedyunina et al., 2012]. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе “Camebax” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН с установленным энергодисперсионным спектрометром INCA, с площадью кристалла 80 мм^2 по методике, описанной в работе [Ананьев и др., 2024].

Минералогическая характеристика габбро

Габбро представлены полнокристаллической породой разной степени зернистости, состоящей из плагиоклаза, орто-, клинопироксена, оливина и магнетита, реже встречается ильменит [Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980]. В оливин-содержащих габбро оливин представлен гиалосидеритом (50–65 мол. % Fo). Клинопироксен (рис. 2а) встречается в виде вкрапленников таблитчатой формы, размером до 1.5–2.0 мм, по составу отвечающему авгиту ($Wo_{37-45}En_{30-43}Fs_{17-34}$). Ортопироксен представлен практически чистым гиперстеном ($Wo_{1-5}En_{40-72}Fs_{30-65}$) с весьма незначительными примесями алюминия и титана, повышенными содержаниями до 1.5% MnO и 1–1.5% CaO.

На рис. 2б, 2в показаны соотношения магнезиальности с содержанием Al_2O_3 в орто- и клинопироксенах, иллюстрирующие как фракционированную природу габбро подводного вулкана Эсмеральда, так и отличие состава их пироксенов от таковых среди известных находок габбро в южной части Марианской островодужной системы.

Плагиоклаз образует крупные, часто >1 мм, кристаллы с An_{80} в центре и до An_{30} на краевой кайме (см. рис. 2г). Характерно повышенное содержание железа, до 1% Fe_2O_3. Магнетит часто без титана или с его незначительным количеством. В безоливиновых габбро отмечается ильменит.

Петрогеохимическая характеристика

Химический состав габброидов подводного вулкана Эсмеральда представлен в табл. 1 и на рис. 3, 4. На рисунках также показаны опубликованные данные по составу базальтов вулкана; там же для сравнения показаны составы габбро южной части Марианской островодужной системы. Для габбро подводного вулкана Эсмеральда характерны содержания SiO_2 = 47.7–54.4 мас. %. По соотношению ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 (см. рис. 3) габбро являются субщелочными, с низкими K_2O/Na_2O отношениями (0.12–0.32). По соотношению SiO_2–FeO*/MgO габбро принадлежат толеитовой серии. Концентрации титана (TiO_2 = 0.8–1.8 мас. %) варьируют от низко- к умеренно высоким значениям при низких содержаниях фосфора (P_2O_5 = 0.03–0.19 мас. %). Коэффициент глиноземистости (al` = Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO), мас. %) изменяется в диапазоне от 0.8–1.2. Изученные образцы габбро являются сильно дифференцированными

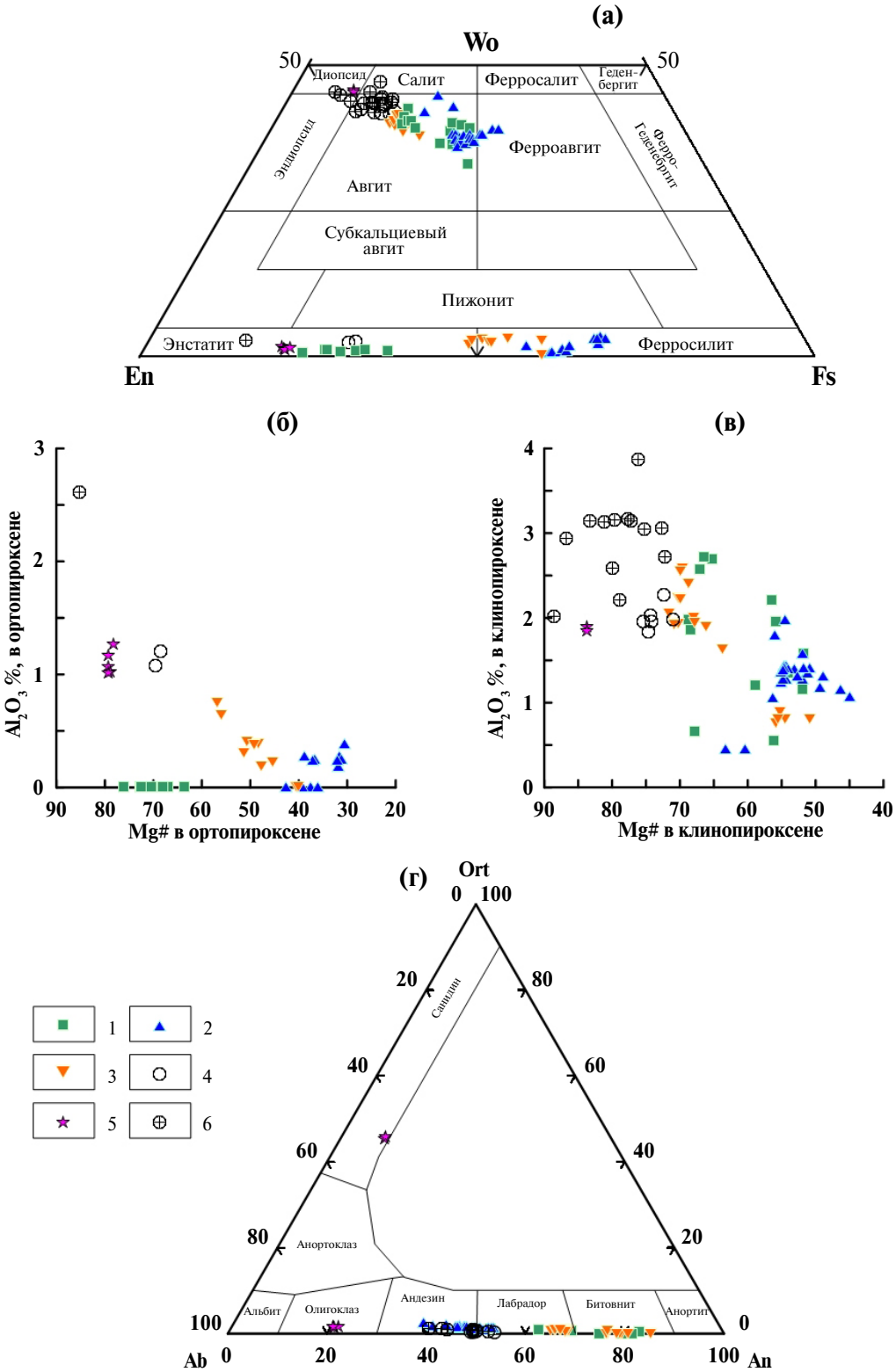

Рис. 2. Состав пироксенов (а–в) и плагиоклазов (г) в габбро подводного вулкана Эсмеральда.
1–3 – вулкан Эсмеральда, образцы: 1 – B4-7/3, 2 – B5-6-85, 3 – B5-6-90; 4–6 – габбро: 4 – Марианский трог [Ohara et al., 2002], 5 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021], 6 – Паресе-Вела бассейн [Ohara et al., 2003].
а – классификационная диаграмма пироксенов в координатах энстатит (*En*) – волластанит (*Wo*) – ферросилит (*Fs*), по [Poldervaart, Hess, 1951]; б, в – соотношение глинозема и магнезиальности в орто- (б) и клинопироксенах (в) габбро; г – классификационная диаграмма состава плагиоклазов.

Таблица 1. Химический состав габбро подводного вулкана Эсмеральда

Компоненты	В4-3/2	В-4-3/20	В4-7/3	В4-7/3а	В4-7/7	В4-7/10	В4-7/12	В5-6-85
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.38	52.52	51.66	52.14	52.35	52.58	51.88	54.42
TiO_2	1.05	1.37	1.11	1.08	1.19	1.26	1.17	1.76
Al_2O_3	16.62	13.72	17.09	17.12	16.51	16.08	17.17	13.81
$Fe_2O_3^*$	11.57	14.07	12.45	12.32	13.36	11.32	12.57	13.74
MnO	0.20	0.27	0.24	0.25	0.23	0.19	0.25	0.30
MgO	2.63	4.02	2.88	2.45	2.55	2.73	2.54	2.75
CaO	10.34	9.61	10.63	10.60	9.98	9.28	10.45	8.03
Na_2O	2.95	3.15	2.91	2.98	3.05	4.75	2.97	3.69
K_2O	0.76	0.90	0.74	0.76	0.38	0.68	0.72	1.14
P_2O_5	0.15	0.14	0.13	0.14	0.14	0.03	0.13	0.19
П.п.п.	0.18	0.35	0.10	0.10	0.35	0.50	0.10	0.10
Сумма	99.83	100.12	99.94	99.94	100.10	99.40	99.94	99.94
Cr	11.6	11.3	10.4	6.6	7.8	14.7	8.3	0.9
Ni	13.8	8.8	11.6	10.0	8.5	9.7	10.6	1.0
Co	28.7	34.5	33.1	32.8	30.8	97.2	34.9	27.7
Sc	30.8	38.8	32.9	33.3	33.0	35.8	34.4	43.1
V	392	451	449	434	435	205	473	244
Cs	0.29	0.40	0.21	0.26	0.30	0.15	0.20	0.44
Rb	14.04	15.63	13.56	13.64	8.75	4.40	12.98	17.61
Ba	195.2	233.4	196.3	377.4	210.1	104.1	184.1	293.1
Sr	389.2	332.1	394.8	387.5	368.1	329.6	375.7	312.5
U	0.35	0.57	0.31	0.31	0.43	0.31	0.30	0.49
Th	0.92	1.08	0.71	0.84	0.94	0.92	0.74	1.12
Pb	0.79	2.12	2.21	2.41	3.02	11.14	1.36	2.35
Ta	0.100	0.244	0.106	0.277	0.100	0.100	0.313	0.277
Nb	1.57	1.75	1.87	1.50	1.52	2.68	1.63	2.66
Hf	1.81	2.24	1.64	1.64	1.96	2.25	1.54	2.63
Zr	69.8	83.7	58.1	58.3	72.2	81.3	55.6	93.3
Y	22.7	28.1	19.9	21.7	23.1	31.2	20.0	32.0
La	7.45	8.75	6.46	7.02	7.39	6.43	6.35	9.59
Ce	16.23	19.41	14.63	15.54	17.43	16.85	14.00	22.78
Pr	2.59	3.04	2.26	2.47	2.62	3.18	2.23	3.59
Nd	11.38	13.53	10.24	11.16	11.69	16.24	10.10	16.13
Sm	3.38	4.12	3.00	3.31	3.55	5.27	2.98	4.73
Eu	1.10	1.34	1.07	1.14	1.23	1.45	1.06	1.56
Gd	3.85	4.59	3.59	3.78	4.06	5.91	3.45	5.51
Tb	0.61	0.79	0.56	0.60	0.66	0.94	0.56	0.89
Dy	3.91	5.02	3.60	3.83	4.15	5.68	3.59	5.91
Ho	0.82	1.02	0.74	0.83	0.88	1.17	0.76	1.26
Er	2.36	2.98	2.11	2.33	2.58	3.30	2.18	3.65
Tm	0.35	0.45	0.31	0.35	0.38	0.48	0.32	0.54
Yb	2.25	2.83	2.07	2.28	2.46	3.07	2.08	3.39
Lu	0.33	0.43	0.31	0.34	0.38	0.47	0.31	0.54

Таблица 1. Окончание

Компоненты	B5-6-90	B-4-3/8	B4-3/г
	9	10	11
SiO_2	47.65		
TiO_2	1.13		
Al_2O_3	15.94		
$Fe_2O_3^*$	12.90		
MnO	0.42		
MgO	3.70		
CaO	12.94		
Na_2O	2.57		
K_2O	0.49		
P_2O_5	0.11		
П.п.п.	1.95		
Сумма	99.80		
Cr	15.0	18.0	2.3
Ni	18.0	5.6	2.2
Co	36.0	7.6	24.4
Sc	36.2	12.2	29.7
V	578	87	177
Cs	0.20	1.20	0.15
Rb	8.42	37.53	19.51
Ba	153.3	387.4	392.6
Sr	444.0	338.4	322.3
U	0.29	1.16	0.74
Th	0.59	1.99	1.86
Pb	2.09	9.05	2.17
Ta	0.277	0.149	0.273
Nb	1.12	2.20	2.89
Hf	1.29	3.04	3.58
Zr	44.6	114.4	134.6
Y	17.1	17.4	43.1
La	5.55	9.58	15.18
Ce	12.14	21.07	33.86
Pr	1.95	2.66	5.20
Nd	8.88	11.72	23.41
Sm	2.58	2.79	7.08
Eu	0.91	0.79	1.94
Gd	2.90	2.82	7.66
Tb	0.48	0.45	1.22
Dy	3.05	2.85	7.57
Ho	0.65	0.62	1.62
Er	1.82	1.84	4.59
Tm	0.27	0.29	0.67
Yb	1.75	2.09	4.30
Lu	0.26	0.33	0.65

Примечание. * – все железо в форме Fe_2O_3.

породами. Для них характерны низкая магнезиальность (Mg# = MgO/(MgO + FeO*), мол. %), равная 30–39, высокое содержание железа (FeO* = 10.3–13.3 мас. %) при содержании оксида магния 2.45–4.00 мас. % и крайне низкие концентрации хрома (1–25 г/т) и никеля (1–18 г/т). Концентрации кобальта (24–97 г/т), ванадия (180–580 г/т) и скандия (30–43 г/т) обычны для надсубдукционных магматических пород. Исключение составляет один образец габбро (B5-6-82, [Ананьев и др., 2024]), отличающийся повышенной магнезиальностью (Mg# = 67 мол. %) и более низкими содержаниями железа.

Закономерности вариаций состава главных элементов в габбро вулкана Эсмеральда отражены на петрохимических диаграммах, где в качестве индекса дифференциации использована магнезиальность пород (см. рис. 4). Как видно из диаграмм, в диапазоне магнезиальности 39–30 мол. %, с падением значений лишь незначительно возрастают содержания TiO_2, FeO*. В тоже время, распределение главных элементов показывает сходство состава габбро и оливин-клинопироксеновых (низкомагнезиальных) базальтов подводного вулкана Эсмеральда с одной стороны, с другой – демонстрирует резкое отличие их состава как от габброидов преддугового рифта юго-западной части Марианской островодужной системы [Reagan et al., 2013; Ribeiro et al., 2013] и Западно-Марианского бассейна [Dietrich et al., 1978], а также от габбро котловины Сикоку [Akizawa et al., 2021].

Вариации некогерентных элементов в габбро показаны на спайдерграммах (рис. 5), нормированных к среднему составу N-MORB (Ci/CN-MORB), редкоземельных и гафния – к хондриту (C_i/C_{ch}) [Sun, McDonough, 1989].

Для габбро подводного вулкана Эсмеральда характерны типично островодужные спектры распределения микроэлементов (см. рис. 5а): породы обогащены крупноионными литофильными (LIL-) элементами и легкими редкими землями относительно высокозарядных (HFS-) и тяжелых редкоземельных элементов. Подобные вариации состава отражаются в появлении на спайдерграммах минимумов Nb и Ta при наличии максимумов Pb и Sr. Sr-максимум мог быть связан с присутствием в габбро кумулятивных зерен плагиоклаза.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в габбро отличает низкая степень обогащения

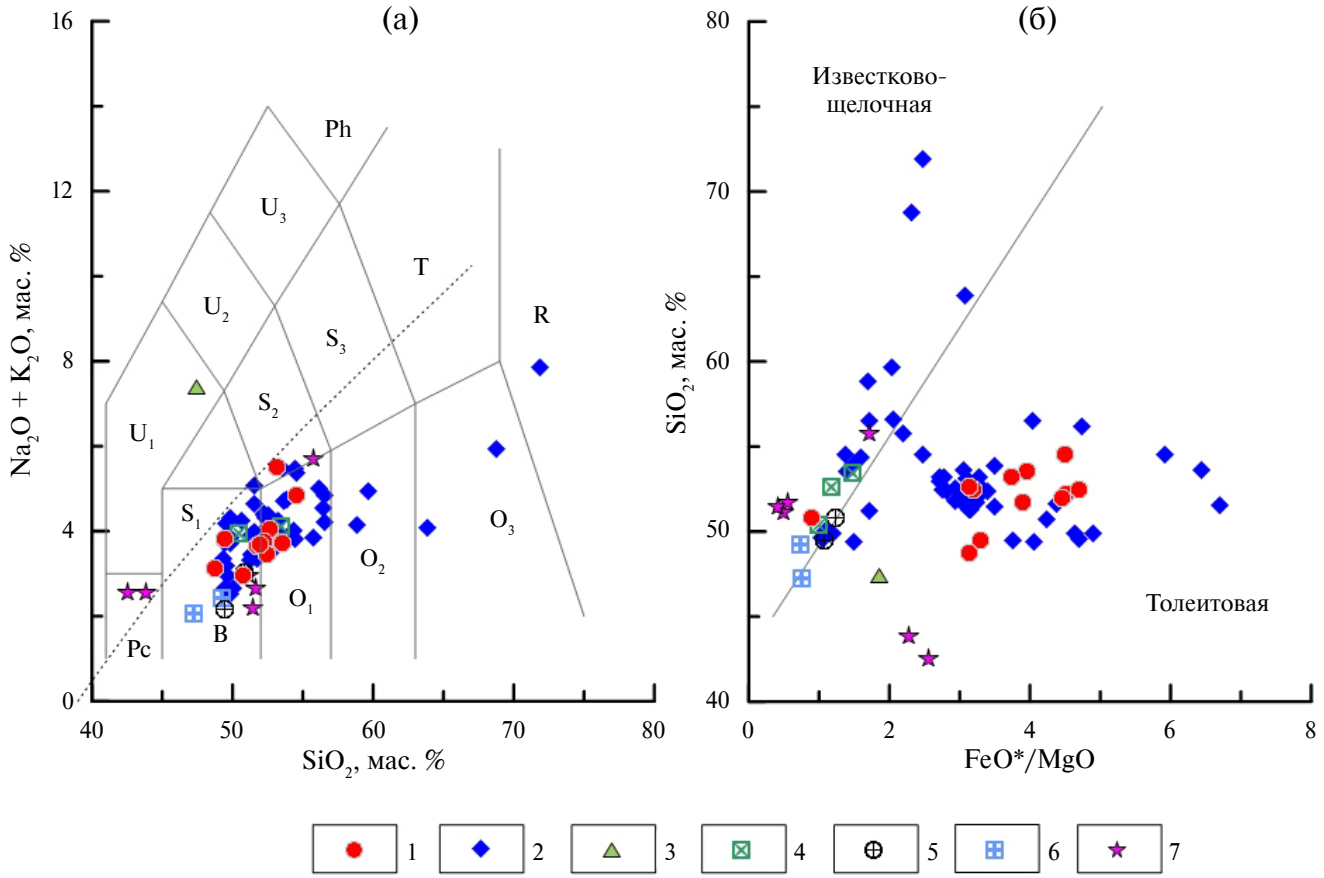

Рис. 3. Классификационные диаграммы для магматических пород подводного вулкана Эсмеральда.
1–3 – вулкан Эсмеральда: 1 – габбро [настоящая работа; Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980], 2 – эффузивные породы нормальной щелочности [Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980; Baker, Eggler, 1987; Dixon, Stern, 1987; Pearce et al., 2005; Stern, Bibee, 1984; Wang et al., 2021], 3 – базанит [Колосков и др., 2020]; 4–7 – габбро южной части Марианской островодужной системы: 4, 5 – Марианский преддуговой бассейн: 4 – по [Ribeiro et al., 2013], 5 – по [Reagan et al., 2013]; 6 – Западно-Марианский бассейн [Dietrich et al., 1978]; 7 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021].
а – SiO_2–Na_2O+K_2O диаграмма [Le Bas et al., 1986]. F – фоидиты, Pc – пикробазальты, B – базальты, O_1 – андезибазальты, O_2 – андезиты, O_3 – дациты, R – риолиты, S_1 – трахибазальты, S_2 – тра¬хиандезибазальты, S_3 – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты, U_1 – базаниты и тефриты, U_2 – фонотефриты, U_3 – тефрифонолиты, Ph – фонолиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород по [Irvine, Baragar, 1971];
б – SiO_2–FeO*/MgO диаграмма. Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серий по [Miyashiro, 1974].

легкими лантаноидами (La_n/Yb_n = 2.0–2.5), отсутствие или слабо выраженный Eu-минимум (Eu/Eu* = 0.8–1.0) (см. рис. 5б). La_n/Sm_n отношение, характеризующее наклон спектра распределения REE в области легких лантаноидов, изменяется в основном от 1.3 до 1.4, реже – габбро характеризуются слабым истощением легкими редкоземельными (LREE) элементами (La_n/Sm_n = 0.78). Характерно присутствие Hf- минимума (Hf/Hf* = 0.61–0.76).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Характер распределения петрогенных (низкие содержания титана) и редких элементов (обогащение LILE относительно HFSE, отчетливые Nb и Ta минимумы и Pb, Sr максимумы) в габбро подводного вулкана Эсмеральда свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке.

Согласно поликомпонентной модели [Elliot, 2003], состав надсубдукционных магм определяется смешением следующих компонентов источника: деплетированной надсубдукционной мантии, субдуционным осадком и измененной океанической корой. Относительный вклад этих компонентов в магмогенезис пород реконструируется, как правило, на соотношении LILE и HFSE элементов.

Роль фракционной кристаллизации

Значительные вариации содержаний главных и микроэлементов при близких концентрациях

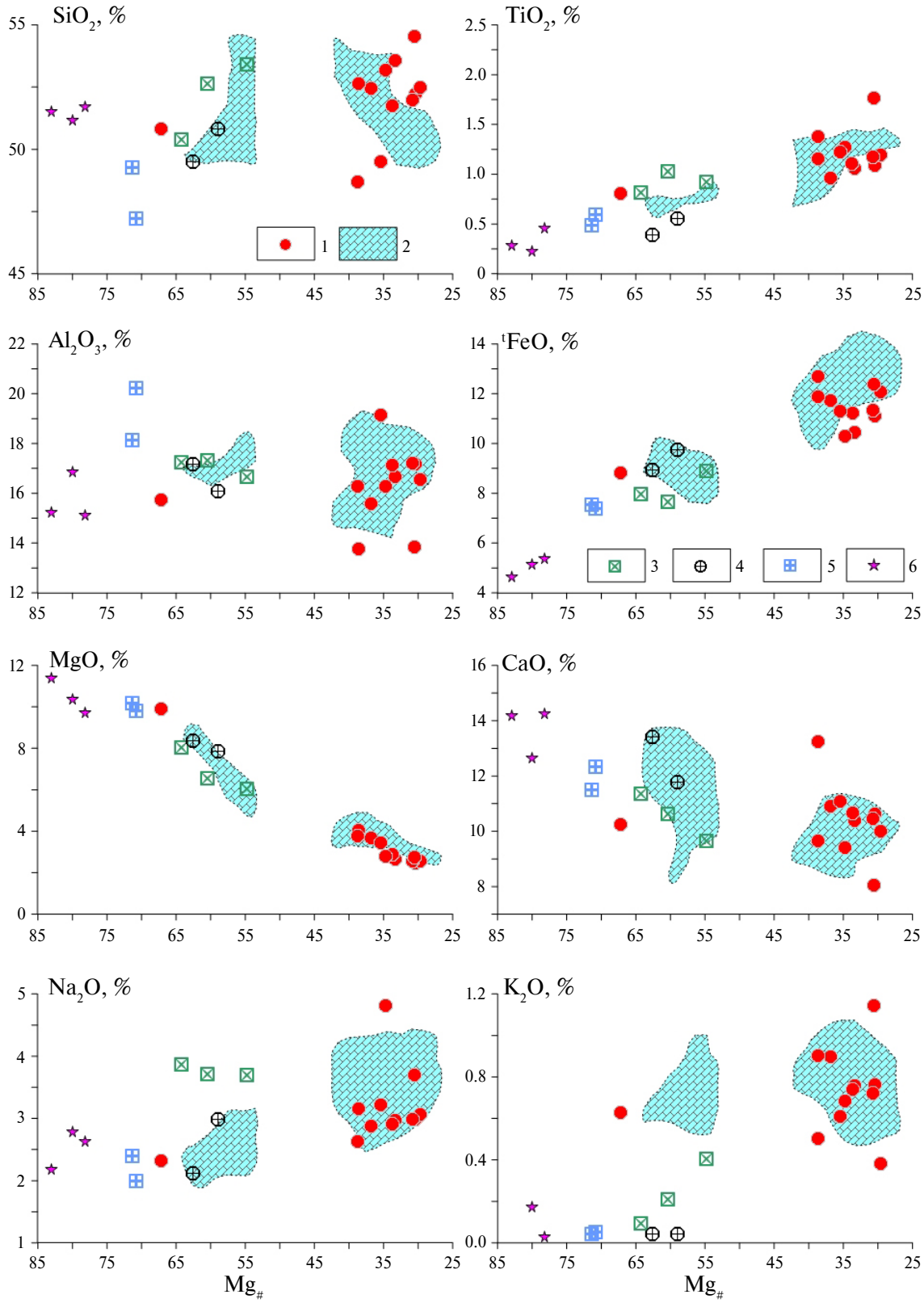

Рис. 4. Соотношение главных элементов от магнезиальности в габбро подводного вулкана Эсмеральда.
1, 2 – вулкан Эсмеральда: 1 – габбро [настоящая работа; Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980], 2 – базальты и андезибазальты [Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980; Baker, Eggler, 1987; Dixon, Stern, 1987; Pearce et al., 2005; Stern, Bibee, 1984; Wang et al., 2021], 3–6 – габбро: 3, 4 – Марианский преддуговой бассейн: 3 – по [Ribeiro et al., 2013], 4 – по [Reagan et al., 2013]; 5 – Западно-Марианский бассейн [Dietrich et al., 1978]; 6 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021].

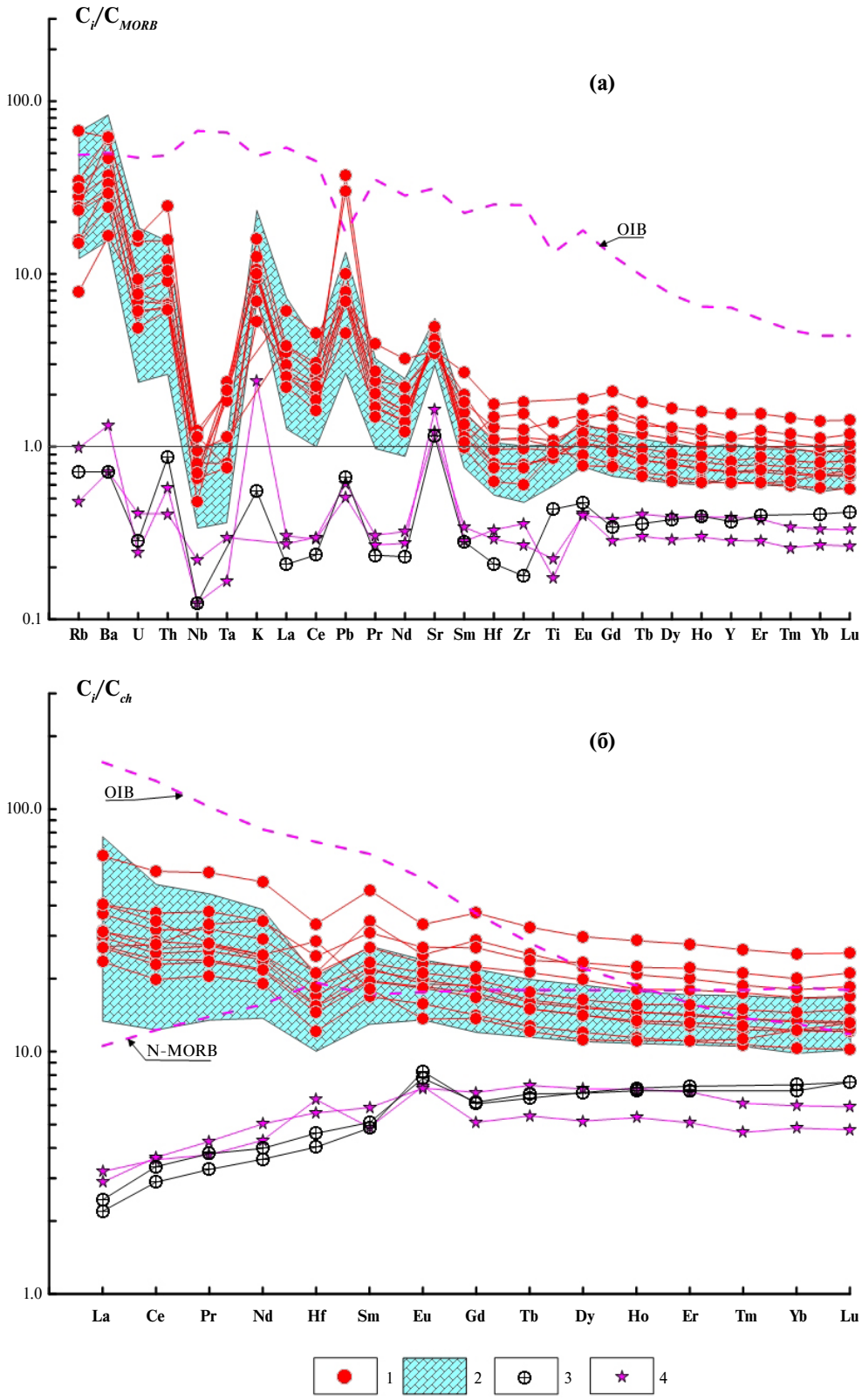

Рис. 5. Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов в габбро подводного вулкана Эсмеральда, нормированных к среднему составу N-MORB ($C_i/C_{N\text{-}MORB}$) и хондрита (C_i/C_{ch}) [Sun, McDonough, 1989].
1 – габбро, 2 – базальты и андезибазальты [Pearce et al., 2005; Wang et al., 2021], 3, 4 – габбро: 3 – Марианский преддуговой бассейн [Reagan et al., 2013], 4 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021]. Пунктиром показан средний состав N-MORB и OIB [Sun, McDonough, 1989].

MgO (2.5–4.0 мас. %, рис. 6) сложно описать простой моделью кристаллизационной дифференциации.

Мантийный источник

При реконструкции состава мантийных источников в зонах, испытавших влияние субдукционных процессов, наиболее информативными являются некогерентные микроэлементы, “консервативные” по отношению к субдукционному водному флюиду. Так, при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y. Как видно из диаграммы Nb/Y–Zr/Y (рис. 7), габбро подводного вулкана Эсмеральда располагаются ниже границы состава пород мантийно-плюмового генезиса, занимая область развития толеитов Срединно-океанических хребтов (N-MORB), в отличие от габбро Западно-Марианского бассейна [Dietrich et al., 1978], южной части Марианского преддугового бассейна [Reagan et al., 2013] и бассейна Шикоку [Akizawa et al., 2021], отличающихся более деплетированным составом.

Принадлежность габбро подводного вулкана Эсмеральда к мафическим ассоциациям, образованных при частичном плавлении истощенной верхней мантии, подтверждается низкими Nb/Yb (0.6–0.9) отношениями, позволяющими оценить природу глубинного источника до его контаминации субдукционной составляющей [Di Vincenzo, Rocchi, 1999], а также подчеркивающими относительно ювенильную природу источника. В то же время, в габбро Западно-Марианского бассейна Nb/Yb отношения составляют 6.6–7.6, отражая существенное присутствие субдукционной компоненты.

Низкие (Gd/Yb)n отношения (<2) для всех габбро подводного вулкана Эсмеральда являются признаком образования базитового расплава на уровне шпинелевой фации в мантии [Bogaard, Wörner, 2003]. Для оценки минерального состава и степени плавления глубинного источника были использованы отношения Lu/Hf относительно La/Sm (рис. 8а) и Sm/Yb относительно La/Yb (см. рис. 8б), как наиболее чувствительные к присутствию шпинели или граната и степени плавления мантийных пород.

Известно (например, [McKenzie, O’Nions, 1991; Wang et al., 2002]), что для состава граната характерны высокие концентрации тяжелых редкоземельных (HREE) элементов относительно легких (LREE). В результате частичного плавления гранатового (Gr-) перидотита значительная часть HREE будет сохраняться в гранате рестита, а мантийные выплавки базитовых расплавов в свою очередь будут обедняться этими элементами. В результате такие расплавы будут иметь высокие отношения Sm/Yb и низкие Lu/Hf. Напротив, частичное плавление шпинелевого (Sp-) перидотита не будет приводить к существенным изменениям отношения Sm/Yb в базитовых расплавах. По соотношению Lu/Hf–La/Sm (см. рис. 8а) габбро приближены к линии плавления Sp-перидотитов, тогда как по соотношениям Sm/Yb–La/Yb (см. рис. 8б) картина более сложная. Все точки рассматриваемых составов располагаются между трендами плавления Sp- и Gr-содержащих перидотитов.

Субдукционные компоненты

Для оценки роли флюида, образованного в результате дегидратации измененных океанических базальтов, или расплава, образованного при плавлении осадков, использовался ряд соотношений микроэлементов (рис. 9).

Важным геохимическим индикатором вклада в генезис островодужных магм расплава, является Th и его соотношения с рядом некогерентных элементов (например, Nb, Pb, Nd), чьи соотношения практически не меняются при процессах плавления или фракционной кристаллизации [Pertermann et al., 2004]. Известно, что Th из-за высоких концентраций в океанических осадках отличается повышенным содержанием в расплаве, образованном при его плавлении [Plank, Langmuir, 1993].

Так, на диаграммах Th/Nb–Ba/Nb и Th/Nd–Pb/Nd (см. рис. 9а, 9б) фигуративные точки габбро подводного вулкана Эсмеральда область повышенных Th/Nb и Th/Nd отношений при пониженных Ba/Nb и Pb/Nd, что свидетельствует об участии в магмогенезисе пород высокотемпературного осадочного субдукционного компонента – расплава [Pearce et al., 2005].

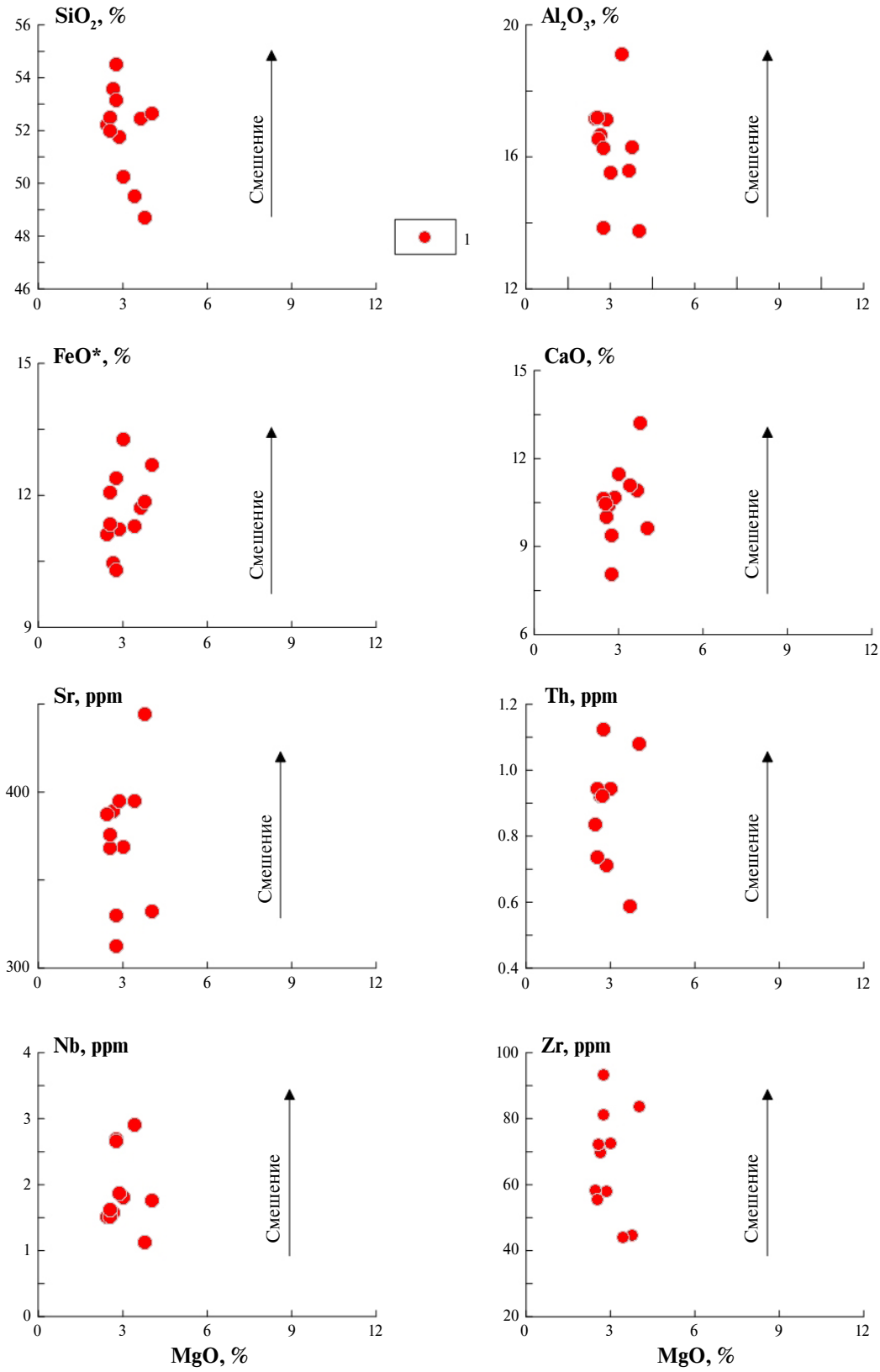

Рис. 6. Вариации содержаний главных (SiO_2, Al_2O_3, FeO*, CaO) и редких (Sr, Th, Nb, Zr) элементов в зависимости от концентрации MgO в габбро подводного вулкана Эсмеральда.
1 – габбро [настоящая работа; Ананьев и др., 2024; Горшков и др., 1980].

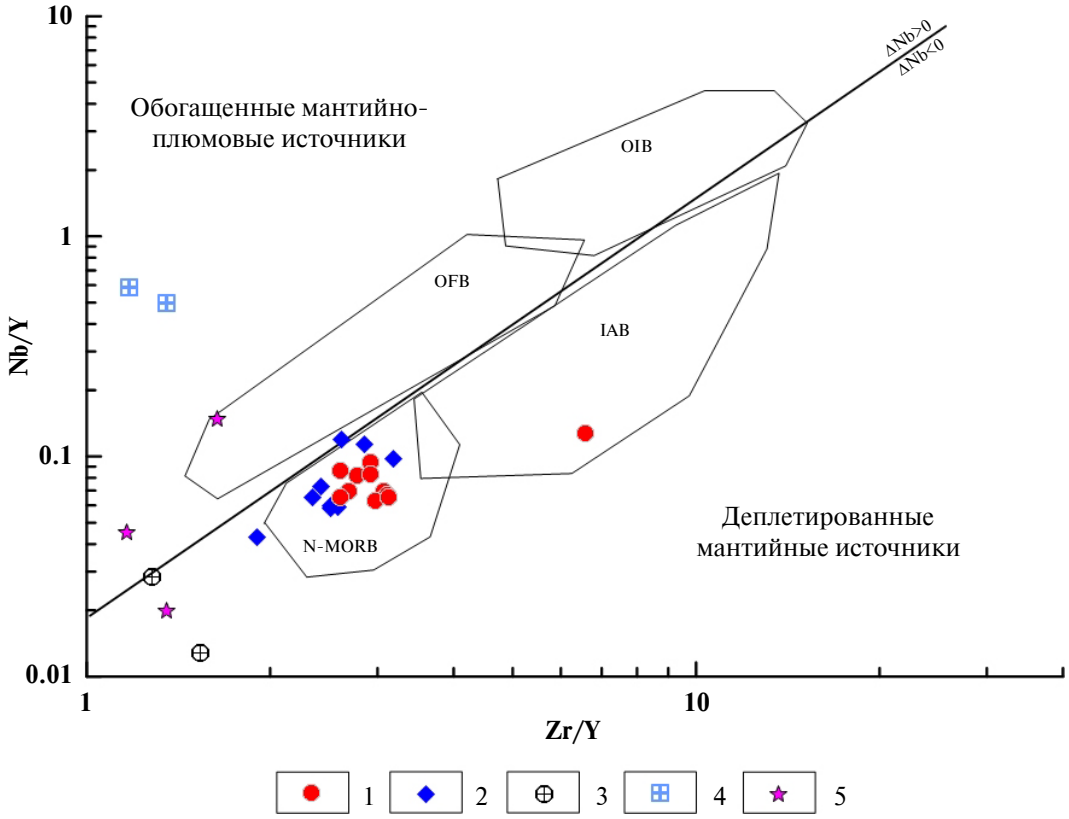

Рис. 7. Дискриминантная диаграмма Nb/Y-Zr/Y для габбро подводного вулкана Эсмеральда.
1, 2 – вулкан Эсмеральда: 1 – габбро, 2 – базальты и андезибазальты [Pearce et al., 2005; Wang et al., 2021]; 3 – Марианский преддуговой бассейн [Reagan et al., 2013]; 4 – Западно-Марианский бассейн [Dietrich et al., 1978]; 5 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021]. Разделение базальтоидов, имеющих мантийно-плюмовые характеристики согласно уравнению регрессии: log(Nb/Y) = 1.92 × × log(Zr/Y) − 1.74 [Condie, 2005]. Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты используется параметр ΔNb, определяемый как: ΔNb = log (Nb/Y) + 1.74 – 1.92 × log (Zr/Y), при котором значения ΔNb >0 соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а ΔNb <0 – базальтам, генерированным при частичном плавлении истощенной верхней мантии. Поля составов разных типов базальтов – по [Condie, 2005]: N-MORB – толеиты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

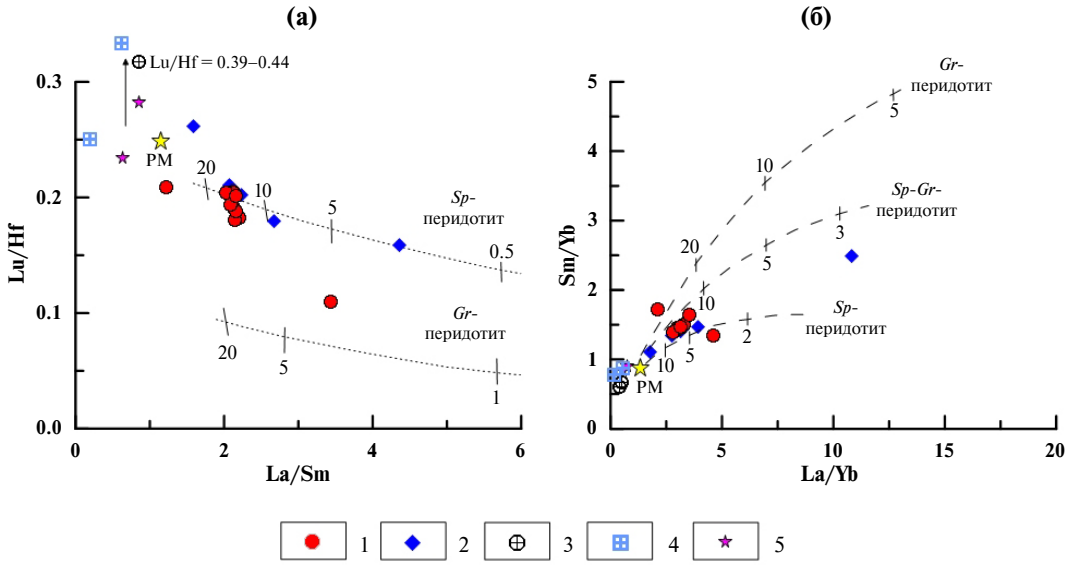

Рис. 8. Диаграммы Lu/Hf–La/Sm (а) и Sm/Yb–La/Sm (б) для габбро подводного вулкана Эсмеральда.
Условные обозначения см. рис. 7.
Тренды плавления Sp-Gr перидотитов: а – по [Regelous et al., 2003], б – по [Liu et al., 2014].

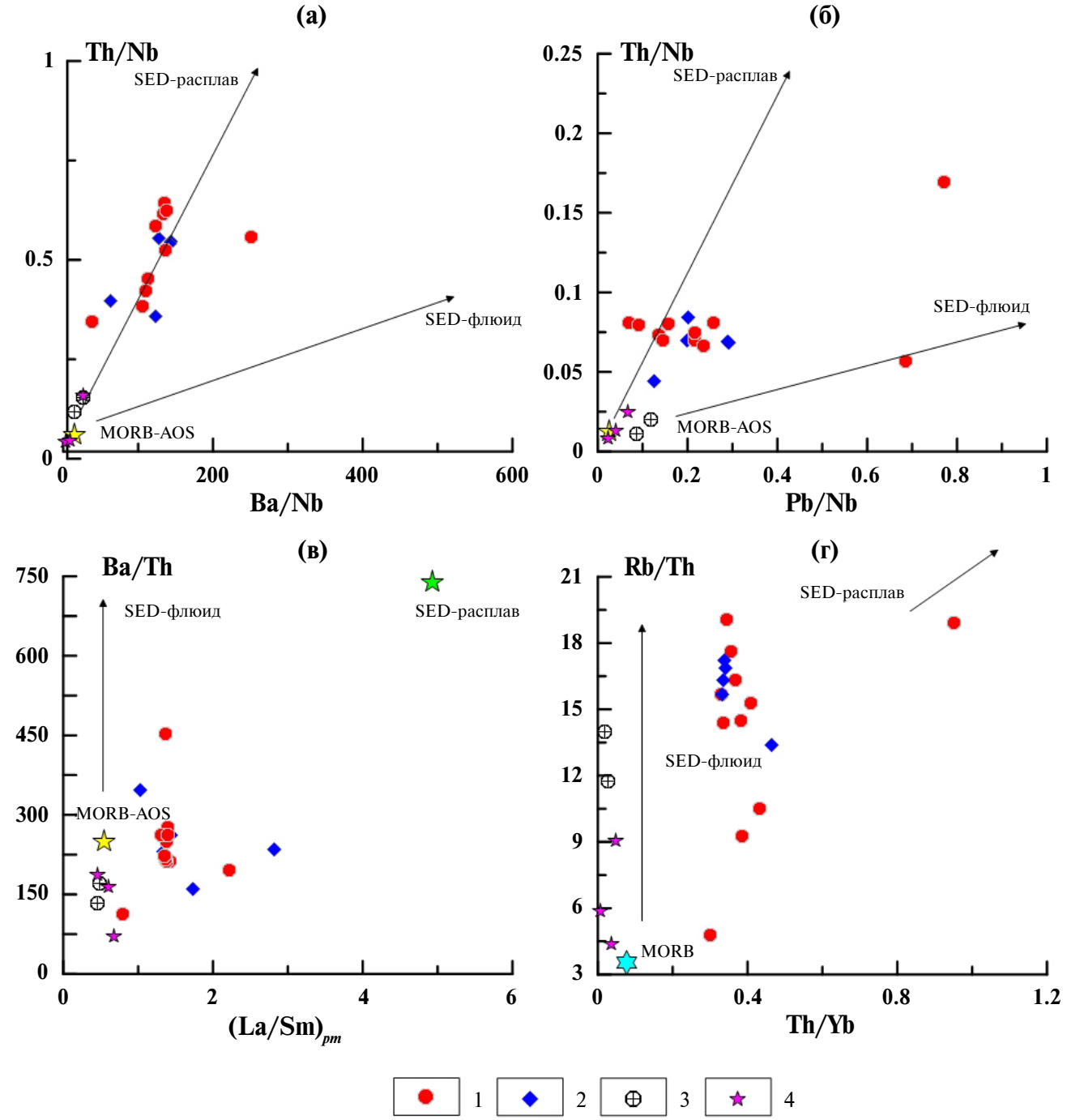

Рис. 9. Вариации Th/Nb–Ba/Nb (а), Th/Nd–Pb/Nd (б), Ba/Th–$(La/Sm)_{pm}$ (в), Rb/Th–Th/Yb (г) для габбро подводного вулкана Эсмеральда.
1, 2 – вулкан Эсмеральда: 1 – габбро, 2 – базальты и андезибазальты [Pearce et al., 2005; Wang et al., 2021]; 3 – Марианский преддуговой бассейн [Reagan et al., 2013]; 4 – бассейн Сикоку [Akizawa et al., 2021].
Линии смешения низкотемпературного флюида (SED-флюид) или расплава (SED-расплав) с измененной океанической корой (MORB-AOS), по [Ribeiro et al., 2013; Tamura et al., 2013; Zamboni et al., 2016]. MORB-AOS – средний состав измененных базальтов северо-западной части Тихого океана, по [Duggen et al., 2007]. Состав флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC fluid) и осадка (SED fluid), расплава, связанного с плавлением осадка (SED melt), по [Ishizuka et al., 2006; Turner, Langmuir, 2024].

Также геохимическим индикатором влияния высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава) на происхождение габбро является и отрицательная Hf-аномалия на нормализованных к хондриту диаграммах распределения редкоземельных элементов

и гафния (см. рис. 5а). Nd, Hf и Sm, имеющие близкие валовые коэффициенты распределения по отношению в типичной реститовой минеральной ассоциации перидотитовой мантии (DNd = 0.010, DHf = 0.015, DSm = 0.018), не фракционируют между собой при плавлении мантии OIB или MORB типов, но ведут по-разному в присутствии субдукционного компонента, например водного флюида (отсутствие или слабый Hf/Hf* – максимум) или расплава (Hf/Hf* – минимум) [Pearce et al., 1999].

С другой стороны, индикаторами низкотемпературного флюидного субдукционного компонента в настоящее время считаются Ba, Rb, Cs, а также отношения этих элементов к высокозарядным элементам и лантаноидам [Jhonson, Plank, 1999]. Большие по размерам ионы предпочтительнее фракционируются во флюид по сравнению с имеющими сходные валовые коэффициенты распределения, небольшими высокозарядными катионами.

На диаграммах Ba/Th–$(La/Sm)_n$ и Rb/Th–Th/Yb (см. рис. 9в, 9г) габбро с высокими Ba/Th и Rb/Th и низкими $(La/Sm)_{pm}$ и Th/Yb отношениями формируют субвертикальный тренд, свидетельствующий об участии в магмогенезисе не только высокотемпературного осадочного расплава, но и о существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

ВЫВОДЫ

Изучение петролого-минералогических и геохимических особенностей образцов габбро, драгированных в 4-м и 5-м рейсах НИС “Вулканолог” в 1978 г. с постройки подводного вулкана Эсмеральда, позволяет сделать следующие выводы.

1. Габбро подводного вулкана Эсмеральда, относящиеся к толеитовой серии, представляют собой сильно фракционированные породы, в отличие от драгированных габброидов в котловинах южной части Марианской островодужной системы [Akizawa et al., 2021; Dietrich et al., 1978; Ohara et al., 2003; Reagan et al., 2013; Ribeiro et al., 2013].

Для габбро характерны повышенные содержания железа. Повышенная железистость пород подтверждается высокими содержаниями железа в пироксенах и плагиоклазах, что позволяет отнести основную часть драгированных габбро к ассоциации островодужных железистых толеитов.

2. Низкие концентрации высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов относительно состава MORB, предполагают формирование первичных расплавов из источника обедненной мантии.

3. Обогащение габбро крупноионными литофильными элементами свидетельствует об участии в магмогенезисе не только высокотемпературного осадочного расплава, но и о существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены за счет госубсидий по темам № 0135-2019-0078 (Геологический институт РАН), № 124031400017-5 (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) и некоторые особенности слагающих его горных пород // Вулканология и сейсмология. 2024. № 1. С. 56–75.
https://doi.org/10.31857/S0203030624010058

Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.

Колосков А.В., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Первая находка шпинель-лерцолитового ксенолита “неофиолитового типа” в задуговом бассейне Марианской островодужной системы // Океанология. 2020. № 4. С. 629–647.
https://doi.org/10.31857/S0030157420040139

Рашидов В.А., Петрова В.В., Ананьев В.В., Горькова Н.В. Первые сведения о редкоземельной минерализации в породах вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2024а. № 1. Вып. № 61. С. 28–41.
https://doi.org/10.31431/1816-5524-2024-1-61-28-41

Рашидов В.А., Петрова В.В., Ананьев В.В., Горькова Н.В. Необычная минерализация в андезибазальте подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Литология и полез. ископаемые. 2024б. № 4. С. 462–468.
https://doi.org/10.31857/S0024497X24040051

Akizawa N., Ohara Y., Okino K. et al. Geochemical characteristics of backarc basin lower crust and upper mantle at final spreading stage of Shikoku Basin: an example of Mado Megamullion // Progress in Earth and Planetary Science. 2021. V. 8. № 65. 34 p.
https://doi.org/10.1186/s40645-021-00454-3

Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from I atm to 8 kbar: Application to the Aleutian volcanic center of Atka // American Mineralogist. 1987. V. 72. № 1–2. P. 12–28.

Bogaard P.J.F., Wörner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // Journal of Petrology. 2003. V. 44. Iss. 3. P. 569–602.
https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.569

Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. Iss. 3–4. P. 491–504.

Dixon T.H., Stern R.J. Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana Arc // Geological Society of America Bull. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.

Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rearc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. Iss. 2. P. 452–480.

Dietrich V., Emmermann R., Oberhansli R., Puchelt H. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana basin and Mariana trench // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. Iss. 1. P. 127–144.

Di Vincenzo G., Rocchi S. Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 137. P. 15–35.

Elliott T. Tracers of the Slab // Inside the Subduction Factory. Geophysical Monograph Series. 2003. № 138. P. 23–45.

Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A. et al. Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the Rare Earth Elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // Analytica Chimica Acta. 2012. V. 713. P. 97–102.

Hess H.H. Major structural features of the western North Pacific an interpretation of H.O. 5484, batimetric chart, Korea to New Guinea // Geological Society of America Bull. 1948. V. 59. № 5. P. 417–446.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. № 5. P. 523–548.

Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A. et al. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space – Constraints from high-precision Pb isotopes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 156. Iss. 3–4. P. 266–290.

Johnson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2000. V. 1. Iss. 12.
https://doi.org/10.1029/999GC000014

Liu B., Ma C.Q., Zhang J.Ya. et al. ^{40}Ar–^{39}Ar age and geochemistry of subduction-related mafic dikes in northern Tibet, China: petrogenesis and tectonic implications // International Geology Rev. 2014. V. 56. Iss. 1. P. 57–73.
https://doi.org/10.1080/00206814.2013.818804

McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations // Journal of Petrology. 1991. V. 32. Iss. 5. P. 1021–1091.

Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // American Journal of Sciences. 1974. V. 274. P. 321–355.

Ohara Y., Stern R.J., Ishii T. et al. Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active backarc basin // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 1–18.

Ohara Y., Fujioka K., Ishii T. et al. Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2003. V. 4. Iss. 7.
https://doi.org/10.1029/2002GC000469

Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arcbasin systems // Journal of Petrology. 1999. V. 40. Iss. 11. P. 1579–1611.
https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1579

Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H. et al. Geochemical mapping of the Mariana arcbasin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2005. V. 6. № 7.
https://doi.org/10.1029/2004GC000895

Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K. et al. Experimental determination of trace element partitioning

between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // Geochemistry. Geophysics. Geosystem (G3). 2004. V. 22. https://doi.org/10.1029/2003GC000638

Plank T., Langmuir C.H. Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones // Nature. 1993. V. 362. P. 739–742.

Reagan M.K., McClelland W., Girard G. et al. The geology of the southern Mariana forearc crust: Implications for the scale of Eocene volcanism in the western Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. V. 380. P. 41–51.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology. 2003. V. 44. № 1. P. 113–140.

Ribeiro J.M., Stern R.J., Martinez F. et al. Geodynamic evolution of a forearc rift in the southernmost Mariana Arc // Island Arc. 2013. V. 22. Iss. 4. P. 453–476.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc and its implication for magmagenesis in Island Arcs // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1980. V. 79. P. 465–472.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 159–169.

Stern R.J., Bloomer S.H., Ping-Nan Lin, Smoot N. Chr. Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolites analoque // Tectophysics. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Magmatism in ocean basin / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geological Society (Special Publications), 1989. V. 42. P. 313–345.

Tamura Y., Ishizuka O., Stern R.J. et al. Mission Immiscible: Distinct Subduction Components Generate Two Primary Magmas at Pagan Volcano, Mariana Arc // Journal of Petrology. 2013. V. 55. Iss. 1. P. 63–101.

Turner S.J., Langmuir C.H. An alternative to the igneous crust fluid + sediment melt paradigm for arc lava geochemistry // Science Advances. 2024. V. 10. P. 1–9. https://doi.org/10.1126/sciadv.adg6482

Wang K., Plank T., Walker J.D. et al. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 106. P. ECV 5-1 – ECV 5-21.
https://doi.org/10.1029/2001JB000209

Wang X., Wang Z., Liu Yo. et al. Calcium Stable Isotopes of Tonga and Mariana Arc Lavas: Implications for Slab Fluid-Mediated Carbonate Transfer in Cold Subduction Zones // Journal of Geophys. Res. Solid Earth. 2021. V. 126. e2020JB020207. 19 p.
https://doi.org/10.1029/2020JB020207

Zamboni D., Gazel E., Ryan J.G. et al. Contrasting Sediment Melt and Fluid Signatures for Magma Components in the Aeolian Arc: Implications for Numerical Modeling of Subduction Systems // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2016. V. 17.
https://doi.org/10.1002/2016GC006301

GABBRO OF THE ESMERALDA UNDERWATER VOLCANO (MARIANA ISLAND ARC)

P. I. Fedorov[1], *, V. A. Rashidov[2], **, V. V. Ananyev[2], *

[1]Geological Institute, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia
[2]Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia
**e-mail: pi_fedorov@mail.ru*
***e-mail: rashidva@kscnet.ru*
****e-mail: aversun@yandex.ru*

The mineralogical and petrochemical compositions of gabbro from the Esmeralda underwater volcano, located in the southern part of the Mariana Island Arc, dredged during the 4th and 5th cruises of the research vessel "Vulcanologist", were studied. It has been established that gabbros belonging to the tholeiitic series are highly fractionated rocks, in contrast to the dredged gabbroids in the basins of the southern part of the Mariana Island Arc system. It is shown that gabbro is characterized by elevated iron content. The elevated iron content of rocks is confirmed by high iron content in pyroxenes and plagioclases, which allows us to classify the bulk of dredged gabbro as an association of Island Arc ferruginous tholeiites. Low concentrations of highly charged and heavy rare earth elements relative to the composition of MORB, as well as their interelement ratios, suggest the formation of primary melts from a depleted mantle source. The enrichment of gabbro with large-ion lithophile elements indicates the participation in magmogenesis of not only high-temperature sedimentary melt, but also the significant role of a low-temperature fluid component.

Keywords: gabbro, Esmeralda submarine volcano, Mariana Island Arc, petrological and mineralogical features