

УДК 552.323.5

МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПИИ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА

© 2007 г. Ю. А. Мартынов, Дж. И. Кимура, академик А. И. Ханчук,
А. В. Рыбин, А. А. Чашин, А. Ю. Мартынов

Поступило 05.02.2007 г.

Зоны субдукции океанических плит являются одними из сложнейших тектоно-магматических систем планеты. Относительный вклад трех основных геохимических резервуаров в магмогенезис (надсубдукционный мантийный клин, кора, океаническая литосфера) в значительной степени определяется геодинамическими параметрами субдукционного процесса, включая вектор схождения взаимодействующих плит, угол наклона погружающейся плиты, активность задуговых процессов и трансформных разломов. С учетом этого, решение вопросов, связанных с происхождением и эволюцией первичных расплавов в островных дугах, требует комплексного подхода, важнейшим элементом которого является изучение латеральных изотопно-геохимических вариаций составов магматических пород [10, 11, 13–15 и др.]. В данной работе вопросы продольной и поперечной зональности четвертичных вулканитов Курильской островной дуги рассматриваются на новой основе прецизионных микроэлементных и изотопных (Sr, Nd) анализов, выполненных в Университете Шимане, Матсуге, Япония. Места отбора образцов приведены на рис. 1.

Курильская островодужная система представлена Курило-Камчатским глубоководным желобом, Большой Курильской вулканической грядой и расположенной в тыловой зоне Курильской глубоководной котловиной. Глубоководный желоб выполнен океаническим осадком, который характеризуется механическим смешением 17–80 об. % континентального материала, в среднем 9 об. % органогенного кварца, первых процентов вулканического пепла и следов карбонатного материала [11]. Заложение задуговой Курильской котло-

вины относят к интервалу ранний олигоцен – средний миоцен (32–27 млн. лет) [8], но растяжение могло продолжаться и в позднем миоцене, а активность магматических процессов – вплоть до настоящего времени [8].

Большая Курильская гряда традиционно делится на южное, центральное и северное звенья (рис. 1). По мнению [1] мощность коры, минимальная в районе центральных Курил (8–10 км), возрастает к северу и югу до 20–35 км. Согласно другой точке зрения [2] мощность земной коры в пределах южной (28–33 км), центральной (25–30 км) и северной (32–36 км) зон практически одинакова.

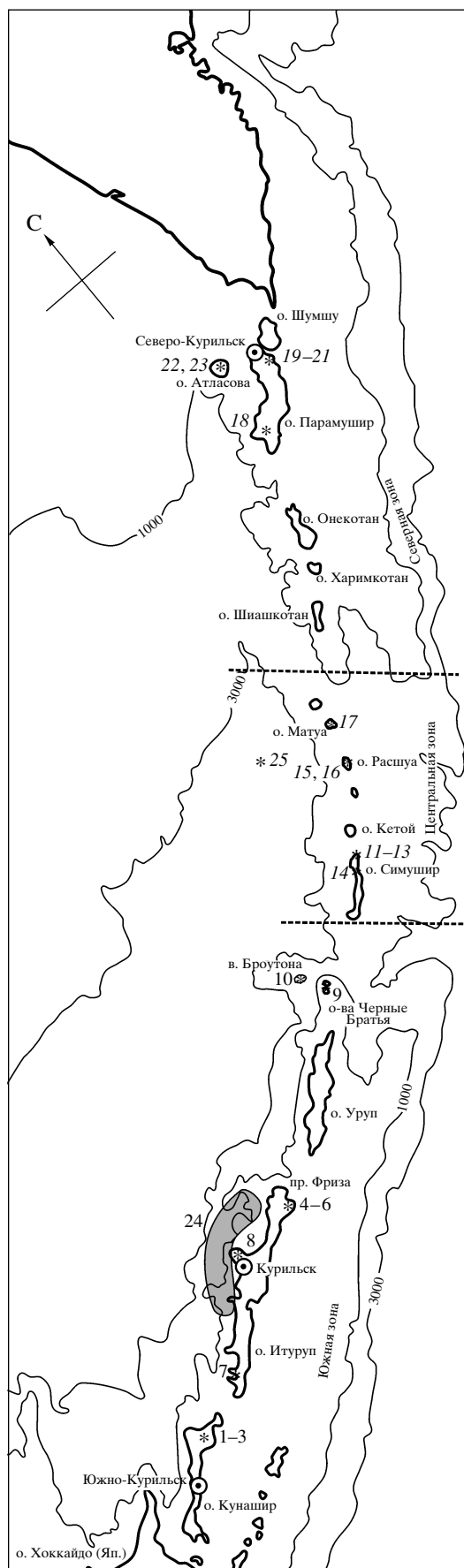
Данные по микроэлементному и особенно изотопному составу четвертичных вулканитов Курильской островной дуги очень ограничены. После пионерской работы Д.З. Журавлева с соавторами [3] новые аналитические данные по изотопии неодима появились лишь для отдельных вулканов Итурупа [9] и прилегающей акватории Курильской глубоководной котловины [8]. Немногочисленны данные и по микроэлементному составу [7, 11, 5]. В силу слабой изученности представления о магмогенезисе существенно различаются. Наиболее детально, на современном аналитическом материале, этот вопрос рассмотрен в [11]. Отмечая линейную корреляцию $\delta^{11}\text{B}$ с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Nb/B, авторы связывали происхождение поперечной геохимической зональности со смешением двух изотопно-гомогенных компонентов – субдукционного флюида и мантийного клина. Учитывая сравнительно высокие значения Nb/B отношения в двух образцах тыловодужных вулканитов (центральное и южное звено), можно предположить также возможность частичного вклада в магмогенезис свежего мантийного материала.

Важная роль флюидной фазы в происхождении магматических пород фронтальной зоны отмечалась и другими авторами [3, 1, 4, 9]. Одновременно с этим некоторые исследователи [4, 9] предполагали прогрессивное изменение состава магматического источника по направлению к тылу островной дуги.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской Академии
наук, Владивосток

Shimane University, MatSue, Japan

Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской Академии
наук, Южно-Сахалинск



Слабую продольную геохимическую зональность вулканитов Курильской островной дуги Т. Ишикава и Ф. Терра [11] рассматривали как результат небольшого различия литологии субдуцирующего осадка на северном и южном ее отрезках. В [4] акцент делался на локализацию ее в местах стыка разноориентированных флангов дуги на севере (Парамушир) и в центральной части (о. Симушир) лав повышенной калиевой щелочности.

Полученные нами результаты значительно дополняют имеющуюся геохимическую информацию. Базальты и андезиты современных вулканов Курильской островной дуги на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ формируют сравнительно компактное поле (рис. 2). Вулканиты тыловой зоны достаточно однородны по изотопному составу и совместно с породами подводных вулканов Курильской глубоководной котловины располагаются в поле базальтов MORB Индийского океана. Исключением являются только два образца, близкие по изотопным характеристикам к лавам фронтальной зоны. Первый (КУ-08) отобран в основании вулкана Богдан Хмельницкий (о. Итуруп), второй (КУ-34/72) – в привершинной части влк. Алайд (о. Алайд). Последний образец интересен тем, что характеризует краевую зону современного, еще не застывшего лавового потока.

Базальты и андезиты фронтальной зоны располагаются в поле камчатских лав и отличаются от тыловодужных аналогов устойчиво более высоким содержанием радиогенного Sr и часто Nd (рис. 2). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения практически не меняются по простиранию дуги, незакономерно варьируя (0.703145–0.703297) вблизи рассчитанных составов (0.70326–0.7033) субдукционного флюида Курильско-океанской системы [11]. Исключение составляют два анализа базальтов центральной зоны (КУ-10/84 и КУ-11/84) с более высоким содержанием радиогенного Sr (табл. 1, рис. 2).

В отличие от $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ существенно варьирует в породах вулканического фронта (рис. 2, табл. 1). Более низкие значения характерны для лав крупных и малых островов южной (Кунашир, Итуруп, Черные Братья) и северной (Парамушир, Атласово) зон, высокие – для о. Симушира и малых островов центральной

Рис. 1. Карта Большой Курильской гряды. Цифрами на карте показаны опробованные вулканы: 1–3 – влк. Тятя, 4–6 – влк. Меньшой Брат и Кудрявый, 7 – влк. Львиная Пасть, 8 – влк. Богдана Хмельницкого, 9 – влк. Брат Чирпоев, 10 – влк. Броутон, 11–13 – влк. Уратман, 14 – влк. Прево, 15, 16 – влк. Расшуа, 17 – влк. Сарычева, 18 – влк. Чикурачки, 19–21 – влк. Эбеко, 22, 23 – влк. Алайд, 24 – поле небольших подводных вулканов в тылу о. Итуруп [9], 25 – подводный вулкан Геофизик [8].

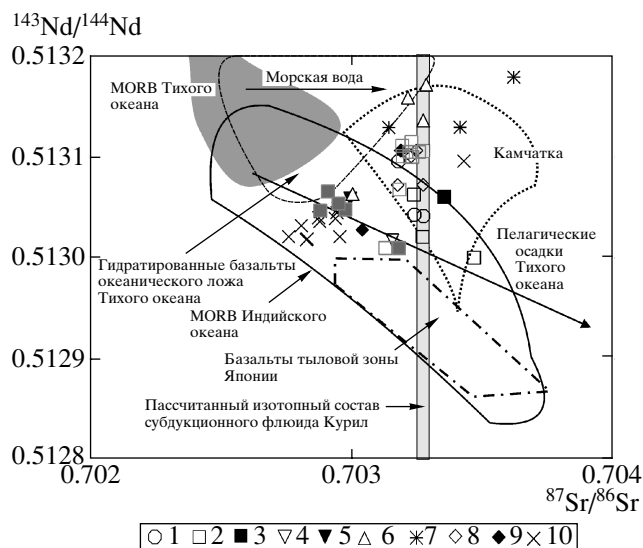


Рис. 2. Изотопные соотношения Sr и Nd в четвертичных лавах южного (1–5), центрального (6, 7) и северного (8, 9) секторов Большой Курильской гряды. Здесь и на рис. 3 и 4: 1 – о. Кунашир; 2, 3 – о. Итуруп, фронтальная (2) и тыловая (3) зоны; 4 – о. Брат Чирпоева; 5 – о. Броутона; 6 – о. Симушир; 7 – о-ва Матуа и Расшуа; 8 – о. Парамушир; 9 – о. Атласова; 10 – подводные вулканы Курильской глубоководной котловины. Символы закрашенные серым цветом – литературные данные [5, 8, 9]. Рассчитанный изотопный состав субдукционного флюида Курил по [11].

зоны. В [3] только два образца из 24 нарушают описанную выше закономерность (40/8-88 – Кунашир, 107/81 – Итуруп).

Особенности распределения изотопов Sr и Nd в четвертичных вулканитах Курильской вулканической дуги во многом близки к таковым северо-восточной Японии [15]. В обоих случаях лавы тыловой зоны достаточно однородны и близки по

изотопным характеристикам к “астеносферным” базальтам задуговых морских бассейнов, лавы вулканического фронта обогащены радиогенным Sr, а содержание радиогенного Nd значительно варьирует вдоль простирания дуги. Результаты геохимического моделирования позволили авторам [15] прийти к заключению о близком составе мантийного источника фронтальных и тыловых лав вулканической дуги Японии, а происхождение поперечной геохимической зональности связать с различной глубиной, степенью плавления, ролью субдукционного флюида и коровой контаминации в магмогенезисе. Вариации составов лав вдоль вулканического фронта объясняются различным составом корового контаминанта. Полученные нами геохимические признаки, также свидетельствуют о сравнительно высокой степени плавления мантийного источника под фронтальной зоной Курильской островной дуги [5]. Высокие и постоянные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в лавах вулканического фронта, особенности вариаций отношений элементов с близкими валовыми коэффициентами минерал–расплав, но различной подвижностью в водном флюиде, например Ba/Nb (рис. 3), можно рассматривать как подтверждение значительной роли флюидной фазы в их происхождении. В то же время явные геологические и геохимические признаки коровой контаминации отсутствуют (рис. 4), а отсутствие корреляции $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с содержанием Th и величиной Th/Nd-отношения (рис. 2 и 4), противоречит выводу, сделанному в [11], об определяющей роли субдукционного осадка в происхождении продольной зональности Курильской островодужной системы. Например, Th/Nd-отношение в лавах центрального звена близко или даже несколько выше такового южного, тогда как изотопные признаки указывают на более деплетированный

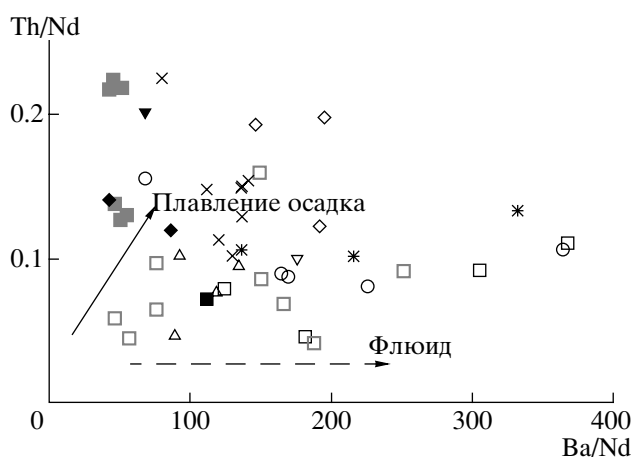


Рис. 3. Диаграмма Th/Nd – Ba/Nb для четвертичных лав Курильской островной дуги.

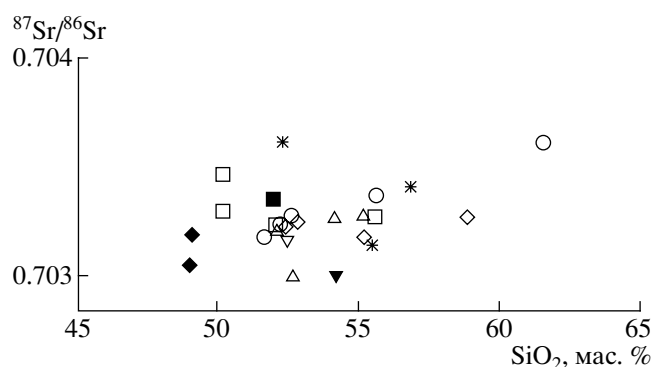


Рис. 4. Соотношение SiO_2 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в проанализированных образцах.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %), микроэлементов (г/т) и радиогенных изотопов в представительных образцах вулканитов Большой Курильской гряды

Компонент	KY-108/73	KY-P1-2002	KY-ср-4	KY-ср-2	KY-08	KY-233/84	KY-20/76	KY-229/83
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Кунашир		Итуруп, фронтальная зона		Итуруп, тыловая зона	о. Брат Чирпоев	о. Броутона	о. Симушир
SiO ₂	52.87	51.93	52.15	55.49	51.79	52.62	54.04	52.12
TiO ₂	1.18	1.10	0.73	0.82	0.92	0.72	0.72	0.83
Al ₂ O ₃	16.18	16.38	16.46	16.73	20.53	18.50	17.14	18.33
Fe ₂ O ₃	12.60	12.88	10.48	10.17	9.04	9.69	6.53	10.33
MnO	0.21	0.18	0.18	0.25	0.20	0.17	0.14	0.16
MgO	4.52	5.21	7.80	4.18	3.42	4.97	7.13	5.45
CaO	9.26	9.30	9.46	8.97	9.68	9.96	9.22	9.35
Na ₂ O	2.90	2.80	2.28	2.53	3.25	2.92	2.64	2.85
K ₂ O	0.67	0.60	0.48	0.63	0.61	0.63	1.89	0.48
P ₂ O ₅	0.19	0.23	0.18	0.19	0.26	0.13	0.28	0.16
Сумма	100.58	100.61	100.2	99.96	99.7	100.31	99.73	100.06
Rb	12.42	11.80	7.06	10.12	8.31	9.32	29.15	8.60
Ba	253.10	196.20	147.70	209.90	94.20	189.90	214.50	120.20
Pb	6.39	6.52	5.69	5.85	5.91	4.92	28.37	5.17
Zr	90.85	87.07	47.44	50.41	47.74	74.65	84.79	47.65
Hf	2.55	2.29	1.46	2.06	1.85	1.54	2.56	1.51
La	6.11	5.56	3.16	3.54	4.47	5.64	13.23	3.39
Ce	16.59	15.33	7.33	9.61	10.56	13.06	33.94	8.85
Pr	2.42	2.33	1.24	1.40	1.99	1.82	3.53	1.33
Nd	12.72	11.68	5.81	7.08	9.54	9.81	16.22	6.70
Sm	3.83	3.59	1.97	2.14	3.05	2.62	3.69	2.16
Eu	1.19	1.14	0.74	0.82	1.15	0.92	1.38	0.79
Gd	3.39	4.60	1.66	2.01	2.51	2.25	3.61	2.71
Tb	0.91	0.77	0.51	0.59	0.76	0.61	0.75	0.48
Dy	5.46	5.15	3.27	3.77	4.41	3.54	4.13	3.23
Ho	1.15	1.09	0.69	0.81	0.92	0.69	0.69	0.71
Er	3.35	2.94	2.00	2.28	2.53	2.04	2.17	1.98
Tm	0.47	0.45	0.30	0.38	0.38	0.31	0.31	0.32
Yb	3.22	3.04	2.03	2.44	2.62	2.14	2.02	2.11
Lu	0.50	0.45	0.31	0.37	0.40	0.31	0.32	0.33
Nb	1.12	1.16	0.48	0.57	0.84	1.08	3.13	0.89
Y	27.19	29.37	18.44	21.25	20.81	18.00	17.91	20.45
Ta	0.08	0.08	0.04	0.05	0.06	0.08	0.20	0.08
Th	1.02	1.02	0.53	0.78	0.68	0.96	3.23	0.64
Cs	1.17	1.18	0.65	0.94	0.68	0.53	1.25	0.48
U	0.39	0.37	0.23	0.30	0.25	0.35	1.06	0.27
Be	0.47	0.50	0.24	0.28	0.44	0.43	0.76	0.40
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703273	0.703177	0.703236	0.703269	0.703352	0.703155	0.702993	0.703213
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513041	0.513095	0.513062	0.513021	0.513060	0.513017	0.513058	0.513158

Таблица 1. Окончание

Компонент	KY-56/84	KY-11/84	KY-36/76	KY-1301	KY-46/72	KY-34/72	KY-161/72
	9	10	11	12	13	14	15
	о. Симушир	о. Расшуа	о. Матуа	о. Парамушир		о. Атласово	
SiO ₂	52.24	51.50	55.31	52.40	52.98	49.01	48.91
TiO ₂	0.72	0.60	0.84	0.72	0.74	0.92	0.80
Al ₂ O ₃	18.75	16.60	18.08	20.75	16.30	19.68	20.77
Fe ₂ O ₃	9.32	10.66	9.09	8.67	10.12	10.72	8.85
MnO	0.19	0.21	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17
MgO	5.30	6.17	3.41	3.90	7.50	3.78	4.91
CaO	9.62	9.28	8.45	9.46	8.10	10.78	10.54
Na ₂ O	2.60	2.55	3.15	2.84	2.65	2.85	2.83
K ₂ O	0.30	0.77	0.96	1.03	1.40	1.61	1.65
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.25	0.08	0.27	0.35	0.36
Сумма	99.19	98.47	99.7	100.02	100.23	99.87	99.79
Rb	18.94	12.35	14.13	14.45	30.62	32.82	43.70
Ba	68.89	140.70	183.30	227.90	323.30	158.90	
Pb	2.56	6.61	7.25	8.96	6.22	4.19	4.69
Zr	47.84	53.36	53.24	52.78	68.25	63.95	115.10
Hf	1.49	1.58	2.00	1.72	2.30	1.89	2.02
La	3.11	3.23	7.80	6.47	9.51	11.28	12.94
Ce	8.82	8.64	18.54	16.64	22.06	24.96	33.47
Pr	1.45	1.33	2.73	2.32	3.14	3.53	3.83
Nd	7.91	6.93	13.26	10.68	14.01	15.31	19.26
Sm	2.50	2.22	3.54	2.99	3.50	3.88	4.30
Eu	0.95	0.78	1.19	1.07	1.08	1.29	1.38
Gd	3.25	2.94	3.86	2.98	3.32	3.82	4.26
Tb	0.57	0.52	0.62	0.60	0.59	0.59	0.61
Dy	3.84	3.51	3.99	3.75	3.61	3.49	3.87
Ho	0.82	0.76	0.83	0.76	0.73	0.72	0.75
Er	2.29	2.13	2.36	2.21	2.11	1.94	2.11
Tm	0.35	0.34	0.37	0.34	0.31	0.31	0.32
Yb	2.34	2.23	2.52	2.25	2.20	1.95	2.12
Lu	0.37	0.35	0.39	0.35	0.33	0.31	0.31
Nb	0.77	0.65	1.36	1.19	1.66	3.66	3.35
Y	22.23	19.98	21.06	20.54	18.67	18.74	21.50
Ta	0.06	0.06	0.08	0.08	0.35	0.22	0.20
Th	0.38	0.70	1.40	1.30	2.76	2.14	2.29
Cs	12.32	0.14	0.91	0.70	1.56	1.14	1.17
U	0.17	0.32	0.49	0.46	1.01	0.78	0.90
Be	0.35	0.34	0.55	0.48	0.64	0.86	0.84
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703003	0.703617	0.703141	0.703225	0.703245	0.703186	0.703044
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513063	0.513179	0.513129	0.513100	0.513106	0.513106	0.513027

Примечание. 1, 2 – влк. Тятя; 3, 4 – влк. Меньшой Брат; 5 – влк. Богдан Хмельницкий; 6 – влк. Брат Чирпоев; 7 – влк. Броутона; 8 – влк. Уратман; 9 – влк. Прево; 10 – влк. Расшуа; 11 – влк. Сарычева; 12 – влк. Чикурачки; 13 – влк. Эбеко; 14, 15 – влк. Алаид. Анализы выполнены в Университете Шимане, Матсуге, Япония: петрогенные элементы – рентгено-флуоресцентным методом; микроэлементы – методом ICP-MS на приборе “Termo ELEMENTAL VG PQ3”; радиогенных изотопов – на масспектрометре с термальной ионизацией (TIMS) “Finnigan MAT 262”.

источник первых. Таким образом, наблюдаемые вариации изотопного состава неодима в пределах вулканического фронта Курильской дуги можно объяснить только гетерогенностью магматического источника, более деплетированного под центральным звеном вулканической дуги. Этот вывод находится в хорошем соответствии с геологическими данными – отсутствием в пределах этого интервала находок коровых ксенолитов (гранито-гнейсов и плагиоклаз-гиперстеновых кристаллических сланцев), типичных включений магматических пород южного и северного звеньев [1, 6].

С учетом сравнительно небольшого поперечного разреза островов отсутствие продольной геохимической зональности вулканитов тыловой зоны Большой Курильской гряды дает основание предполагать определяющее влияние на их происхождение магматических процессов, связанных с формированием окраинного моря и, прежде всего, с раскрытием Курильской глубоководной котловины. Аналогичная картина наблюдается, например, в пределах Идзу-Бонинской дуги, где продольная изотопная зональность рассматривается как следствие смешения двух мантийных источников: плиты Филиппинского моря в тыловой зоне и Тихоокеанской океанической – во фронтальной [12]. Изотопный состав тыловодужных базальтов четвертичного вулканического пояса северо-востока Японии близок к таковому MORB Японского и Филиппинского морей, Индийского океана [15].

Сравнительно высокое Th/Nd-отношение в породах тыловой зоны (рис. 3) свидетельствует о более значительном вкладе субдукционного осадочного материала в их магмогенезис, что представляет собой достаточное типичное явление

многих островодужных систем, например Японии [15] и Камчатки [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 06-2-СО-08-031.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
2. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. // ДАН. 1987. Т. 293. № 1. С. 185–187.
3. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др. // Геохимия. 1985. № 12. С. 1723–1736.
4. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1992. 527 с.
5. Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А. и др. // Геохимия. 2005. № 4. С. 369–383.
6. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
7. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. // Contr. Min. and Petrol. 1989. V. 102. P. 265–280.
8. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.
9. Bindemann I.N., Bailey J.C. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. V. 169. P. 209–226.
10. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. // Geochim. cosmochim. acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
11. Ishikawa T., Tera F. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. P. 113–122.
12. Ishizuka O., Taylor R.N., Milton A., Nesbitt R. // Earth and Planetary Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 221–236.
13. Hildreth W., Fierstein J., Siems D.F. et al. // Contrib. Mineral. and Petrol. 2004. V. 147. P. 243–275.
14. Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W. // AGU Geophys. Monogr. 2004. V. 138. P. 223–276.
15. Kimura J.-I., Yoshida T. // J. Petrol. 2006. P. 2185–2232.