

ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.323.5

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*)

А.Ю. Мартынов, Ю.А. Мартынов, А.В. Рыбин*, Дж.-И. Кимура**

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

* Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 5, Россия

** Institute for Research on Earth Evolution,
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology Yokosuka 237 0061, Japan

Новые данные по изотопии Sr, Nd, Pb в разновозрастных преимущественно основных породах о. Кунашир (южное звено Курильской островной дуги) позволяют реконструировать главные события магматической эволюции субдукционной системы. Признаки участия высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава и/или надкритического флюида) в происхождении ранних миоцен-плейстоценовых базальтов тыловой зоны свидетельствуют о сравнительно высоких ($> 800\text{ }^{\circ}\text{C}$) температурах на поверхности погружающейся океанической плиты. Голоценовые основные вулканы как фронтальной, так и тыловой зон отличаются деплетированными изотопными характеристиками, отражающими преобладающую роль в их магмогенезе низкотемпературного водного субдукционного компонента, образовавшегося в результате дегидратации измененной океанической коры тихоокеанского MORB типа. Смена геологических и изотопных характеристик вулканических продуктов в плейстоцене и голоцене связана, по-видимому, с изменением геодинамического режима развития задуговой Курильской котловины — прекращение активного растяжения и начало сжатия.

Ранние этапы формирования, радиогенные изотопы, эволюция, магмогенез, геодинамика, Курильская островная дуга.

ROLE OF BACK-ARC TECTONICS IN THE ORIGIN OF SUBDUCTION MAGMAS:
NEW Sr, Nd, AND Pb ISOTOPE DATA FROM MIDDLE MIOCENE LAVAS
OF KUNASHIR ISLAND (*Kurile Island Arc*)

A.Yu. Martynov, Yu.A. Martynov, A.V. Rybin, and J.-I. Kimura

Sr, Nd, and Pb isotope data for basaltic rocks of different ages from Kunashir Island (southern Kurile island arc) provide clues to investigate the subduction magmatic history. Signatures of a high-temperature slab component (melt and/or supercritical liquid produced by melting of slab sediments) involved in Early Miocene–Pleistocene back-arc basaltic magmatism indicate a relatively hot ($>800\text{ }^{\circ}\text{C}$) slab surface. Depleted isotope characteristics of Holocene basaltic lavas in both volcanic front and back arc indicate their origin with the participation of a cold aqueous fluid produced by dehydration of altered oceanic crust of the Pacific MORB type. The difference in geological, geochemical, and isotope patterns in the Pleistocene and the Holocene lavas may be a response to stress change from extension to compression in the Kurile back-arc basin and the Kurile arc.

Primitive lavas, radiogenic isotopes, evolution, magma generation, geodynamics, Kurile island arc

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на общее понимание субдукционных процессов, вопросы зарождения и эволюции островодужных магм остаются во многом дискуссионными. В определенной мере это связано со слабой петрологической изученностью вулканических пород ранних этапов формирования [Stern, 2004], часто расположенных ниже уровня моря и труднодоступных для наблюдения. При изучении нижних горизонтов вул-

канических разрезов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги с помощью обитаемых подводных аппаратов в основании вулканического разреза были описаны бониниты [Ishizuka et al., 2006a; и др.]. Для выходящих на земную поверхность ранних вулканитов дуги Северо-Восточной Японии не установлена поперечная геохимическая зональность, являющаяся типичной особенностью вулканогенных образований субдукционных обстановок [Yoshida et al., 1995; Yoshida, 2001; Kimura, Yoshida, 2006].

Перспективный объект для изучения эволюции субдукционных магм — Курильская островная дуга, в низах геологического разреза которой картируются ранние миоценовые эффузивы. Но за исключением общего петрографического описания [Пискунов, 1987], петрологическая информация по этим образованиям практически отсутствует, современные аналитические данные имеются лишь для отдельных крупных голоценовых вулканических центров Курильских островов [Журавлев и др., 1985; Bailey et al., 1989; Подводный вулканизм..., 1992; Ishikawa, Tera, 1997; Bindeman, Bailey, 1999; Мартынов и др., 2005]. В некоторых работах, основываясь на небольшом количестве прецизионных геохимических данных [Сывороткин, Русинова, 1989; Varanov et al., 2002], высказывалось предположение о связи вулканогенных образований ранних (миоцен—плиоценовых) этапов островодужной системы с процессами раскрытия задуговой Курильской котловины, но решение этой проблемы требует более детальных петрологических исследований. В данной работе сделана попытка восполнить этот пробел на примере самого южного острова Курильской гряды — о. Кунашир.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Курильская островодужная система, образованная в результате погружения Тихоокеанской океанической плиты под восточную окраину Евразии, состоит из Курило-Камчатского глубоководного желоба, Большой Курильской вулканической гряды и Курильской глубоководной котловины (рис. 1). При постоянной скорости конвергенции около 8.6 см/год возраст океанической коры вблизи Курило-Камчатского желоба увеличивается с 90 млн лет на севере до 118 млн лет на юге. Древний возраст океанической плиты подтверждается и значительной, до 650 км, максимальной глубиной землетрясений. Все участки островной дуги классифицируются как зоны умеренного сжатия [Bailey, 1996].

Курило-Камчатский глубоководный желоб заполнен океаническими осадками с примесью континентального материала (17—80 % объема), кремнистого биогенного осадка (около 9 об. %), вулканического пепла (первые об. %), небольшого количества карбонатов. Пропорция континентальной составляющей в осадке увеличивается с севера на юг [Ishikawa, Tera, 1997].

Формирование *Большой Курильской вулканической гряды* началось в олигоцене или в раннем миоцене. Общая ее протяженность превышает 1150 км, при ширине от 100 до 200 км. Глубина до погружающейся Тихоокеанской океанической плиты под вулканическим фронтом варьирует от 94.2 км под Северными до 92.0 км под Южными Курилами [Sygacuse, Albers, 2006]. Мощность коры изменяется незначительно: от 28—33 км в Южной зоне, 25—30 км в Центральной и до 32—36 км в Северной [Злобин и др., 1987]. Присутствие в вулканитах ксенолитов метаморфических пород свидетельствует о континентальной природе

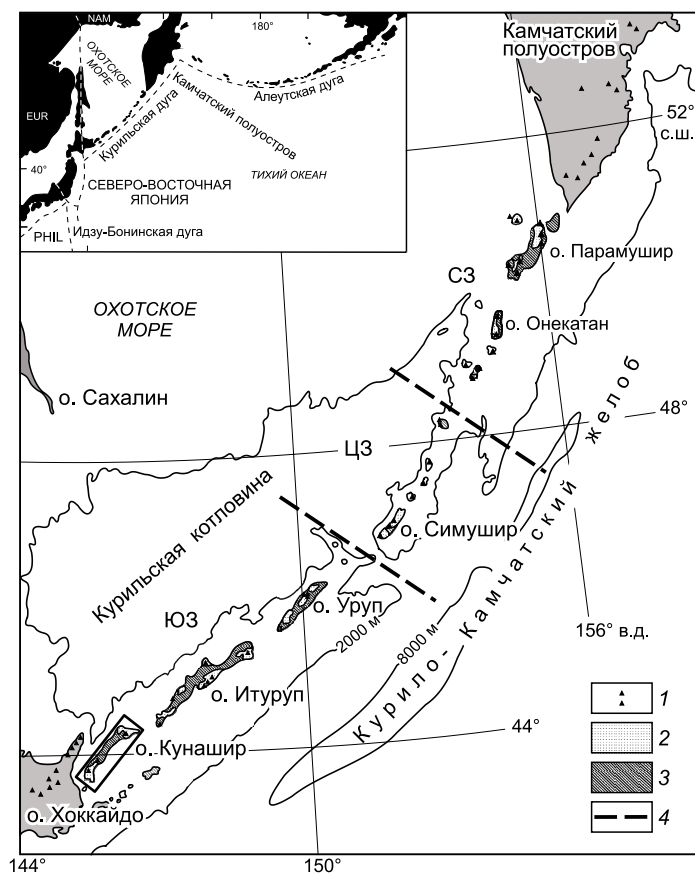


Рис. 1. Схематическая карта Курильской островодужной системы с локализацией вулканических центров вдоль Большой Курильской гряды.

1 — вулканические центры, 2 — четвертичные вулканиты, 3 — третичные вулканиты, 4 — границы зон. ЮЗ, ЦЗ, СЗ — Южная, Центральная и Северная зоны соответственно. На врезке показано положение островных дуг в пределах Северо-Западной Пацифики и границы Северо-Американской (NAM), Евразийской (EUR) и Филиппинской (PHIL) литосферных плит.

Рис. 2. Геологическая карта о. Кунашир, [Федорченко и др., 1989] с изменениями.

1—7 — образования: 1 — нижнесреднемиоценовые зеленотуфовые, 2 — позднемиоценовые—нижнеплиоценовые, 3 — плиоценовые, 4 — нижнечетвертичные, 5 — конусы вулканов, 6 — полигенетичные рыхлые четвертичные отложения, 7 — кратеры и кальдеры; 8 — изученные полигоны: 1 — Компрессорный—Прасолово, 2 — Прасолово—Назарово, 3 — Назарово—бухта Лагунная, 4 — влк. Екатерина, 5 — бухта Филатова, 6 — Мостовая—бухта Филатова, 7 — п-ов Ловцова; 9 — предполагаемая граница между тыловой зоной (ТЗ) и вулканическим фронтом (ВФ).

де земной коры на всем протяжении Курильского архипелага [Подводный вулканизм..., 1992].

Формирование *Курильской котловины* относят к раннему—среднему миоцену (32—15 млн лет). Магматические процессы в задуговом бассейне оставались активными, по крайней мере, вплоть до плиоцен—плейстоцена, о чем свидетельствуют высокий современный тепловой поток (до 105 мВт/м²) и присутствие четвертичных (0.84—1.07 млн лет) подводных вулканов на северо-востоке задугового бассейна [Тарарин и др., 2000; Baranov et al., 2002].

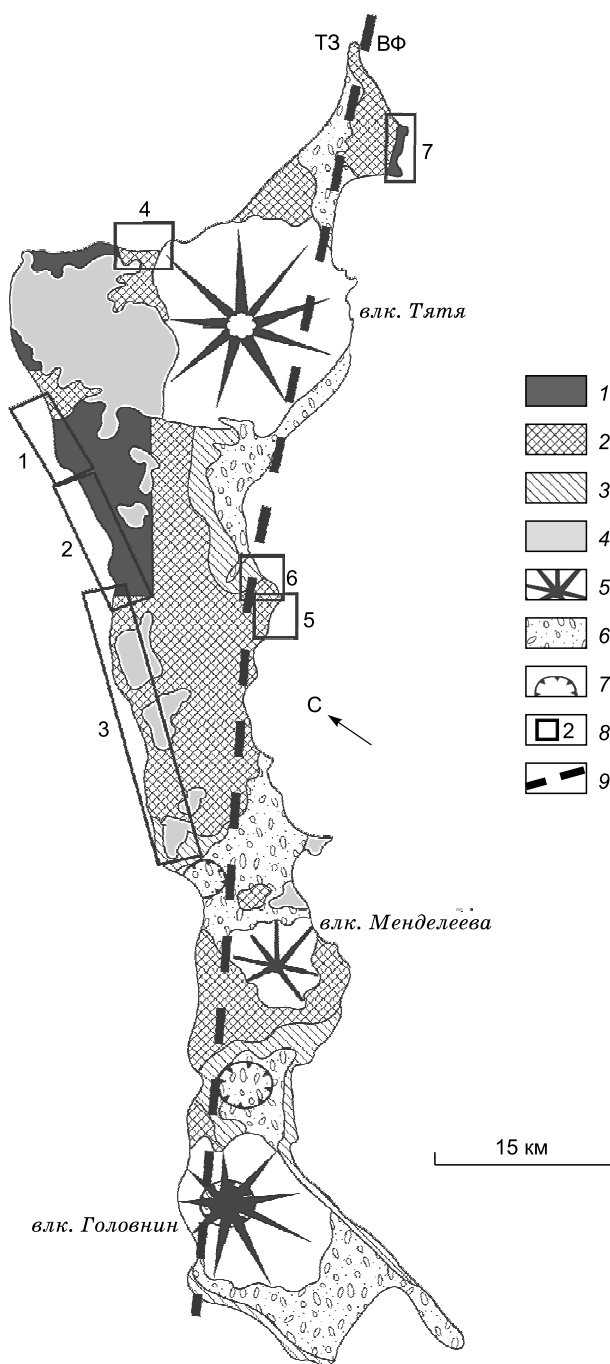
Хотя начало вулканизма в Курильской островной дуге относят к раннему миоцену или олигоцену, наиболее древними породами наземной части вулканического разреза о. Кунашир являются среднемиоценовые преимущественно основные лавы и пирокласты, формирование которых происходило в подводных условиях. В средней части разреза базальты переслаиваются с риолитами, высокая объемная доля которых позволяет ряду исследователей выделять среднемиоценовую контрастную базальт-риолитовую формацию (рис. 2) [Пискунов, 1987].

Залегающие выше позднемиоценовые стратифицированные образования представлены в основном вулканогенно-осадочными породами (песчаниками, конгломератами, диатомитами, в меньшей степени алевролитами, пепловыми туфами кислого состава), с небольшим количеством основных лав.

Плиоценовые стратифицированные вулканогенные отложения острова сложены преимущественно кислыми эффузивно-пирокластическими породами. Нижние горизонты, сформировавшиеся в субаэральных и морских условиях, представлены игнимбритами и пемзовыми туфами кислого состава с подчиненной ролью базальтов. Верхние части плиоценового разреза сложены вулканогенными осадками и пемзами. Наличие признаков обмеления, присутствие в песчаниках линз аллохтонного угля позволяет относить осадочные породы к флишу заключительного этапа длительного погружения территории.

Формирование молодых плейстоценовых и голоценовых преимущественно основных лав о. Кунашир происходило в субаэральной обстановке. Подъем территории выше уровня моря сопровождался сменой составов магматических продуктов с кислого (поздний миоцен—плиоцен) на основной (плейстоцен—голоцен).

Плейстоценовые базальты слагают небольшие плато в приводораздельных западных и центральных частях острова. В литературе они часто описываются как «платобазальты», подчеркивая не типичный для островных дуг трещинный характер их излияний. Фациальные переходы лав плато в осадочные морские толщи указывают на временное погружение острова или отдельных его частей ниже уровня моря.



Современная голоценовая фаза вулканической активности связана с эффузивной деятельностью вулканических аппаратов центрального типа и небольших вулканических конусов. Вулканы фронтальной (влк. Менделеева) и тыловой (влк. Тятя) зон острова несколько различаются по типу извержений и составу магматических продуктов. Для первых характерна циклическая, иногда взрывная вулканическая активность с базальт-андезит-риолитовым составом продуктов. Вулкан Тятя, относимый нами к тыловой зоне, сформирован в результате излияний жидких базальтовых и андезибазальтовых лав.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для аналитических исследований отбирались в основном из береговых обнажений. На рис. 2. показана локализация изученных полигонов; привязка номеров проб к конкретным полигонам дана в примечании к табл. 1. Преобладание в проанализированной коллекции вулканитов тыловой (Охотоморской) зоны о. Кунашир связано с особенностями обнаженности — наиболее представительные разрезы ранних эффузивов расположены в тыловой зоне современной зоны субдукции. Изотопно-геохимические особенности плейстоценовых платобазальтов с необычными для субдукционных систем трещинными излияниями требуют более углубленного изучения и в данной статье не рассматриваются.

Отобранные при полевых исследованиях образцы с минимальными визуальными признаками вторичных изменений были проанализированы в Университете Шимане, г. Матсуге (Япония). Данные по 10 петрогенным элементам и ограниченному числу микроэлементов были получены рентгенофлуоресцентным методом (XRF) на спектрометре Rigaku RIX 2000. Истертые пробы пород в течение трех часов прокаливали в муфельной печи при температуре более 1000 °С. Смесь, состоящую из 1.8 г прокаленного порошка (образец) и 3.6 г флюса, плавил с помощью автоматического аппарата Bead Sampler [Kimura, Yamada, 1996]. В качестве флюса использовали смесь $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ и LiBO_2 в отношении 4 : 1.

Более трех десятков проб были исследованы на широкий спектр микроэлементов, включающий редкоземельные элементы (REE), масс-спектрометрическим методом с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе VG PQ3 [Kimura et al., 1995]. Измерение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,

Таблица 1. Петрогенный (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав

Компонент	P-82/6	P-33/2	P-75/13	P-127/6	P-74/4	P-82/3	P-127/3	Ку-119/72	Ку-111/72	P-61/4	P-135/10	P-71/3	P-76/10	P-75/4
	Средний миоцен										Поздний миоцен			
	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ВФ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ
SiO_2	52.23	44.56	52.50	51.26	52.22	54.13	50.94	53.54	57.44	53.25	50.14	51.87	51.03	51.94
TiO_2	0.88	1.15	0.56	0.95	0.96	1.50	1.06	0.90	0.99	0.98	1.14	0.84	0.68	1.15
Al_2O_3	18.64	20.99	14.62	18.95	19.42	16.11	19.17	15.74	15.88	17.25	18.52	18.96	17.21	17.32
Fe_2O_3	10.05	13.79	9.75	10.06	10.65	12.26	9.51	10.20	9.33	12.22	11.50	10.09	13.26	11.76
MnO	0.16	0.23	0.38	0.16	0.06	0.28	0.40	0.16	0.26	0.14	0.29	0.19	0.37	0.12
MgO	5.06	6.48	12.22	6.22	10.07	4.97	7.24	6.69	3.77	6.16	3.93	5.12	13.55	5.85
CaO	10.64	9.00	8.27	8.88	3.65	6.34	9.65	9.35	7.90	5.96	11.06	7.32	1.31	7.62
Na_2O	1.89	2.05	1.35	2.41	3.34	3.21	2.23	2.33	2.67	2.45	2.62	3.65	2.37	3.80
K_2O	0.31	0.08	1.11	0.71	0.44	0.18	0.18	0.90	1.53	0.63	0.72	0.87	0.11	0.31
P_2O_5	0.11	0.13	0.06	0.09	0.02	0.18	0.11	0.11	0.19	0.03	0.06	0.11	0.05	0.09
Сумма	99.97	98.46	100.82	99.70	100.85	99.16	100.50	100.00	100.00	99.07	99.98	99.02	100.00	100.00
П.п.п.	1.90	7.23	1.85	2.54	6.08	6.94	5.70	—	—	9.68	0.67	7.03	—	—
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	6.1	27.1	1.2	3.4	7.6	17.4	12.1	2.6	1.7	3.9	3.6	4.2	21	12.2
Ni	33.3	20.4	58.2	40.8	12.4	2.1	80.7	64	55	0.0	6.8	17.2	44	16
V	261	408	250	297	393	316	328	268	240	329	415	296	303	405
Cr	106	77	182	86	17	12	248	286	253	14.6	24	49	189	46
Ga	16.9	14.4	10.4	15.5	16.5	15.4	17.1	12.5	12.3	3.9	14.8	7.6	10.6	5.2
Sc	34	46	45	34	43	44	40	44.7	38.5	56	38	32	45.6	49.4
Sr	254	266	105	211	181	220	194	266	323	141	359	301	19	192
Ba	126	98	467	201	146	96	151	213	355	37	245	242	50	86

Примечание. Полигоны отбора проб: Компрессорный—Прасолово (P-127/3, P-74/4, P-127/6, P-76/10, P-75/4), влк. Екатерина (P-71/3, P-120/8, P-68/3, P-69/10, P-121/2), бухта Филатова (P-147/25, P-148/8), Мостовая—бухта Филатова (P-41/2000), прол. Екатерины (Ку-111/72, Ку-119/72). ТЗ — тыловая зона, ВФ — фронтальная зона.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (31 проба) проводили на мультиколлекторном спектрометре (MC-ICP-MS) VG P54. В качестве стандартов использовали пробы JB-1b (для Nd и Sr) и JB-2 (для Pb). Процесс сепарирования Sr, Nd, Pb осуществляли по методике, описанной в работах [Iizumi et al., 1994, 1995; Kimura et al., 2003].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среднемиоценовые лавы фронтальной зоны, отличаясь аномально низкими концентрациями K_2O (в среднем 0.15 мас. %), попадают в поле низкокалиевой серии классификационной диаграммы SiO_2 — K_2O (рис. 3). Базальты тыловой зоны, обогащенные K_2O , располагаются, как правило, вблизи нижней границы умеренно калиевой серии. По соотношению $(\text{SiO}_2\text{—FeO}^*)/\text{MgO}$ (не показано) большинство фронтальных лав относятся к толеитовой серии, а тыловодужных — к известково-щелочной. Кроме повышенной калиевой щелочности среднемиоценовые эффузивы тыловой зоны отличаются значительными вариациями содержаний MgO (рис. 4, см. табл. 1), вплоть до появления высокомагнезиальных разновидностей (до 12 мас. %). Для этих пород типичны также относительно высокие концентрации TiO_2 , Al_2O_3 и CaO и низкие — SiO_2 и Na_2O .

В отличие от ранних эффузивов дуги Северо-Восточной Японии, поперечная геохимическая зональность в среднемиоценовых вулканитах выражена отчетливо. Лавы тыловой зоны характеризуются повышенными концентрациями Ni, Cr, V, REE, LILE (Rb, Ba, Sr) и HFSE (Nb, Th, Ta, Hf) (табл. 2), относительным обогащением LREE, слабовыраженными негативными Eu и Hf аномалиями (рис. 5). Породы вулканического фронта, напротив, резко деплетированы в отношении легких лантаноидов, им свойственна слабовыраженная положительная Eu аномалия при отсутствии гафниевого минимума. На многокомпонентных диаграммах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 6), базальты и андезит-базальты фронтальной и тыловой зон деплетированы в отношении Ta, Nb, но обогащены Rb, Ba, K, Pb, что позволяет относить их к типичным представителям островодужной серии.

Составы позднемиоценовых вулканитов как фронтальной, так и тыловой зон варьируют от базальтов до риолитов при преобладании в тылу вулканической дуги основных и средних эффузивов.

вулканитов о. Кунашир

P-147/25	P-148/8	P-120/8	P-68/3	P-69/10	P-121/2	P-151/6	P-151/1	P-84/2	P-228/2001	P-209/2001	P-200/2002	P-3/2003	P-40/2000	P-41/2000
Поздний миоцен		Плиоцен							Голоцен					
ВФ	ВФ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ТЗ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ
53.66	52.72	53.60	50.15	52.89	49.53	49.36	54.33	54.68	64.97	55.36	52.91	55.31	54.59	49.84
1.28	0.77	1.01	1.12	1.04	0.95	0.57	0.63	0.67	0.98	0.89	0.73	0.84	0.75	0.69
15.47	17.87	19.00	17.94	20.44	17.26	19.26	17.36	18.67	15.01	16.03	17.40	19.15	17.09	19.52
12.17	10.72	8.77	9.19	8.46	9.10	9.96	10.15	9.26	7.63	10.46	10.40	9.37	10.48	10.65
0.27	0.19	0.17	0.15	0.11	0.16	0.18	0.17	0.21	0.12	0.16	0.17	0.18	0.18	0.19
4.86	5.36	4.16	5.27	6.15	5.29	6.28	5.54	4.47	1.38	5.11	5.39	2.88	5.23	5.83
7.73	9.68	9.16	12.51	6.27	13.74	12.71	10.02	9.28	5.03	9.08	10.58	9.38	9.30	11.81
2.80	1.82	3.03	2.31	3.78	1.93	1.57	1.78	2.36	3.26	2.45	2.07	2.52	1.99	1.25
0.52	0.08	0.44	0.51	0.46	0.53	0.00	0.39	0.31	0.79	0.30	0.25	0.22	0.10	0.03
0.30	0.04	0.18	0.26	0.18	0.84	0.03	0.04	0.06	0.13	0.10	0.06	0.09	0.06	0.03
99.06	99.26	99.51	99.40	99.78	99.32	99.90	100.41	99.94	99.28	100.00	100.00	100.00	99.78	99.82
3.90	0.85	1.85	2.51	5.29	0.98	1.85	0.74	3.69	2.58	—	—	—	0.11	—
5.4	24.0	6.9	4.6	8.3	3.6	—	4.6	7.6	4.1	8.1	8.1	11.3	19.5	41.7
3.0	16.0	13.7	35.1	12.4	26.9	17.5	10.8	13.4	4.0	26	12		21.4	31.8
376	280	279	327	297	346	254	273	226	138	277	301	192	260	278
12	69	32	84	15	135	104	46	54	7	141	63	19	65	89
14.2	13.9	17.6	13.3	18.1	15.6	13.9	15.0	16.0	14.8	10.8	13.6	14.0	13.9	14.4
39	39	28	48	33	44	45	43	37	28	49.50	52.00	46.6	40	42
264	222	463	418	402	394	256	216	228	218	209	227	288	207	211
194	101	238	134	143	140	24	116	132	290	161	106	104	93	60

Назарово—бухта Лагунная (P-75/13, P-135/10, P-82/6), Прасолово—Назарово (P-82/3, P-33/2), п-ов Ловцова (P-61/4), (P-151/6, P-151/1, P-84/2), влк. Менделеева (P-228/2001, P-209/2001, P-200/2002, P-3/2003), влк. Головкина (P-40/2000,

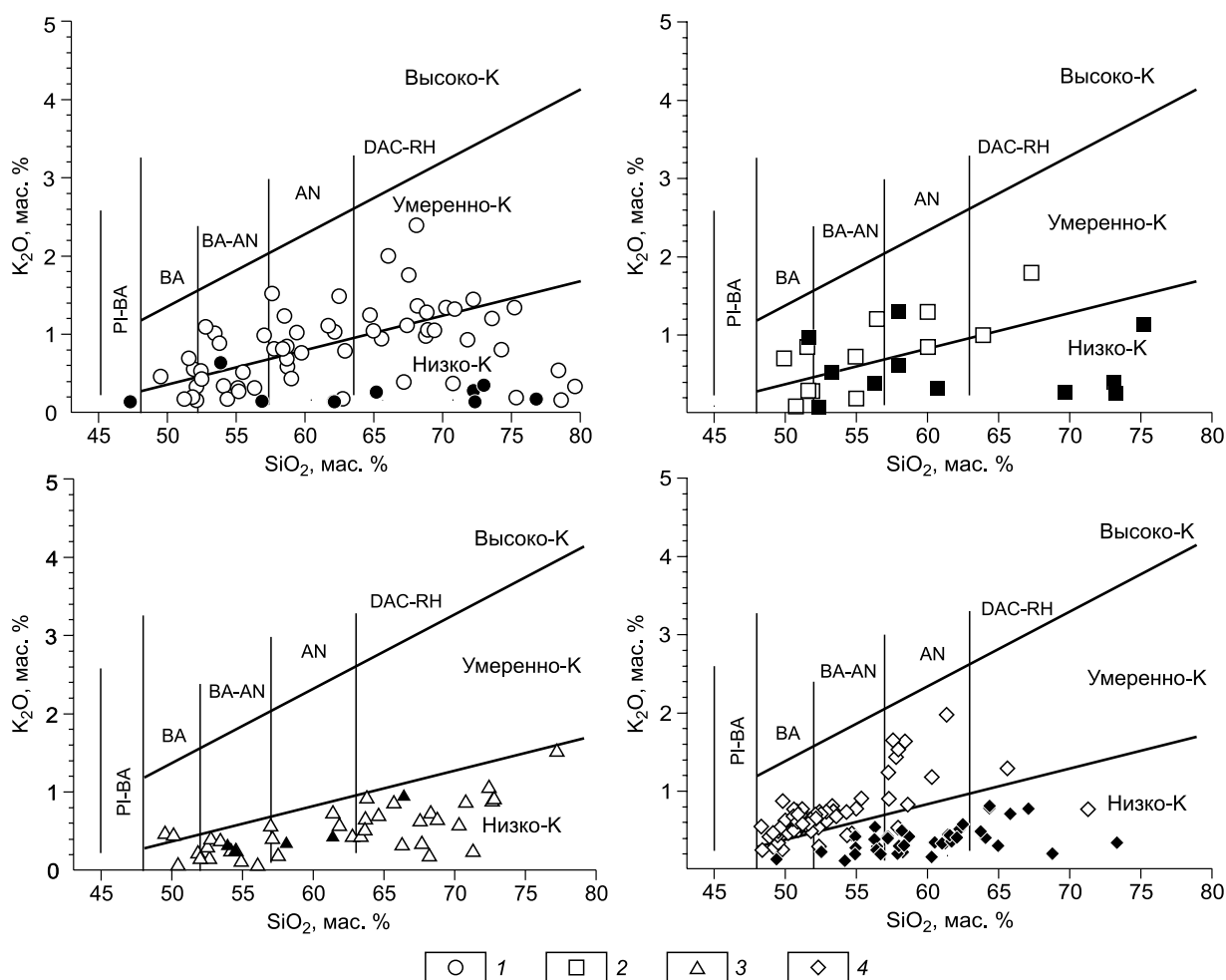


Рис. 3. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 [Le Maitre et al., 1989] для разновозрастных пород о. Кунашир.

1—4 — возрастные этапы вулканизма: 1 — среднемиоценовый, 2 — позднемиоценовый, 3 — плиоценовый, 4 — голоценовый. Здесь и далее: заливные знаки — породы вулканического фронта. PI-BA — пикритобазальты, BA — базальты, BA-AN — андезитобазальты, AN — андезиты, DAC — дациты, RH — риолиты, DAC-RH — риодациты. При построении диаграммы, а также на рис. 4 и 5 использовались как данные автора, так и опубликованные в литературе [Фролова и др., 1985; Мартынов и др., 2010].

Фронтальные лавы относятся к низкокалиевой серии при более высоком содержании в них K_2O по сравнению с ранее описанными среднемиоценовыми аналогами (см. рис. 3). Тыловодужные эффузивы обогащены щелочами и формируют кластер вдоль границы низко- и умеренно калиевой серий. На дискриминантной диаграмме $(SiO_2-FeO^*)/MgO$ (не показано) составы позднемиоценовых лав как фронтальной, так и тыловой зон располагаются вдоль границы известково-щелочной и толеитовой серий, причем базальты, как правило, смещены в толеитовую область. Различия вулканитов фронтальной и тыловой зон не отчетливы по концентрациям MgO и элементов группы железа (Ni , V , Cr). В то же время они достаточно хорошо выражены в концентрациях некогерентных элементов. Спектр распределения REE и Hf преимущественно субгоризонтальный, со слабым обогащением (тыловая зона) или обеднением (вулканический фронт) легкими лантаноидами. Eu и Hf аномалии не проявлены (см. рис. 5). На многокомпонентных диаграммах, нормализованных к примитивной мантии (см. рис. 6), все типы позднемиоценовых пород показывают отчетливые Ba, K, Pb и Sr максимумы и Ta—Nb минимум.

По содержанию K_2O плиоценовые вулканиты относятся преимущественно к низкокалиевой серии (см. рис. 3). По соотношению $(SiO_2-FeO^*)/MgO$ их фигуративные точки располагаются в полях как известково-щелочной, так и толеитовой серий (не показано), при этом тыловодужные лавы чаще тяготеют к известково-щелочному полю. Концентрация MgO в лавах, локализованных вблизи Охотского побережья, достигает 8 мас. %, тогда как во фронтальных аналогах оно не превышает 6 мас. % (см.

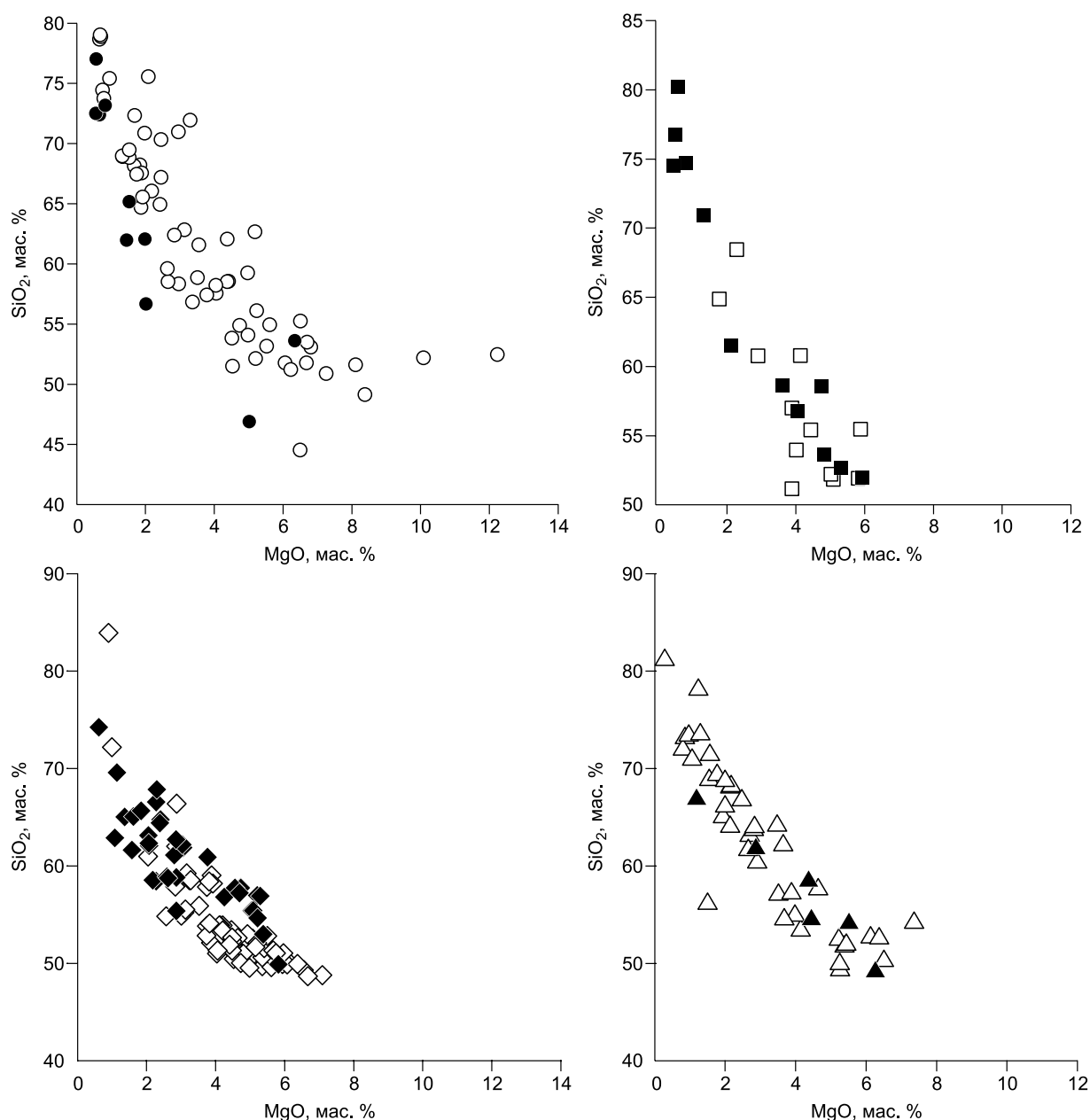


Рис. 4. Вариации концентраций петрогенных элементов в зависимости от содержания MgO.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

рис. 4, табл. 1). Тыловодужные породы характеризуются в среднем более низкими содержаниями FeO^* (до 12 мас. %), Na_2O (до 5 мас. %), но высокими — TiO_2 (до 1.2 мас. %). Несколько более высокие в этих вулканитах концентрации V, Ba, Sr, Nb, Th, Ta, Zr. Для обогащенных легкими лантаноидами тыловодужных эффузивов отчетливо выражены негативные Hf и Eu аномалии.

Поперечная геохимическая зональность голоценовых лав выражена отчетливо. Породы тыловой зоны обогащены K_2O (см. рис. 3) и некогерентными микроэлементами, включая LILE, REE, HFSE. В отличие от более древних вулканитов, голоценовые базальты характеризуются сравнительно низкой магнизиальностью ($\text{MgO} < 6$ мас. %) (см. рис. 4) и отсутствием отрицательной Hf аномалии на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к хондриту (см. рис. 5).

Из-за сходства изотопных характеристик миоценовые и плиоценовые лавы о. Кунашир в дальнейшем описываются совместно. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в ранних основных вулканитах как фронтальной, так и тыловой зон колеблются в пределах 0.5129—0.5131 (см. табл. 2), причем разброс значений более

Таблица 2. Микроэлементный и изотопный состав разновозрастных вулканитов о. Кунашир

Компонент	P-82/6	P-33/2	P-75/13	P-127/6	P-74/4	P-82/3	P-127/3
	Средний миоцен						
	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3
П.п.п., мас. %	—	7.23	1.85	2.54	6.08	6.94	5.70
SiO ₂	52.23	44.56	52.50	51.26	52.22	54.13	50.94
Li, г/т	2.65	23.35	8.23	4.08	3.06	7.60	1.59
Be	0.352	0.405	0.309	0.447	0.470	0.639	0.442
Rb	3.86	3.11	14.52	9.65	6.07	3.64	2.57
Y	15.7	24.5	9.5	23.3	18.6	31.3	21.2
Zr	33.1	85.725	21.19	68.67	58.010	65.72	49.925
Nb	0.752	1.091	0.3531	1.504	0.731	1.173	1.265
Sb	0.175	0.137	0.153	0.070	0.208	0.284	0.050
Cs	0.07	5.66	3.48	1.04	1.34	0.31	0.60
La	4.08	6.94	4.16	5.29	2.96	7.82	4.79
Ce	10.28	18.89	9.11	13.91	8.97	20.28	12.25
Pr	1.55	2.49	1.17	2.03	1.27	2.82	1.85
Nd	7.26	11.85	5.34	9.92	6.44	14.32	9.00
Sm	2.27	3.32	1.45	2.96	2.00	4.32	2.82
Eu	0.80	1.03	0.59	0.93	0.87	1.61	0.95
Gd	2.92	3.93	1.68	3.69	2.61	5.51	3.66
Tb	0.50	0.64	0.27	0.63	0.47	0.93	0.60
Dy	3.25	4.31	1.79	4.17	3.34	6.45	3.96
Ho	0.71	0.92	0.38	0.89	0.74	1.35	0.84
Er	1.98	2.53	1.05	2.47	2.17	3.78	2.28
Tm	0.311	0.401	0.164	0.374	0.366	0.590	0.353
Yb	2.05	2.72	1.07	2.49	2.63	3.82	2.29
Lu	0.32	0.41	0.16	0.38	0.40	0.59	0.35
Hf	1.47	2.17	0.60	1.74	1.55	2.30	1.62
Ta	0.048	0.075	0.021	0.101	0.049	0.078	0.081
Tl	0.036	0.048	0.146	0.100	0.047	0.041	0.021
Pb	5.12	6.56	4.13	3.72	4.39	4.12	5.50
Th	1.07	2.06	0.77	0.93	0.58	1.47	0.79
U	0.338	0.666	0.199	0.306	0.245	0.468	0.261
Изотопный состав Sr, Nd, Pb							
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703492	0.703739	0.704727	0.703561	0.704842	0.704322	0.703659
2SE	0.000015	0.000015	0.000016	0.000015	0.000016	0.000015	0.000015
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513011	0.513083	0.512925	0.512979	0.513146	0.513019	0.512999
2SE	0.000010	0.000010	0.000009	0.000009	0.000010	0.000009	0.000010
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.3743	18.3850	18.1981	18.3069	18.2080	18.3659	18.2969
2SE	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5474	15.5389	15.5068	15.5170	15.5087	15.5387	15.5255
2SE	0.0008	0.0008	0.0007	0.0007	0.0007	0.0008	0.0008
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.3455	38.3222	38.1037	38.2090	38.1001	38.3139	38.2124
2SE	0.0028	0.0025	0.0020	0.0021	0.0022	0.0023	0.0028
Th/Nd	0.1467	0.1741	0.1447	0.0941	0.0902	0.1027	0.0874

Компонент	Ky-119/72	Ky-111/72	P-61/4	P-135/10	P-71/3
	Средний миоцен			Поздний миоцен	
	T3	T3	ВФ	T3	T3
П.п.п., мас. %			9.68	0.67	
SiO ₂	53.54	57.44	53.23	50.14	51.87
Li, г/т	5.15	5.00	6.66	3.90	4.92
Be	0.413	0.67	0.208	0.266	0.467
Rb	14.27	32.37	4.45	12.23	12.12
Y	22.1	29.94	12.81	14.7	15.8
Zr	79.76	124.63	27.61	4.7	51.3
Nb	1.44	2.10	0.25	0.328	1.093
Sb	0.158	0.22	0.16	0.110	0.101
Cs	0.89	0.99	0.32	0.99	3.42
La	7.25	12.03	1.12	2.77	6.38
Ce	17.88	29.73	3.91	6.80	15.28
Pr	2.59	3.85	0.66	1.02	1.99
Nd	12.06	17.61	3.85	5.09	9.00
Sm	3.36	4.58	1.53	1.70	2.38
Eu	0.95	1.16	0.83	0.76	0.86
Gd	3.99	4.98	2.20	2.16	2.76
Tb	0.66	0.80	0.40	0.38	0.44
Dy	4.31	5.23	2.75	2.51	2.95
Ho	0.91	1.11	0.59	0.54	0.63
Er	2.50	3.07	1.65	1.47	1.74
Tm	0.402	0.49	0.27	0.230	0.277
Yb	2.64	3.24	1.83	1.49	1.84
Lu	0.40	0.50	0.28	0.23	0.29
Hf	2.81	3.72	1.06	0.29	1.65
Ta	0.095	0.143	0.013	0.026	0.072
Tl	0.081	0.107	0.010	0.070	0.162
Pb	5.38	6.57	2.48	6.46	4.11
Th	2.71	4.76	0.15	0.34	1.49
U	0.757	1.438	0.454	0.083	0.466

Изотопный состав Sr, Nd, Pb

⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703251	0.703292	0.704417	0.703559	0.704174
2SE	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512996	0.512995	0.513141	0.513046	0.513046
2SE	0.000008	0.000010	0.000010	0.000009	0.000010
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.3938	18.4001	18.3864	18.3992	18.3583
2SE	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5272	15.5300	15.5373	15.5267	15.5440
2SE	0.0007	0.0008	0.0007	0.0007	0.0007
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.2723	38.2837	38.2897	38.2870	38.3239
2SE	0.0021	0.0030	0.0018	0.0018	0.0022
Th/Nd	0.2245	0.2700	0.0384	0.0675	0.1661

Компонент	P-76/10	P-75/4	P-147/25	P-148/8	P-120/8	P-68/3
	Поздний миоцен				Плиоцен	
	T3	T3	ВФ	ВФ	T3	T3
П.п.п., мас. %					1.85	2.51
SiO ₂	51.03	51.94	53.66	52.72	53.60	50.15
Li, г/т	18.04	9.25	2.39	1.88	4.77	8.29
Be	0.341	0.319	0.405	0.257	0.803	0.458
Rb	2.66	4.40	5.16	1.00	5.85	9.87
Y	8.6	22.2	20.6	16.4	23.5	35.7
Zr	14.9	42.2	49.3	28.5	63.9	62.1
Nb	0.240	0.749	0.811	0.233	1.524	2.115
Sb	0.193	0.225	0.091	0.087	2.048	0.049
Cs	1.92	1.65	0.03	0.03	0.79	0.48
La	1.82	3.00	5.41	1.49	9.35	11.32
Ce	4.22	8.56	13.77	4.91	23.66	18.07
Pr	0.57	1.32	1.87	0.79	2.99	3.41
Nd	3.04	7.09	9.09	4.50	15.32	17.46
Sm	0.92	2.46	2.69	1.69	3.74	4.58
Eu	0.38	0.94	0.98	0.66	1.28	1.54
Gd	1.31	3.51	3.42	2.47	4.33	6.23
Tb	0.22	0.60	0.56	0.44	0.68	1.08
Dy	1.47	4.09	3.77	2.99	4.47	6.29
Ho	0.32	0.88	0.81	0.66	0.93	1.28
Er	0.87	2.46	2.25	1.85	2.61	3.51
Tm	0.131	0.381	0.350	0.298	0.413	0.512
Yb	0.83	2.54	2.36	2.00	2.72	3.29
Lu	0.13	0.38	0.36	0.31	0.42	0.54
Hf	0.60	1.46	1.55	1.00	2.17	1.65
Ta	0.013	0.048	0.053	0.015	0.138	0.138
Tl	0.075	0.067	0.049	0.006	0.103	0.047
Pb	4.97	2.20	6.02	2.55	3.78	3.25
Th	0.46	0.51	1.36	0.19	2.05	1.28
U	0.146	0.172	0.431	0.090	0.653	0.516

Изотопный состав Sr, Nd, Pb

⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	0.704152	0.703768	0.703537	0.703285	0.703431
2SE	—	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513067	0.513072	0.512964	0.513079	0.512993	0.512965
2SE	0.000012	0.000010	0.000010	0.000010	0.000009	0.000009
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.3318	18.2405	18.3853	18.4202	18.3675	18.3588
2SE	0.0007	0.0008	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5435	15.5196	15.5468	15.5357	15.5281	15.5395
2SE	0.0007	0.0008	0.0008	0.0008	0.0007	0.0007
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.2568	38.1550	38.3436	38.3327	38.2872	38.3182
2SE	0.0024	0.0020	0.0028	0.0026	0.0021	0.0019
Th/Nd	0.1517	0.0724	0.1492	0.0419	0.1376	0.0744

Продолжение табл. 2

Компонент	P-69/10	P-121/2	P-151/6	P-151/1	P-84/2
	Плиоцен				
	ТЗ	ТЗ	ВФ	ВФ	ВФ
П.п.п., мас. %	5.29		1.85		
SiO ₂	52.89	49.53	49.36	54.33	54.68
Li, г/т	5.54	2.19	2.32	3.04	3.79
Be	0.513	0.512	0.192	0.244	0.323
Rb	7.81	6.04	1.03	5.78	5.09
Y	19.6	22.1	11.7	16.6	20.0
Zr	69.7	27.0	22.2	35.3	46.5
Nb	1.320	1.059	0.231	0.383	0.477
Sb	0.516	0.042	0.105	0.244	0.315
Cs	2.42	0.37	0.04	0.93	0.24
La	8.12	6.81	1.61	2.55	3.16
Ce	20.21	14.36	4.13	7.27	9.14
Pr	2.56	2.35	0.70	1.06	1.36
Nd	11.41	10.21	3.55	5.44	6.97
Sm	3.12	3.16	1.28	1.81	2.25
Eu	1.07	1.10	0.51	0.62	0.80
Gd	3.76	3.88	1.77	2.54	3.09
Tb	0.68	0.63	0.33	0.44	0.53
Dy	4.00	3.95	2.22	2.98	3.60
Ho	0.76	0.91	0.49	0.67	0.78
Er	2.23	2.45	1.37	1.89	2.21
Tm	0.331	0.391	0.210	0.302	0.346
Yb	2.33	2.48	1.48	2.00	2.35
Lu	0.35	0.42	0.22	0.31	0.36
Hf	1.89	1.38	0.68	1.33	1.54
Ta	0.089	0.065	0.020	0.025	0.031
Tl	0.108	0.048	0.009	0.039	0.131
Pb	4.33	4.23	3.24	4.35	4.60
Th	1.85	1.24	0.20	0.47	0.53
U	0.544	2.680	0.094	0.185	0.204
Изотопный состав Sr, Nd, Pb					
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703601	0.703681	0.703573	0.703533	0.703571
2SE	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512995	0.512946	0.513018	0.513080	0.513047
2SE	0.000009	0.000010	0.000009	0.000010	0.000010
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.2858	18.4017	18.4215	18.4019	18.3959
2SE	0.0008	0.0007	0.0008	0.0007	0.0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5435	15.5462	15.5247	15.5315	15.5383
2SE	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0008
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.2245	38.3327	38.3091	38.3147	38.3098
2SE	0.0017	0.0021	0.0018	0.0021	0.0025
Th/Nd	0.1832	0.1210	0.0572	0.0858	0.0754

Компонент	P-228/2001	P-209/2001	P-200/2002	P-3/2003	P-40/2000	P-41/2000
	Голоцен					
	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ	ВФ
П.п.п., мас. %						
SiO ₂	64.97	55.36	52.91	55.31	54.59	49.84
Li, г/т	5.05	4.66	2.79	4.31	3.34	3.66
Be	0.466	0.307	0.159	0.313	0.252	0.126
Rb	12.31	2.11	2.32	0.28	1.18	1.66
Y	26.4	20.6	15.2	16.0	18.5	11.3
Zr	—	45.6	33.0	37.01	32.43	17.06
Nb	1.083	0.585	0.278	0.361	0.256	0.116
Sb	0.239	0.225	0.065	0.093	0.105	0.091
Cs	0.78	0.11	0.15	0.10	0.06	0.12
La	5.62	3.16	1.97	1.64	1.93	0.95
Ce	15.16	8.48	5.60	5.34	5.86	2.85
Pr	2.22	1.39	0.84	0.86	0.96	0.50
Nd	10.77	7.17	4.53	4.86	5.37	2.81
Sm	3.29	2.44	1.53	1.77	1.88	1.08
Eu	1.24	0.89	0.55	0.76	0.73	0.48
Gd	4.05	3.30	2.15	2.61	2.76	1.59
Tb	0.71	0.56	0.37	0.46	0.48	0.30
Dy	4.78	3.78	2.54	3.15	3.29	2.07
Ho	0.97	0.84	0.55	0.69	0.72	0.46
Er	2.74	2.32	1.54	1.96	2.03	1.29
Tm	0.436	0.369	0.246	0.311	0.320	0.203
Yb	2.84	2.50	1.64	2.14	2.16	1.37
Lu	0.42	0.38	0.25	0.33	0.34	0.21
Hf	3.49	1.68	0.95	1.20	1.17	0.61
Ta	0.089	0.037	0.017	0.021	0.018	0.012
Tl	0.069	0.010	0.010	0.015	0.006	0.003
Pb	10.71	4.18	2.22	6.84	2.75	1.69
Th	1.66	0.72	0.28	0.26	0.25	0.08
U	0.629	0.249	0.116	0.098	0.100	0.037

Изотопный состав Sr, Nd, Pb

⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703517	0.703480	0.703468	0.703372	0.70363	0.703458
2SE	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015	0.000015
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513053	0.513021	0.513135	—	0.513138	0.513085
2SE	0.000009	0.000010	0.000010	—	0.000010	0.000009
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.3947	18.3931	18.3798	18.3969	18.4096	18.4175
2SE	0.0008	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007	0.0007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.5198	15.5332	15.5296	15.5255	15.5309	15.5224
2SE	0.0007	0.0008	0.0008	0.0009	0.0007	0.0008
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.2570	38.2833	38.2473	38.2462	38.2887	38.2641
2SE	0.0018	0.0022	0.0024	0.0028	0.0021	0.0021
Th/Nd	—	0.1007	0.0617	0.0544	0.0458	0.0289

Примечание. 2SE — двойное стандартное отклонение.

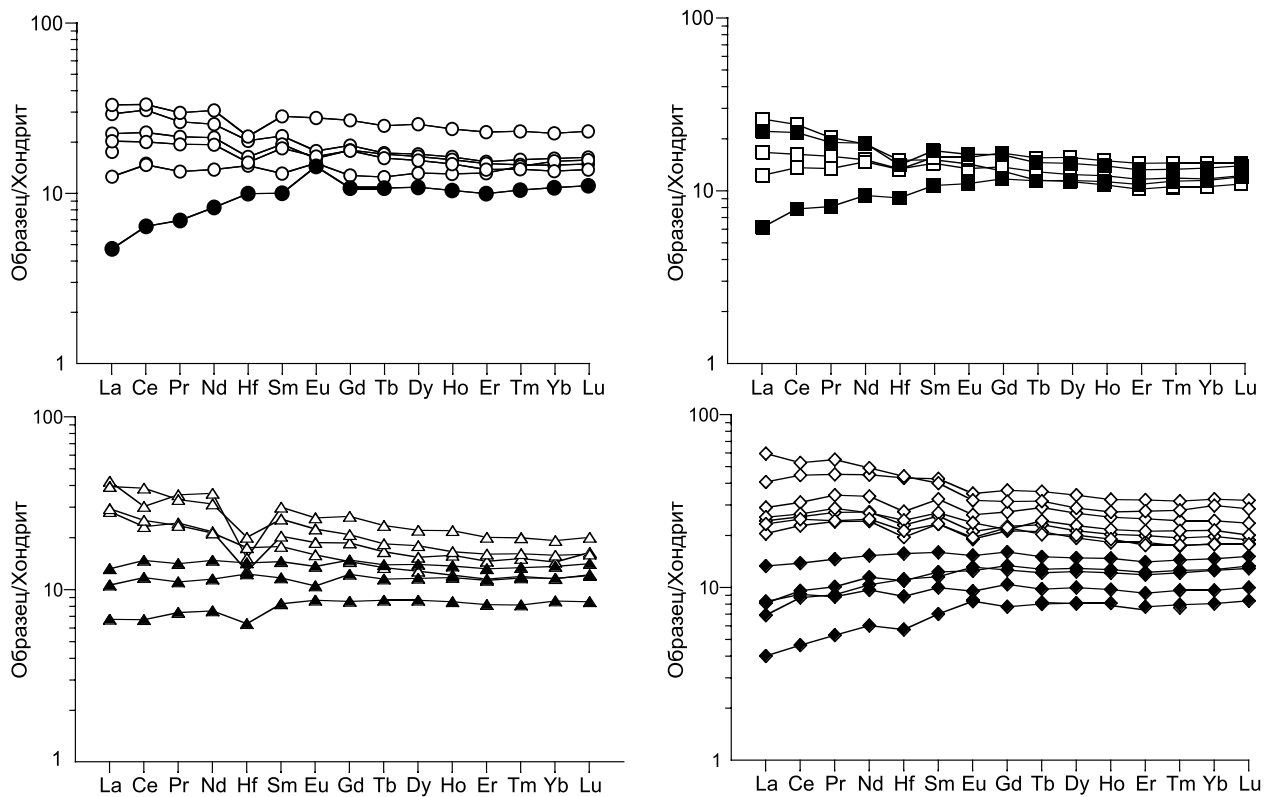


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов и Hf для представительных образцов разновозрастных базальтов о. Кунашир, нормализованных к C1 хондриту [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

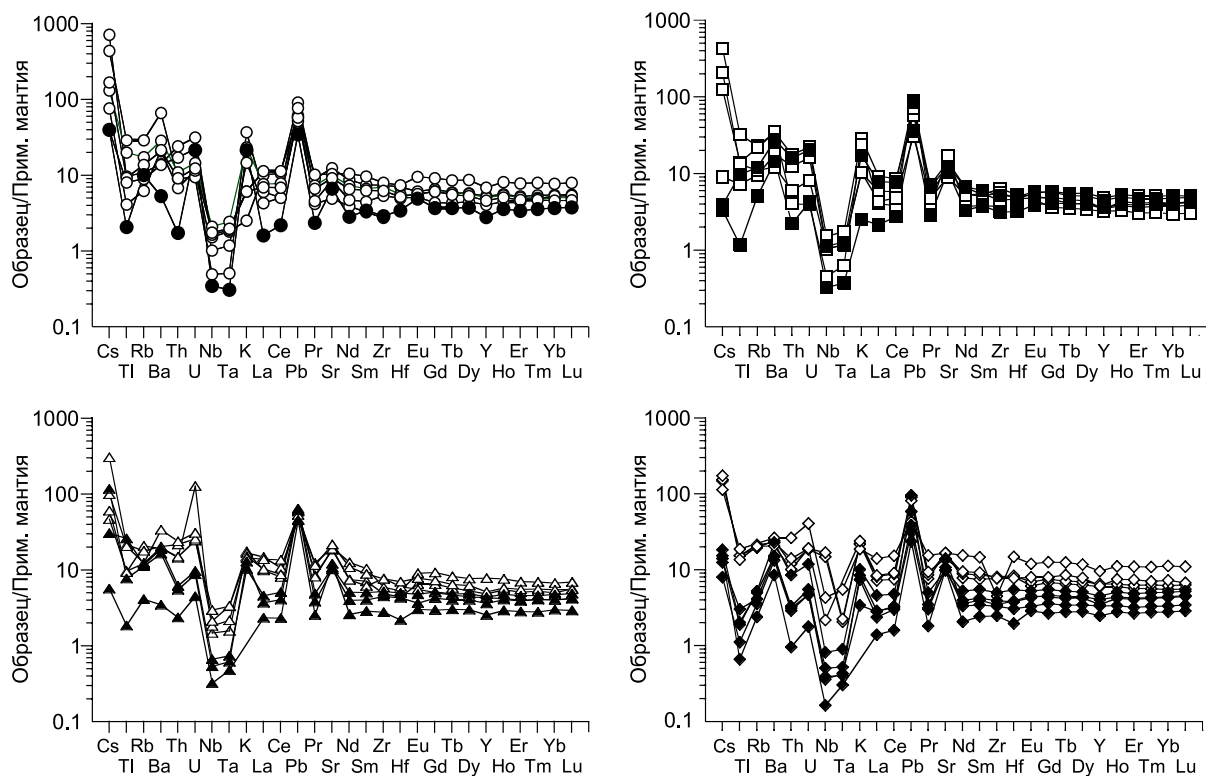


Рис. 6. Графики распределения содержаний микроэлементов в базальтах и андезибазальтах о. Кунашир, нормированных к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 3.

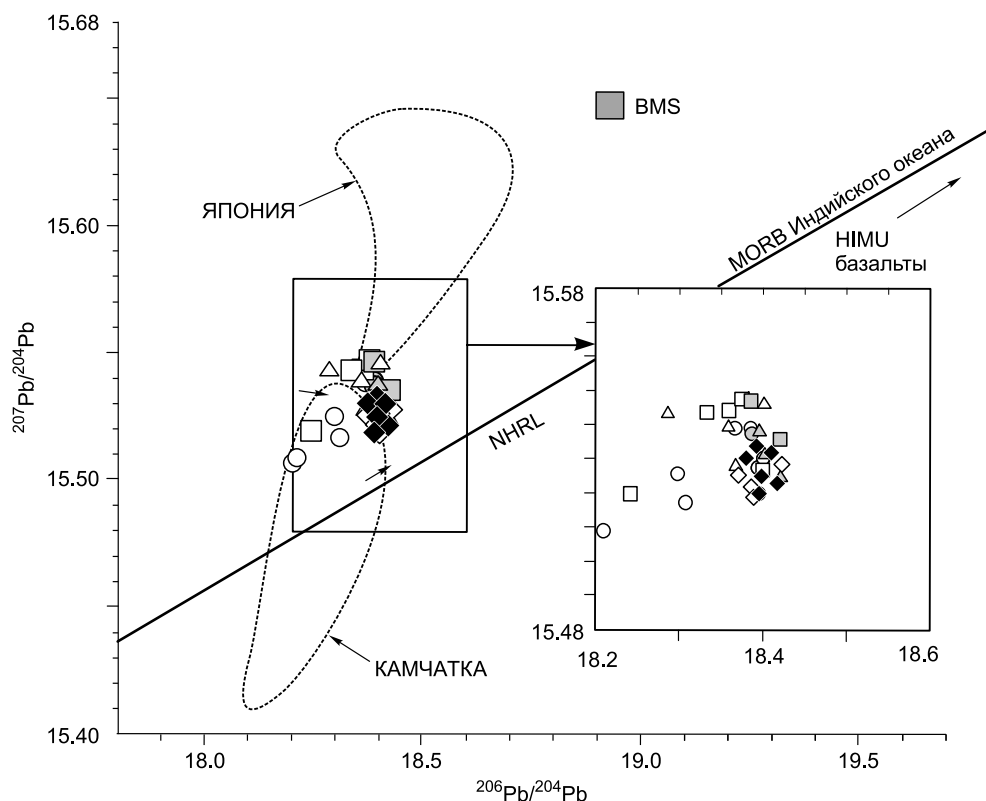


Рис. 7. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для разновозрастных базальтов о. Кунашир.

Усл. обозн. см. на рис. 3. Здесь и далее — данные по изотопным отношениям голоценовых вулканитов тыловой зоны взяты из работы [Мартынов и др., 2010]. Полями околнурены составы вулканогенных образований Курильской островной дуги Японии и Камчатки. BMS — валовой состав океанического осадка, по [Мартынов и др., 2010], NHRL (North Hemisphere Reference Line) — линия средних составов океанических базальтов Северного полушария. Здесь и на рис. 10 серые залитые знаки — вулканиты фронтальной зоны.

существенный для среднемиоценовых лав. Значительные вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (0.7033—0.7048), вероятно, связаны с контаминацией образцов морской водой, учитывая подводный характер их излияния. Отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ колеблются в пределах 18.2—18.4, 15.51—15.54 и 38.1—38.34 соответственно, причем для плиоценовых базальтов разброс значений более низкий. На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 7) фигуративные точки миоцен-плиоценовых базальтов формируют положительный тренд в поле MORB Индийского океана.

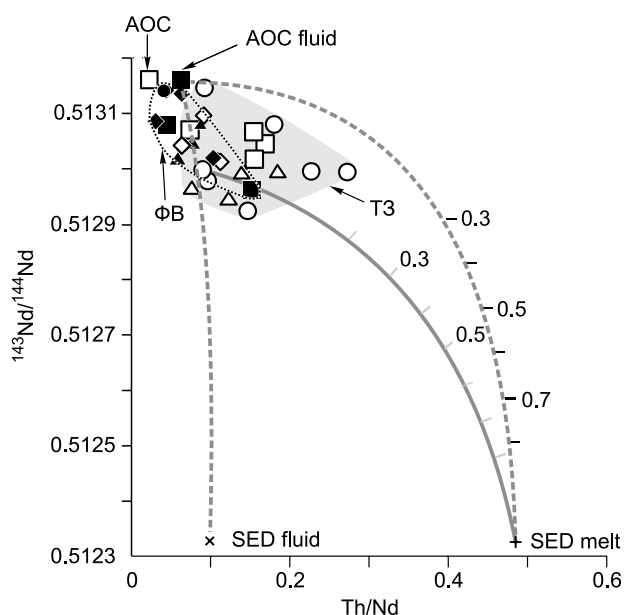
Голоценовые базальты и андезибазальты показывают отчетливую поперечную изотопную зональность. Породы фронтальной зоны отличаются более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношениями (см. табл. 2), что в целом типично для островодужных систем. На свинцовых изотопных диаграммах фигуративные точки голоценовых вулканитов как фронтальной, так и тыловой зон формируют единый компактный кластер, смещенный к полю MORB Тихого океана (см. рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологические и геохимические различия вулканитов фронтальной и тыловой зон о. Кунашир прослеживаются достаточно отчетливо. Фронтальные лавы всех возрастных интервалов представлены дифференцированной серией базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риодацит низкокалиевого ряда, тогда как в тыловых эффузивах отчетливо проявлено сокращение петрохимического разнообразия составов во времени. Молодые плейстоценовые и голоценовые вулканические комплексы представлены в основном базальтами и андезибазальтами, реже — андезитами со сравнительно низкой магнезиальностью и рядом изотопно-геохимических особенностей. Последние, принимая во внимание незначительную роль коровой контаминации в происхождении курильских лав [Ryan et al., 1995; Мартынов и др., 2010; Martynov et al., 2010], указывают на смену компонентного состава магматических источников, прежде всего, субдукционных компонентов, наиболее чувствительных к изменению геодинамических и температурных параметров островодужной системы.

Рис. 8. Вариации $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Th/Nd отношений в разновозрастных основных вулканитах о. Кунашир.

Составы магматических компонентов, используемых при расчете линий смешения: AOC — измененная океаническая кора, AOC fluid — флюид, образовавшийся в результате дегидратации измененной океанической коры; SED fluid — флюид, образовавшийся в результате дегидратации океанического осадка; SED melt — расплав, образовавшийся при плавлении океанического осадка. Изотопные соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для голоценовых вулканитов тыловой зоны были использованы из работы [Мартынов и др., 2010]. Цифры на линиях — пропорции смешивающихся компонентов (1 — 100 %, 0,9 — 90 % и т. д.). Усл. обозн. см. на рис. 3. Дополнительные пояснения см. в тексте.



Используемые в данной работе диаграммы основаны на различном поведении элементов во время дегидратации и плавления [Kogiso et al., 1997; Johnson, Plank, 1999; Kessel et al., 2005], данных по концентрации микроэлементов и радиогенных изотопов в различных компонентах океанической коры [Plank, Langmuir, 1993; Hauff et al., 2003; Kimura, Yoshida, 2006].

При построении диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ —Th/Nd (рис. 8) составы конечных членов измененной океанической коры (AOC) и флюида, образовавшегося при ее дегидратации (AOC fluid), взяты из работы [Ishizuka et al., 2006]. Элементный состав флюида и расплава, образовавшихся при дегидратации и плавлении осадочного материала, рассчитывался с использованием валового состава осадочной колонны, субдуцирующей под Курильскую и Японскую дуги [Plank, Langmuir, 1998]. Коэффициенты распределения элементов между осадком и флюидом (700 °C), осадком и расплавом (900 °C) взяты из работы [Johnson, Plank, 1999].

Существует значительная неопределенность в оценке состава надсубдукционной мантии Курильских островов. В данной работе использовался подход, предложенный [Tatsumi, 2003], допустившего сходство соотношений изотопов Nd и элементных отношений Th/Nd в надсубдукционном мантийном клине и в базальтах измененной океанической коры.

На описываемой диаграмме (см. рис. 8) образцы голоценовых базальтов как вулканического фронта, так и тыловой зоны, а также большинства проанализированных ранних миоцен-плиоценовых фронтальных лав ложатся на линию смешения составов водного флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC) и субдукционного осадка (SED fluid). Это подтверждает выводы, сделанные при изучении B-Sr изотопной системы Курильских островов [Ishikawa, Tera, 1997], и согласуется с многочисленными свидетельствами преимущественно флюидной природы субдукционного компонента во фронтальной зоне большинства островодужных систем [Ruscitto et al., 2012]. Рассчитанная пропорция (~90 % флюида AOC и ~5 % SED fluid) близка к таковой для фронтальных лав Идзу-Бонинской системы [Straub et al., 2004; Tollstrup et al., 2010] и дуги СВ Японии [Kimura, Yoshida, 2006], что свидетельствует о сходном механизме магнеобразования под различными островными дугами.

В отличие от голоценовых фигуративные точки ранних миоцен-плиоценовых лав тыловой зоны смещены в область повышенных Th/Nd и пониженных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношений, что свидетельствует об участии в магнеогенезе не только низкотемпературного флюидного, но и высокотемпературного осадочного субдукционного компонента — расплава и/или надкритического флюида [Martynov et al., 2010]. Действительно, Th и Nd относятся к группе высоконеккогерентных элементов, что подразумевает незначительные вариации их отношений в процессах плавления и фракционной кристаллизации [Pertermann et al., 2004] даже в присутствии воды [Green et al., 2000]. Оба элемента практически немобильны в водном флюиде [Johnson, Plank, 1999], но Th из-за высоких концентраций в океаническом осадке намного легче переходит в расплав, образующийся при его плавлении [Plank, Langmuir, 1993; Peate, Pearce, 1998].

Геохимическим индикатором влияния высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава) на происхождение миоцен-плиоценовых базальтов тыловой зоны является и отрицательная Hf аномалия на нормализованных к хондриту диаграммах распределения редкоземельных элементов и гафния [Pearce et al., 1999] (см. рис. 5). Nd, Hf и Sm, имеющие близкие валовые коэффициенты

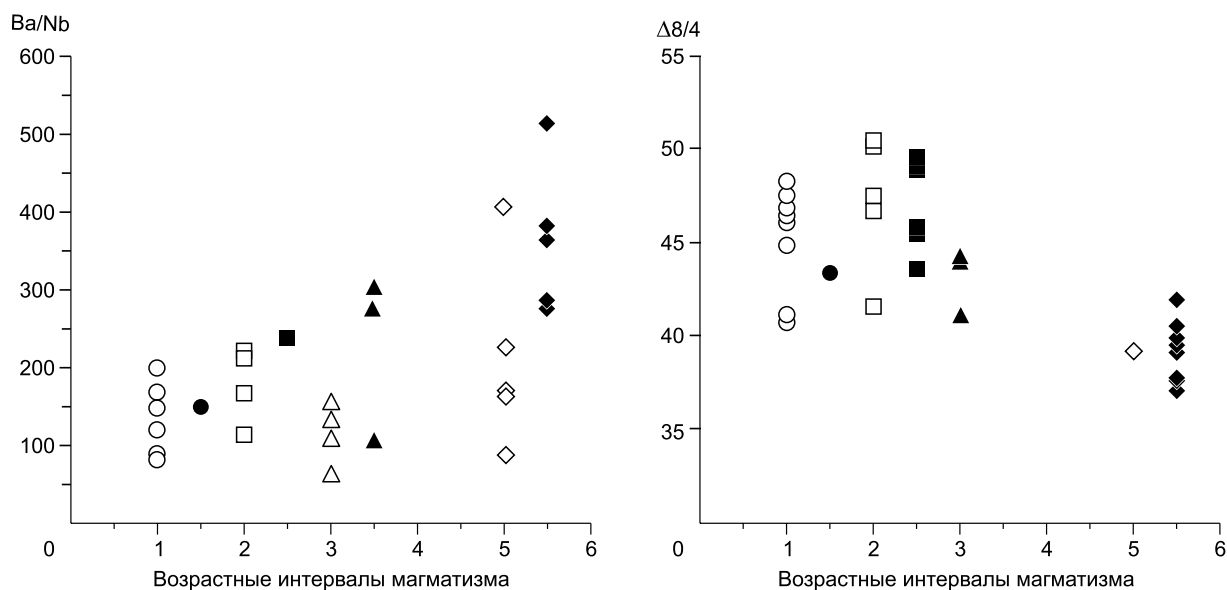


Рис. 9. Вариации отношений Ba/Nb и $\Delta 8/4$ в разновозрастных базальтах о. Кунашир.

Отрицательная корреляция между двумя параметрами в голоценовых вулканитах подтверждает более значительную роль в их магмогенезе низкотемпературного водного флюида (AOC fluid) образованной в результате дегидратации измененной Тихоокеанской океанической плиты. Усл. обозн. см. на рис. 3.

$$\Delta 8/4 = \left[\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{обр.}} - \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{NHRL}} \right] \cdot 100, \text{ где } \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{NHRL}} = 1.209 \cdot \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{обр.}} + 15.627.$$

распределения (D) по отношению в типичной реститовой минеральной ассоциации перидотитовой мантии ($D_{\text{Nd}} = 0.010$, $D_{\text{Hf}} = 0.015$, $D_{\text{Sm}} = 0.018$), не фракционируют между собой при плавлении мантии OIB и MORB типов, но могут вести по-разному в присутствии субдукционного компонента [Pearce et al., 1999]. В курильских лавах глубина отрицательной Hf аномалии коррелирует не только с высокими концентрациями в породах LREE, но и Th. С учетом этого предполагается, что в ее происхождении основная роль принадлежала расплаву, образованному в результате плавления осадочного материала с относительно низкими концентрациями Hf [Мартынов и др., 2010].

Закономерное возрастание роли низкотемпературного флюида в происхождении молодых вулканитов о. Кунашир подтверждают более высокие Ba/Nb отношения и низкие значения величины $\Delta 8/4$ (рис. 9). Смещение фигуративных точек голоценовых базальтов к полю MORB Тихого океана (рис. 10) показывает, что основным источником водного флюида являлась субдуцирующая Тихоокеанская плита с более низкими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями по сравнению с надсубдукционной мантией Курильских островов и терригенных осадков [Мартынов и др., 2012].

Отсутствие геохимических признаков влияния высокотемпературного осадочного субдукционного компонента на происхождение голоценовых вулканитов тыловой зоны о. Кунашир свидетельствует об охлаждении ($< 800^\circ\text{C}$, по [Johnson, Plank, 1999]) поверхности субдуцирующей плиты. Причины этому могут быть разные, например, изменение угла наклона океанической пластины или увеличения скорости конвергенции литосферных плит [Sygacuse

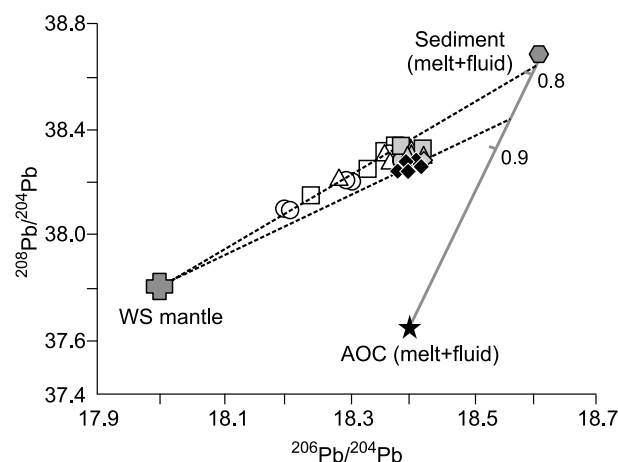


Рис. 10. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, показывающая расчетные линии смешения мантийных и субдукционных компонентов.

Усл. обозн. см. на рис. 3. WS mantle — мантия MORB Индийского океана; AOC (melt + fluid) — измененная океаническая кора (расплав + флюид); Sediment (melt + fluid) — океанический осадок (расплав и флюид). Изотопный состав мантии и субдукционных компонентов, по [Tollstrup et al., 2010]. Цифры в поле рисунка — пропорции смешивающихся компонентов.

et al., 2010]. Важную роль в формировании температурного фона субдукционной системы могут играть и задуговые тектономагматические процессы. В пределах Южных Курильских островов такое влияние прослеживается в корреляции макро- и микроэлементных характеристик четвертичных вулканитов со степенью раскрытия Курильской котловины [Мартынов и др., 2010]. Полученные нами данные могут рассматриваться как дополнительное подтверждение этого вывода.

По результатам комплексных морских геолого-геофизических исследований выделяются два основных тектонических этапа развития Курильской котловины [Baranov et al., 2002]. Ранний миоценовый этап соответствовал режиму растяжения, который сопровождался подъемом астеносферной мантии и активным магматизмом. В результате формирования молодой и «горячей» литосферы происходило повышение температурного фона надсубдукционной мантии и поверхности погружающейся океанической плиты с выплавлением тыловодужных магм со специфическими геохимическими характеристиками. Подобный механизм использовался в работах [Portnyagin et al., 2007; Martynov et al., 2010; Чашин, Мартынов, 2011] для объяснения происхождения латеральной зональности в Курильской островной дуге и на Камчатке.

Начало нового этапа развития задугового бассейна со сменой тектонического режима с растяжения на сжатие в работе [Baranov et al., 2002] относилось к позднему миоцену, но это произошло, по-видимому, позднее — в плейстоцене. В это время регистрируется подъем территории выше уровня моря и формирование неспецифических для островных дуг вулканических комплексов с трещинным характером извержения. Сжатие задугового бассейна должно было приводить к сокращению или полному прекращению магматической активности, снижению температурного фона надсубдукционной мантии в тыловой зоне островной дуги и, соответственно, к смене физической природы и состава субдукционного компонента.

В заключении следует заметить, что данные GPS-наблюдений указывают на западное (континентальное) перемещение Курильских островов со скоростью ~20 мм/год [Левин и др., 2010], с сокращением площади Курильской котловины.

ВЫВОДЫ

Закономерные изменения во времени изотопно-геохимических характеристик вулканических пород о. Кунашир в значительной степени определяются геодинамической историей формирования расположенной в тылу островной дуги Курильской глубоководной котловины. Это свидетельствует о необходимости учета задуговых процессов при разработке моделей магмогенерации под Курильской островной дугой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00100) и проектов ДВО РАН № 12-III-A-08-151, 13-III-B-08-046.

ЛИТЕРАТУРА

Журавлев Д.З., Цветков А.А., Гладков Н.Г., Чернышев И.В. Латеральные вариации изотопных отношений неодайма и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // *Геохимия*, 1985, № 12, с. 1723—1736.

Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // *Докл. АН СССР*, 1987, т. 293, № 2, с. 185—187.

Левин Б.В., Рыбин А.В., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Чибисова М.В., Коган М.Г., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Мониторинг извержения вулкана Пик Сарычева на острове Матуа в 2009 году (Центральные Курильские острова) // *ДАН*, 2010, т. 435, № 2, с. 255—258.

Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чашин А.А., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп — роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // *Геохимия*, 2005, № 4, с. 369—383.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // *Петрология*, 2010, т. 18, № 5, с. 1—25.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.-И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований // *Петрология*, 2012, т. 20, № 1, с. 102—110.

Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М., Наука, 1987, 237 с.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Ред. Ю.М. Пушаровский. М., Наука, 1992, 527 с.

Сывороткин В.Л., Русинова С.В. Платоэффузивы острова Кунашир — рифтовая формация на островной дуге // *Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика)*. М., Наука, 1989, с. 180—188.

- Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т.** Плейстоценовые подводные вулканы восточной части Курильской котловины (Охотское море) // ДАН, 2000, т. 371, с. 366—370.
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.** Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М., Наука, 1989, 239 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л.** Происхождение вулканических серий островных дуг. М., Недра, 1985, 275 с.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А.** Петрология пород вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток, Дальнаука, 2011, 270 с.
- Bailey J.C.** Role of subducted sediments in the genesis of Kuril-Kamchatka island arc basalts: Sr isotopic and elemental evidence // *Geochem. J.*, 1996, v. 30, p. 289—321.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.** Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 102, p. 265—280.
- Baranov B., Wong H.K., Dozorova K., Karp B., Lüdmann T., Karnaukh V.** Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *Island Arc*, 2002, v. 11, p. 206—219.
- Bindeman I.N., Bailey J.C.** Trace elements in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 69, p. 209—226.
- Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M.** SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2—7.5 GPa and 1080—1200 °C // *Lithos*, 2000, v. 25, p. 165—187.
- Hauff F., Hoernle K., Schmidt A.** Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185): Implications for alteration of ocean crust and the input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, doi:10.1029/2002GC000421.
- Iizumi S., Maehara K., Morris P.A., Sawada Y.** Sr isotope data of some GSJ rock reference samples // *Memoir of Faculty of Science, Shimane University*, 1994, v. 28, p. 83—86.
- Iizumi S., Morris P.A., Sawada Y.** Nd isotope data for GSJ reference samples JB-1a, JB-3 and JG-1a and the La Jolla standard // *Memoir of Faculty of Science, Shimane University*, 1995, v. 29, p. 73—76.
- Ishikawa T., Tera F.** Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of Br/Nb and B isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 152, p. 123—138.
- Ishizuka O., Kimura J.-I., Li Y.B., Stern R.J., Reagan M.K., Taylor R.N., Ohara Y., Bloomer S.H., Ishii T., Hargrove U., Haraguchi S.** Early stages in the evolution of Izu—Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006a, v. 250, p. 385—401.
- Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A., Nesbitt R.W., Yuasa M., Sakamoto I.** Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space — Constraints from high-precision Pb isotopes // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2006b, v. 156, p. 266—290.
- Johnson M.C., Plank T.** Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1999, v. 13, doi:10.1029/999GC000014.
- Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T.** Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120—180 km depth // *Nature*, 2005, v. 439, p. 724—727.
- Kimura J.-I., Yamada Y.** Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads // *J. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1996, v. 91, p. 62—72.
- Kimura J.-I., Yoshida T.** Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 2185—2232.
- Kimura J.-I., Yoshida T., Takaku Y.** Igneous rock analysis using ICP-MS with internal standardization, isobaric ion overlap correction, and standard addition methods // *Sci. Report of Fukushima University*, 1995, v. 56, p. 1—12.
- Kimura J.-I., Kawahara M., Iizumi S.** Lead isotope analysis using TIMS following single column-single bead Pb separation // *Geosci. Report of Shimane University*, 2003, v. 22, p. 49—53.
- Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S.** Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of oceanic island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 148, p. 193—205.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre 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, p. 321—325.
- Martynov A.Yu., Kimura J.-I., Martynov Yu.A., Rybun A.V.** Geochemistry of late Cenozoic lavas on Kunashir Island, Kurile Arc // *Island Arc*, 2010, v. 19, p. 86—104.

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 arc-basin systems // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 11, p. 1579—1611.

Peate D.W., Pearce J.A. Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence // *Island Arc*, 1998, v. 7, p. 479—495.

Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Gunther D., Schmidt M.W. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 22, doi:10.1029/2003GC000638.

Plank T., Langmuir C.H. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature*, 1993, v. 362, p. 739—742.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.

Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 225, p. 53—69.

Ruscitto D.M., Wallace P.J., Cooper L.B., Plank T. Global variations in H₂O/Ce: Relationships to arc magma geochemistry // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012, v. 13, doi:10.1029/2011GC003887.

Ryan J.G., Morris J., Tera F., Leeman W.P., Tsvetkov A. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth // *Science*, 1995, v. 270, p. 625—627.

Stern R.J. Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 275—292.

Straub S.M., Layne G.D., Schmidt A., Langmuir C.H. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 22, doi:10.1029/2002GC000408.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. // *Geol. Soc. Special Publ.*, London, 1989, p. 313—345.

Syracuse E.M., Albers G.A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2006, v. 23, doi:10.1029/2005GC001045.

Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2010, doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004.

Tatsumi Y. Some constraints on arc magma genesis // *Inside the subduction factory, geophysical monograph* / Ed. J. Eiler. 2003, v. 138, p. 277—292.

Tollstrup D., Gill J., Kent A., Williams R., Tamura Y., Ishizuka O. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducted slab, revisited // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2010, v. 11, doi:10.1029/2009GC002847.

Yoshida T. The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc, Japan // *Tohoku Geophys. J.*, 2001, v. 36, p. 131—149.

Yoshida T., Ohguchi T., Abe T. Structure and evolution of source area of the Cenozoic volcanic rocks in Northeast Honshu arc, Japan // *Memoir of the Geological Society of Japan*, 1995, v. 44, p. 263—308.

*Рекомендована к печати 25 июля 2014 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 16 августа 2013 г.,
после доработки — 29 мая 2014 г.*