

УДК 552.323.5

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2010 г. Ю. А. Мартынов*, А. И. Ханчук*, Дж.-И. Кимура**, А. В. Рыбин***, А. Ю. Мартынов*

*Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022, Россия; e-mail: martynov@fegi.ru

**Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine–Earth Science and
Technologh, Yokosuka 237-0061, Japan; e-mail: jkimura@jamstec.go.jp

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
ул. Науки, 5, Южно-Сахалинск, 693022, Россия; e-mail: rybin@imgg.ru

Поступила в редакцию 27.09.2009 г.
Получена после доработки 2.12.2009 г.

Новые прецизионные аналитические данные по микроэлементам и радиогенным изотопам (Sr, Nd, Pb) свидетельствуют об аномальных геохимических характеристиках основных и средних по составу четвертичных лав трех наиболее крупных островов Курильской островной дуги — Парамушир на севере, Кунашир и Итуруп на юге. Высокие концентрации калия, легких лантаноидов в вулканических продуктах о-ва Парамушир являются следствием распространения на юг тепловой мантийной аномалии Камчатского полуострова, с вовлечением в магмогенезис расплавов, связанных с плавлением океанических осадков. ДеPLETED характеристики основных эффузивов двух других островов связаны с относительно молодыми тектономагматическими событиями на этапе раскрытия Курильской задуговой котловины. Формирование Курильской островодужной системы происходило на гетерогенном фундаменте. Северные острова являются продолжением вулканических структур Южной Камчатки, развивающихся над изотопно-деPLETED и разогретой литосферной мантией, близкой по составу к тихоокеанскому MORB-типу. Южные острова формировались над изотопно-обогащенной и “холодной” литосферой индийского MORB типа, преобразованной в результате относительно молодых задуговых тектономагматических процессов. Хотя вопросы происхождения поперечной геохимической зональности не входили в задачу данного исследования, достаточно однородный изотопный состав тыловодужных лав, при отсутствии минералогических и геохимических признаков коровой контаминации, позволяет предполагать самостоятельный магматический источник.

Островодужные системы являются ключевыми структурными элементами плитовой тектоники, зонами активного взаимодействия вещества коры и мантии, формирования новых глубинных геохимических резервуаров. Изучению этих структур уделялось и уделяется огромное внимание, но многие аспекты их функционирования до сих пор остаются непроясненными. В полной мере это относится к магматическим породам, значительно более комплексным по своему генезису, чем, например, базальты срединно-океанических хребтов (MORB) или океанических островов (OIB). Кроме надсубдукционной мантии, в островодужном магмогенезисе значительную роль играют субдукционные компоненты, образованные в результате дегидратации или плавления океанической коры и осадков. Дополнительную неопределенность вносят “несубдукционные” факторы: варьирующий геодинамический режим, гетерогенность литосферной мантии (Arculus, 1994; Pearce et al., 2005 и др.), коровая контаминация (например, Kimura, Yoshida, 2006), активность задуговых тектономагматических событий (Pearce, Parkinson, 1993 и др.), трансформных разломов (Авдейко и др., 2001) и др.

Важнейшим инструментом оценки вклада различных компонентов в магмогенезис является изучение пространственно-временных вариаций составов магматических пород. Для Курильских островов такая информация носит ограниченный характер (Bailey, 1996; Ishikawa, Tera, 1997). В настоящей статье вопросы продольной и поперечной латеральной зональности четвертичных вулканитов рассматриваются на основе новых микроэлементных и изотопных данных, полученных с использованием современной элементной аналитической базы

Островодужные системы Северо-Восточной Японии и Курил формировались в позднем кайнозое на восточной окраине Евразийского континента в ассоциации с тыловодужными морскими котловинами Японского и Охотского морей. Если субдукционные процессы в пределах Северо-Восточной Японии изучались очень интенсивно, включая магматические проявления, связанные с открытием задугового бассейна (Goto et al., 1995; Kimura, Yoshida, 2006; Okamura et al., 1998, 2005 и др.), то данные по Курильской островной дуге ограничены. Первое монографическое обобщение геофизических, геологических, петрографических и петрохимических дан-

ных было выполнено Г.С. Горшковым (1967). В настоящее время эта работа представляет интерес, главным образом, детальным описанием морфологии и строения важнейших вулканических центров. Б.Н. Пискуновым (1987) на основании сопоставления разрезов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород выделены региональные вулканические комплексы и реконструированы условия их формирования. В работе В.И. Федорченко с соавторами (1989) обобщены данные по характеру распределения и составам ксенолитов в четвертичных лавах.

Информация по микроэлементному, и особенно изотопному, составу четвертичных вулканитов немногочисленна и ограничена отдельными вулканическими центрами (Bailey et al., 1989; Мартынов и др., 2005). После пионерской работы Д.З. Журавлева с соавторами (Журавлев и др., 1985) новые аналитические данные по изотопии неодима, например, появились лишь для некоторых вулканов о-ва Итуруп (Bindeman, Bailey 1999) и прилегающей акватории Курильской глубоководной котловины (Varanov et al., 2002). Практически отсутствуют данные по изотопии свинца.

Вопросы магмогенезиса курильских лав наиболее детально, на современном аналитическом материале, рассмотрены в работе (Ishikawa, Tera, 1997). Отмечая линейную корреляцию $\delta^{11}\text{B}$ с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Nb/V , авторы связывали поперечную геохимическую зональность со смешением двух изотопно-гомогенных компонентов – субдукционного флюида и мантийного клина. С учетом сравнительно высоких значений Nb/V отношений в двух образцах тыловодужных вулканитов центрального и южного звеньев не исключался и вклад в магмогенезис ювенильного мантийного материала. Важная роль флюидной фазы в происхождении магматических пород фронтальной зоны отмечалась рядом авторов (Журавлев и др., 1985; Богатилов, Цветков, 1988; Подводный вулканизм..., 1992; Bindeman, Bailey, 1999). Некоторые исследователи (Подводный вулканизм..., 1992; Bindeman, Bailey 1999) предполагали прогрессивное изменение состава магматического источника по направлению к тыловой зоне островной дуги.

Слабая продольная геохимическая зональность Курильской островной дуги со сменой состава вулканитов от преобладающего низкокалиевого до умеренно-калиевого типов (Popolitov, Volynets, 1982; Bailey et al., 1989; Подводный вулканизм..., 1992) рассматривалась как следствие небольшого различия в литологии субдуцирующего осадка на северном и южном отрезках (Bailey, 1996; Ishikawa, Tera, 1997). В работе (Подводный вулканизм..., 1992) акцент делался на локализацию лав повышенной калиевой щелочности в местах сочленения разноориентированных флангов дуги на севере (о. Парамушир) и в центральной части (о. Симушир).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Курильская островодужная система 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 колеблется от 90 до 118 млн. лет, увеличиваясь в южном направлении. Древнему возрасту океанической плиты соответствует и максимальная глубина землетрясений, достигающая 650 км. Все участки островной дуги классифицируются как зоны умеренного сжатия (Bailey, 1996).

Курило-Камчатский глубоководный желоб заполнен океаническими осадками с примесью континентального материала (17–80 об. %), кремнистого биогенного происхождения (около 9 об. %), вулканического пепла (первые об. %) и небольшого количества карбонатов. Пропорция континентального вещества в осадке увеличивается в южном направлении (Ishikawa, Tera, 1997).

Начало формирования *Большой Курильской вулканической дуги* относится к раннему миоцену или олигоцену. Ее общая протяженность превышает 1150 км при ширине 100 до 200 км. Традиционно выделяются северная, центральная и южная зоны, или сектора (рис. 1). Поверхность погружающейся Тихоокеанской океанической плиты располагается под вулканическим фронтом на глубине 94.2 км (южный сектор) и 92 км (северный сектор) (Sygacuse, Abers, 2006). Слабо изменяется мощность коры (28–33 км в южной зоне, 25–30 в центральной, 32–36 в северной) (Злобин и др., 1987). Кроме значительной мощности, о континентальной природе коры свидетельствует присутствие на всем протяжении дуги ксенолитов метаморфических пород (плагиоклаз-пироксеновых гранулитов, кристаллических сланцев) (Подводный вулканизм..., 1992). В пределах вулканического фронта преобладают оливин-пироксеновые габброиды (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты), иногда встречаются алливалиты, троктолиты, эвкриты, гранитоидные (о-ва Парамушир, Симушир, Кунашир). В тыловой зоне встречаются амфиболовые габбро и гипербазиты. Включения габброидов и метаморфических пород в тыловодужных лавах обогащены Ti, щелочами, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn, но обеднены Cr, V, Pb, Sn (Подводный вулканизм..., 1992).

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы, слагающие острова, подразделяются на два структурных яруса. Нижний сформирован умеренно деформированными позднекайнозойскими отложениями (ранне-среднемиоценовые–плиоценовые), верхний – слабо деформированными четвертичными плейстоцен-голоценовыми эффузивами. Вулканические породы обоих структурных ярусов варьируют по составу от базальтов до риолитов, но базальты и андезиты преобладают (Подводный вулканизм..., 1992).



Рис. 1. Схематическая карта Курильских островов и Курильской тыловодужной котловины.

Цифрами на карте показаны опробованные вулканы: 1–3 – Тятя; 4–6 – Меньшой Брат и Кудрявый; 7 – Львиная Пасть; 8 – Богдана Хмельницкого; 9 – Брат Чирпоев; 10 – Броутона; 11–13 – Уратман; 14 – Превос; 15, 16 – Расшуа; 17 – Сарычева; 18 – Чикурачки; 19–21 – Эбеко; 22, 23 – Алаид; 24 – поле небольших подводных вулканов в тылу о-ва Итуруп (Bindeman, Bailey, 1999); 25 – подводный вулкан Геофизиков (Baranov et al., 2002).

Черными и тонкими пунктирными линиями показаны границы южного, центрального и северного секторов; серой – условная граница фронтальных и тыловодужных четвертичных вулкаников. Отметим, что большинство опробованных вулканов относятся к фронтальной зоне.

Формирование *Курильской котловины* относят к раннему-среднему миоцену (32–15 млн. лет). Учитывая ее форму – неправильный треугольник с выклиниванием вблизи границы центрального и северного секторов (о. Шиашкотан) (рис. 1), предполагается различная интенсивность процессов растяжения на юге и севере задуговой структуры. Несмотря на смену режима растяжения на сжатие в плиоцене (Baranov et al., 2002), магматические процессы в тыловой зоне оставались активными, видимо, вплоть до настоящего времени. Об этом свидетельствуют высокий тепловой поток (до 105 мВ/м^2) и присутствие четвертичных (0.84–1.07 млн. лет) подводных вулканов (Baranov et al., 2002; Тарарин и др., 2000).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Около 200 представительных образцов четвертичных лав были проанализированы на содержание петрогенных и микроэлементов. Концентрацию петрогенных элементов определяли в лаборатории аналитической химии Дальневосточного геологического института ДВО РАН с применением гравиметрии (SiO_2) и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавляли раствор кадмия (концентрация 10 ppm) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Учитывая преимущественно основной состав и относительно низкое содержание щелочей в исследуемых образцах, для перевода в раствор применяли метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF , HNO_3 , HClO_4 (“superpure”, Merck) в отношении 2.5 : 1 : 0.5 (Смирнова и др., 2003). Градуировочные растворы готовили из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения.

Определение примесных элементов: Li, Be, Sc, V, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Pb, Th, U выполняли метод ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent

7500 (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта ^{115}In при конечной концентрации в растворе 10 ppb. Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS-1, CLMS-2, CLMS-3, CLMS-4 (США); в качестве стандартов — геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

В Иркутском Центре коллективного пользования измерение микроэлементного состава проводили на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5, проанализированной методом ICP-MS в лаборатории Королевского музея Центральной Африки, Бельгия. Химическую подготовку проб выполняли на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. В процессе пробоподготовки использовали двукратно очищенные на изотермических перегонках кислоты. Плавиковую кислоту очищали в тefлоновых аппаратах, а воду, азотную и соляную кислоты — в кварцевых.

Сопоставление анализов параллельных проб, полученных в двух разных аналитических центрах, показывает хорошую сопоставимость результатов.

40 образцов были проанализированы на содержания радиогенных изотопов (Sr, Nd и Pb) в университете Шимане (г. Матсуге, Япония) на мультиколлекторном ICP-MS (Thermo Elemental VG Plasma 54). Для анализа использовали ультрачистые кислотные реагенты. Методика концентрирования Sr, Nd и Pb приведена в работах (Iizumi et al., 1994; Iizumi et al., 1995; Kimura et al., 2003).

ГЕОХИМИЯ

Петрогенные элементы

Содержания SiO_2 и MgO в четвертичных лавах Курильской островной дуги варьируют: 47–75 мас. % и 1–10 мас. % соответственно (таблица). Низкие концентрации TiO_2 (<1 мас. %) и высокие Al_2O_3 (15–25 мас. %) указывают на надсубдукционную природу всех изученных образцов. С уменьшением содержания MgO возрастают концентрации кремнезема, натрия и калия, но снижаются — CaO. Вариации концентраций TiO_2 незначительны. При содержаниях MgO ниже 7–4 мас. % концентрации Al_2O_3 в исследуемых породах либо резко возрастают до 20–22 мас. %, либо постепенно снижаются до 15–16 мас. % (рис. 2).

Вулканиды фронтальной и тыловой зон отчетливо различаются по ряду петрохимических признаков. Для первых характерны значительные вариации кремнекислотности (от ~46 мас. % SiO_2 до ~70 мас. % SiO_2) и магнезиальности (рис. 2). Содержания MgO в некоторых образцах фронтальной зоны южного сектора (о-ва Кунашир и Итуруп) достигают 9–

14 мас. %, что позволяет рассматривать их в качестве первичных мантийных выплавов. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (рис. 3) фронтальные лавы, как правило, располагаются в поле низкокальевой серии; а на диаграмме $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ — в известково-щелочной (рис. 4).

Отчетливо выражены продольные вариации составов вулканитов, прежде всего по содержанию калия и в меньшей степени магния. Лавы южных островов отличаются низкие, а о. Парамушир — аномально высокие для фронтальных зон островодужных систем концентрации K_2O . Особенностью о-вов Кунашир и Итуруп является также присутствие высокомагнезиальных разностей ($\text{MgO} > 10$ мас. %). Значимых различий в содержаниях других петрогенных оксидов, включая натрий и титан, не наблюдается.

Для тыловой зоны типичны более ограниченные вариации составов пород с преобладанием базальтов и андезибазальтов (SiO_2 — 50–55 мас. %). Содержания MgO варьируют от 3 до 7 мас. % (рис. 2). Более магнезиальные лавы (7–9 мас. % MgO) характеризуют тыловую зону о-ва Итуруп. В пределах северного сектора (о. Атласово) вариации MgO ограничены интервалом 3–6 мас. %, хотя в единичных образцах содержание этого элемента достигает 8 мас. %. По содержанию K_2O тыловодужные вулканиты южного и центрального секторов соответствуют умеренно-кальевой (рис. 3), северного — высококальевой сериям. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 4) фигуративные точки тыловодужных вулканитов располагаются преимущественно в поле толеитовых составов, однако область перекрытия с фронтальными лавами значительная. При близкой магнезиальности лавы тыловой зоны характеризуются, как правило, более высокими концентрациями K_2O , TiO_2 , Na_2O , CaO, Al_2O_3 и низкими SiO_2 по сравнению с фронтальными вулканитами (рис. 2).

Продольная зональность для тыловой зоны выражена не столь отчетливо, возможно, из-за менее представительной коллекции, хотя возрастание калиевости и снижение магнезиальности вулканитов в северном направлении в целом просматривается.

Микроэлементы

По основным геохимическим признакам четвертичные вулканиты Курильской островной дуги являются типичными надсубдукционными образованиями с относительно высоким содержанием Rb, Ba, U, Th, K и низким — высокочarged катионов (HFSE) (рис. 5). Образцы с геохимическими признаками адакитов (высокие отношения LREE/HREE) в проанализированной коллекции отсутствуют (рис. 6).

Поперечная зональность в распределении микроэлементов проявлена отчетливо. Аномально низкие (<1) нормализованные концентрации Nb и Ta в вулканитах фронтальной зоны возраста-

Содержание петрогенных (мас. %), микроэлементов (ppm) и радиогенных изотопов в представительных образцах вулканитов Большой Курильской гряды

Компо- ненты	KY-72/73	KY-108/73	KY-P1-2002	KY-ср-4	KY-ср-2	KY-Al-1	KY-1470	KY-08
	1	2	3	4	5	6	7	8
	о. Кунашир (Ф)			о. Итуруп (Ф)				о. Итуруп (Т)
SiO ₂	52.45	52.87	51.93	52.15	55.49	49.56	50.04	51.79
TiO ₂	1.16	1.18	1.10	0.73	0.82	0.38	0.80	0.92
Al ₂ O ₃	16.52	16.18	16.38	16.46	16.73	12.32	18.54	20.53
Fe ₂ O ₃	12.53	12.60	12.88	10.48	10.17	9.88	12.08	9.04
MnO	0.21	0.21	0.18	0.18	0.25	0.20	0.20	0.20
MgO	4.52	4.52	5.21	7.80	4.18	11.15	5.00	3.42
CaO	9.27	9.26	9.30	9.46	8.97	14.58	10.68	9.68
Na ₂ O	2.98	2.90	2.80	2.28	2.53	0.70	2.13	3.25
K ₂ O	0.66	0.67	0.60	0.48	0.63	0.07	0.23	0.61
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.23	0.18	0.19	0.02	0.06	0.26
Сумма	100.48	100.58	100.61	100.2	99.96	98.86	99.76	99.7
Rb	13.53	12.42	11.80	7.06	10.12	2.24	1.32	8.31
Ba	198.60	253.10	196.20	147.70	209.90	18.30	35.45	94.20
Pb	6.66	6.39	6.52	5.69	5.85	2.00	1.90	5.91
Zr	93.16	90.85	87.07	47.44	50.41	10.17	16.52	47.74
Hf	2.59	2.55	2.29	1.46	2.06	0.38	0.76	1.85
La	5.40	6.11	5.56	3.16	3.54	0.91	1.23	4.47
Ce	15.17	16.59	15.33	7.33	9.61	1.61		10.56
Pr	2.52	2.42	2.33	1.24	1.40	0.39	0.52	1.99
Nd	13.37	12.72	11.68	5.81	7.08	1.84	2.65	9.54
Sm	4.09	3.83	3.59	1.97	2.14	0.89	0.98	3.05
Eu	1.24	1.19	1.14	0.74	0.82	0.34	0.44	1.15
Gd	3.41	3.39	4.60	1.66	2.01	0.75	0.83	2.51
Tb	0.89	0.91	0.77	0.51	0.59	0.29	0.29	0.76
Dy	5.88	5.46	5.15	3.27	3.77	1.79	1.88	4.41
Ho	1.15	1.15	1.09	0.69	0.81	0.39	0.40	0.92
Er	3.19	3.35	2.94	2.00	2.28	1.11	1.16	2.53
Tm	0.47	0.47	0.45	0.30	0.38	0.17	0.18	0.38
Yb	3.35	3.22	3.04	2.03	2.44	1.10	1.23	2.62
Lu	0.47	0.50	0.45	0.31	0.37	0.17	0.20	0.40
Nb	1.20	1.12	1.16	0.48	0.57	0.10	0.28	0.84
Y	29.80	27.19	29.37	18.44	21.25	9.91	7.54	20.81
Ta	0.09	0.08	0.08	0.04	0.05	0.01	0.02	0.06
Th	1.20	1.02	1.02	0.53	0.78	0.08	0.21	0.68
U	0.40	0.39	0.37	0.23	0.30	0.03	0.10	0.25
Be	0.49	0.47	0.50	0.24	0.28	0.07	0.18	0.44
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703238	0.703273	0.703177	0.703236	0.703269	0.703297	0.703465	0.703352
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513042	0.513041	0.513095	0.513062	0.513021		0.513000	0.513060
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.39	18.39	18.371	18.345	18.397	18.401	18.504	18.387
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.529	15.52	15.525	15.538	15.533	15.543	15.516	15.527
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.23	38.23	38.233	38.252	38.277	38.305	38.240	38.253

Таблица. (Продолжение)

Компо- ненты	КУ-233/84	КУ-20/76	КУ-191/84	КУ-229/83	КУ-26/83	КУ-56/84	КУ-10/84	КУ-11/84
	9	10	11	12	13	14	15	16
	о-ва Черные Братья (Ф)	о. Броуго- на (Т)	о. Симушир (Ф)				о. Расшуа (Ф)	
SiO ₂	52.62	54.04	54.14	52.12	54.96	52.24	55.88	51.50
TiO ₂	0.72	0.72	1.02	0.83	0.80	0.72	0.60	0.60
Al ₂ O ₃	18.50	17.14	17.82	18.33	17.50	18.75	16.63	16.60
Fe ₂ O ₃	9.69	6.53	10.94	10.33	9.79	9.32	8.43	10.66
MnO	0.17	0.14	0.19	0.16	0.16	0.19	0.16	0.21
MgO	4.97	7.13	3.26	5.45	3.98	5.30	5.30	6.17
CaO	9.96	9.22	8.36	9.35	8.69	9.62	6.62	9.28
Na ₂ O	2.92	2.64	3.38	2.85	3.06	2.60	3.12	2.55
K ₂ O	0.63	1.89	0.76	0.48	0.54	0.30	1.50	0.77
P ₂ O ₅	0.13	0.28	0.17	0.16	0.18	0.15	0.08	0.13
Сумма	100.31	99.73	100.04	100.06	99.66	99.19	98.32	98.47
Rb	9.32	29.15	11.32	8.60	8.43	18.94	18.44	12.35
Ba	189.90	214.50	135.80	120.20	151.80	68.89	349.30	140.70
Pb	4.92	28.37	4.78	5.17	3.71	2.56	10.01	6.61
Zr	74.65	84.79	86.72	47.65	56.82	47.84	66.14	53.36
Hf	1.54	2.56	2.52	1.51	1.54	1.49	2.62	1.58
La	5.64	13.23	5.91	3.39	4.71	3.11	5.34	3.23
Ce	13.06	33.94	15.55	8.85	12.64	8.82	13.79	8.64
Pr	1.82	3.53	2.22	1.33	1.87	1.45	2.05	1.33
Nd	9.81	16.22	11.62	6.70	9.30	7.91	10.19	6.93
Sm	2.62	3.69	3.26	2.16	2.76	2.50	3.10	2.22
Eu	0.92	1.38	1.20	0.79	0.97	0.95	0.93	0.78
Gd	2.25	3.61	2.93	2.71	3.41	3.25	3.84	2.94
Tb	0.61	0.75	0.82	0.48	0.60	0.57	0.68	0.52
Dy	3.54	4.13	5.23	3.23	4.01	3.84	4.60	3.51
Ho	0.69	0.69	0.95	0.71	0.86	0.82	1.01	0.76
Er	2.04	2.17	2.81	1.98	2.40	2.29	2.83	2.13
Tm	0.31	0.31	0.44	0.32	0.37	0.35	0.44	0.34
Yb	2.14	2.02	2.94	2.11	2.58	2.34	3.10	2.23
Lu	0.31	0.32	0.46	0.33	0.39	0.37	0.47	0.35
Nb	1.08	3.13	1.46	0.89	1.28	0.77	1.05	0.65
Y	18.00	17.91	26.09	20.45	19.92	22.23	25.41	19.98
Ta	0.08	0.20	0.11	0.08	0.09	0.06	0.09	0.06
Th	0.96	3.23	1.21	0.64	0.72	0.38	1.41	0.70
U	0.35	1.06	0.45	0.27	0.24	0.17	0.59	0.32
Be	0.43	0.76	0.53	0.40	0.48	0.35	0.47	0.34
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703155	0.702993	0.703271	0.703213	0.703283	0.703003	0.703413	0.703617
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513017	0.513058	0.513136	0.513158	0.513171	0.513063	0.513129	0.513179
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.397	18.021	18.409	18.395	18.384	18.373	18.430	18.450539
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.523	15.576	15.527	15.523	15.537	15.511	15.534	15.564336
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.234	38.109	38.251	38.231	38.257	38.172	38.294	38.365115

Таблица. (Окончание)

Компо- ненты	KY-36/76	KY-1301	KY-46/72	KY-41/72	KY-47/72	KY-34/72	KY-161/72
	17	18	19	20	21	22	23
	о. Матуа (Ф)	о. Парамушир (Ф)				о. Атласово (Т)	
SiO ₂	55.31	52.40	52.98	58.81	54.90	49.01	48.91
TiO ₂	0.84	0.72	0.74	0.67	0.68	0.92	0.80
Al ₂ O ₃	18.08	20.75	16.30	16.72	15.51	19.68	20.77
Fe ₂ O ₃	9.09	8.67	10.12	8.22	9.79	10.72	8.85
MnO	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17
MgO	3.41	3.90	7.50	3.00	4.98	3.78	4.91
CaO	8.45	9.46	8.10	7.00	8.23	10.78	10.54
Na ₂ O	3.15	2.84	2.65	3.00	3.14	2.85	2.83
K ₂ O	0.96	1.03	1.40	2.17	1.90	1.61	1.65
P ₂ O ₅	0.25	0.08	0.27	0.18	0.22	0.35	0.36
Сумма	99.7	100.02	100.23	99.95	99.53	99.87	99.79
Rb	14.13	14.45	30.62	78.12	35.91	32.82	43.70
Ba	183.30	227.90	323.30	2098.00	252.80	158.90	
Pb	7.25	8.96	6.22	8.09		4.19	4.69
Zr	53.24	52.78	68.25	102.50	82.22	63.95	115.10
Hf	2.00	1.72	2.30	2.96	2.25	1.89	2.02
La	7.80	6.47	9.51	11.74	9.76	11.28	12.94
Ce	18.54	16.64	22.06	28.78	23.27	24.96	33.47
Pr	2.73	2.32	3.14	3.52	3.16	3.53	3.83
Nd	13.26	10.68	14.01	16.10	14.23	15.31	19.26
Sm	3.54	2.99	3.50	3.62	3.50	3.88	4.30
Eu	1.19	1.07	1.08	1.04	1.04	1.29	1.38
Gd	3.86	2.98	3.32	3.85	3.49	3.82	4.26
Tb	0.62	0.60	0.59	0.58	0.54	0.59	0.61
Dy	3.99	3.75	3.61	3.77	3.47	3.49	3.87
Ho	0.83	0.76	0.73	0.77	0.71	0.72	0.75
Er	2.36	2.21	2.11	2.17	2.04	1.94	2.11
Tm	0.37	0.34	0.31	0.35	0.32	0.31	0.32
Yb	2.52	2.25	2.20	2.45	2.15	1.95	2.12
Lu	0.39	0.35	0.33	0.39	0.34	0.31	0.31
Nb	1.36	1.19	1.66	2.05	1.73	3.66	3.35
Y	21.06	20.54	18.67	21.55	19.24	18.74	21.50
Ta	0.08	0.08	0.35	0.14	0.11	0.22	0.20
Th	1.40	1.30	2.76	4.09	2.74	2.14	2.29
U	0.49	0.46	1.01	1.49	1.01	0.78	0.90
Be	0.55	0.48	0.64	0.69	0.67	0.86	0.84
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703141	0.703225	0.703245	0.703271	0.703174	0.703186	0.703044
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513129	0.513100	0.513106	0.513072	0.513072	0.513106	0.513027
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.422	18.053	18.447	18.446	18.412	18.503	18.467
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.539	15.536	15.511	15.510	15.523	15.512	15.512
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.311	38.040	38.222	38.222	38.218	38.240	38.211

Примечание. 1–3 – влк. Тятя; 4, 5 – влк. Меньшой Брат; 6 – влк. Кудрявый; 7 – влк. Львиная Пасть; 8 – влк. Богдан Хмельницкий; 9 – влк. Брат Чирпов; 10 – влк. Броутона; 11–13 – влк. Уратман; 14 – влк. Прево; 15, 16 – влк. Расшуа; 17 – влк. Сарычева; 18 – влк. Чукурачки; 19–21 – влк. Эбеко; 22, 23 – влк. Алаид. Ф – фронтальная зона; Т – тыловая.

Анализы выполнены в Университете Шимане, Матсуге, Япония: петрогенные элементы – рентгенофлуоресцентным методом; микроэлементы – методом ICP-MS на приборе Termo ELEMENTAL VG PQ3; радиогенных изотопов – на масспектрометре с термальной ионизацией (TIMS) Finnigan MAT 262.

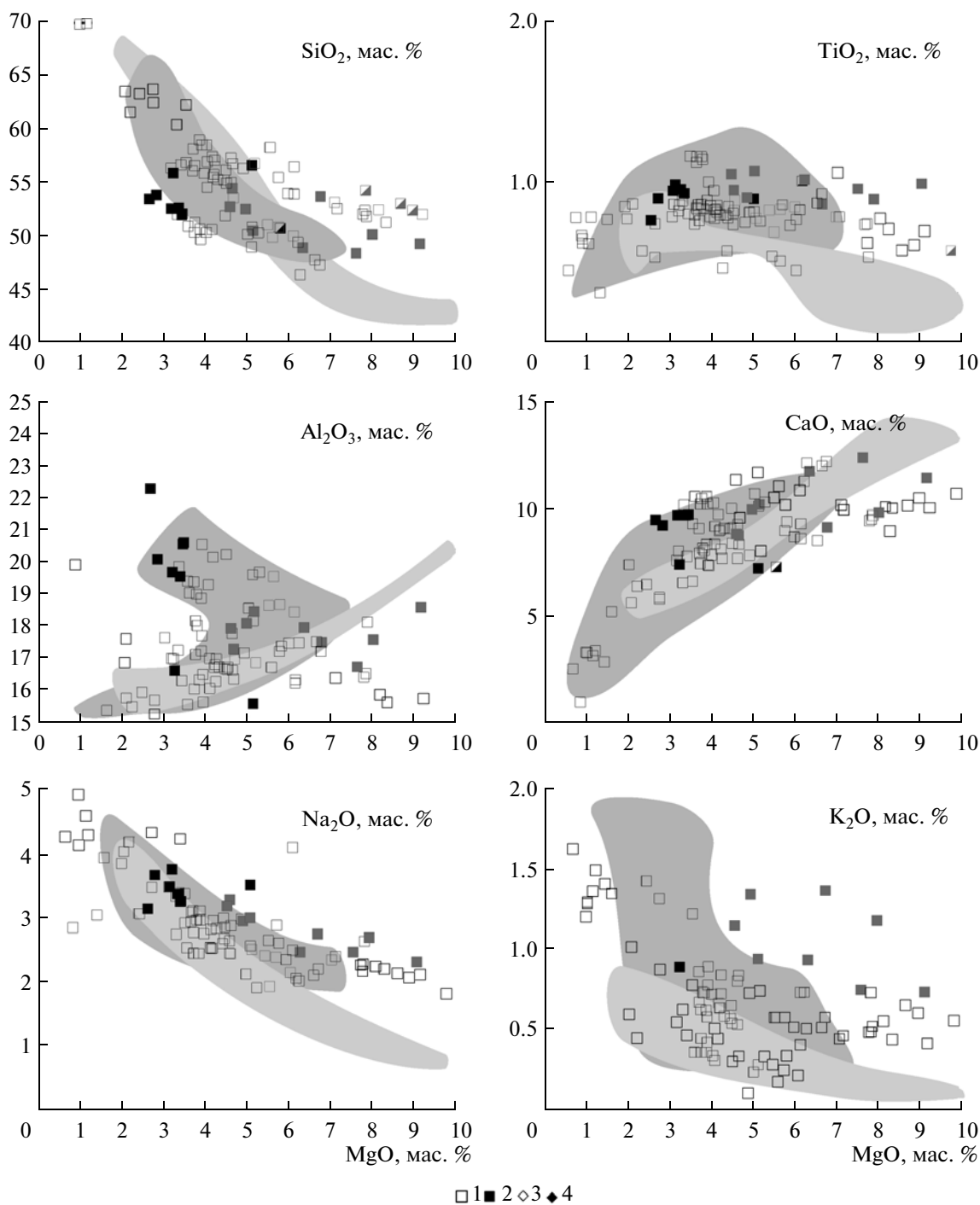


Рис. 2. Вариации содержаний петрогенных элементов в четвертичных вулканитах южных и северных островов Курильской островной дуги в зависимости от концентрации MgO.

1, 2 – о. Итуруп фронтальная (1) и тыловая (2) зоны; 3, 4 – о-ва Парамушир фронтальная (3) и Атласово тыловая (4) зоны. Полями на диаграмме показаны составы лав фронтальной (светло-серый) и тыловой (серый) зон о-ва Кунашир. Здесь и далее: символы серого цвета – данные, опубликованные в работе (Фролова и др., 1985).

ют до значений около двух MORB в тылу островной дуги. Обогащенные K, Nb и Ta породы тыловой зоны характеризуются также относительно высокими концентрациями тяжелых (HREE) и легких (LREE) лантаноидов, Rb, Ba, U, Th, высо-

кими величинами отношений LREE/HREE (рис. 7). Слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия наблюдается только в лавах о-ва Кунашир; Се-аномалия – отсутствует во всех проанализированных образцах.

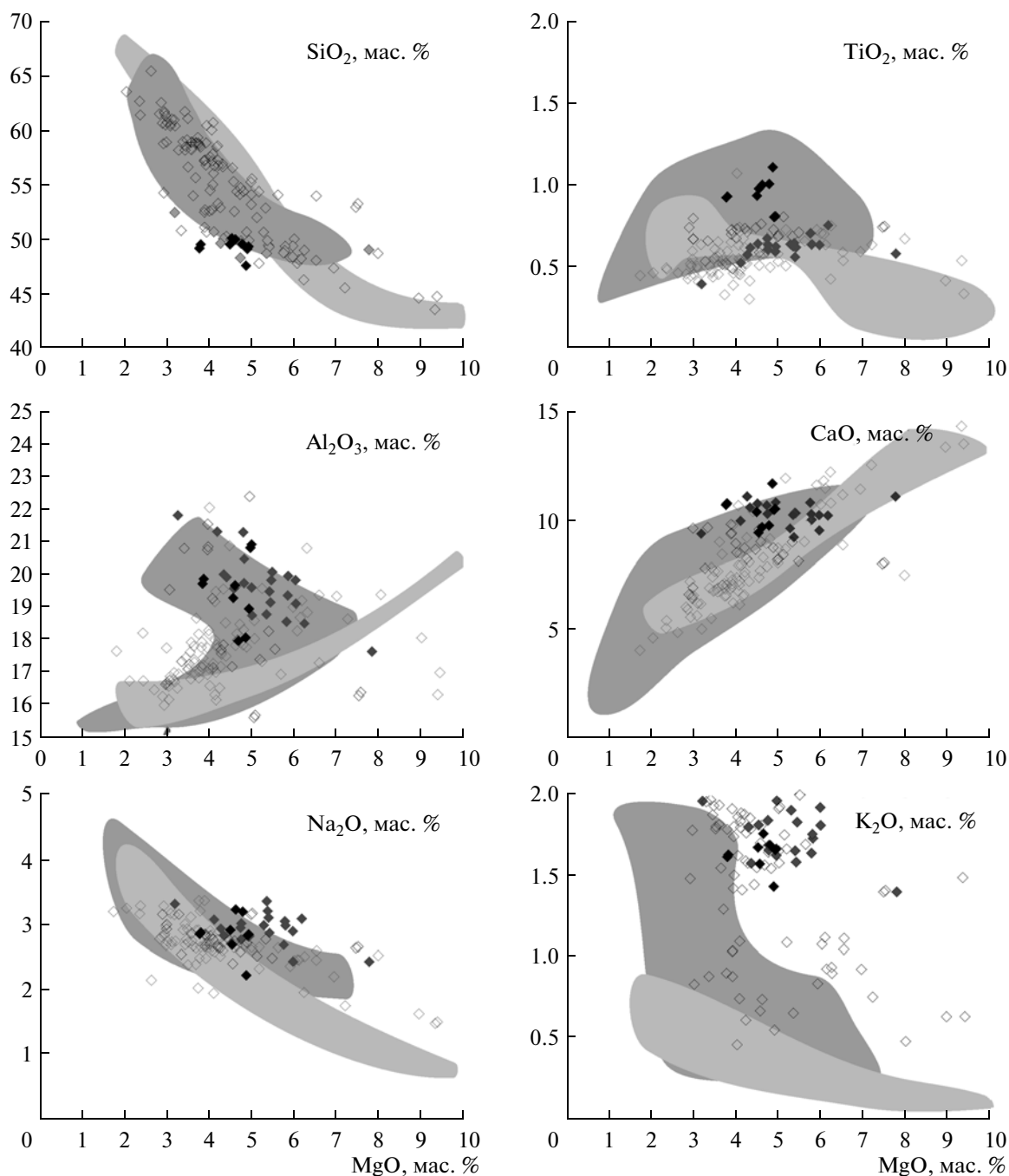


Рис. 2. (Окончание)

Продольная геохимическая зональность наиболее отчетливо проявлена для фронтальной зоны. Современные базальты о-вов Кунашир и Итуруп деплетированны в отношении легких лантаноидов (рис. 7) и отличаются аномально низкими нормализованными значениями Nb и Ta (рис. 5), что, учитывая низкие концентрации Na₂O и K₂O, свидетельствует о деплетированном составе первичных магм. Фронтальные вулканиды центральных, и особенно Северных Курил, обогащены легкими лантаноидами.

Аналогичная закономерность, хотя и менее отчетливая, наблюдается и для тыловодужных лав с закономерным возрастанием LREE/HREE отношений в северном направлении (рис. 7).

Радиоогенные изотопы

Характерной особенностью вулканидов Курильской островной дуги является ограниченность области вариаций изотопных отношений стронция, не-

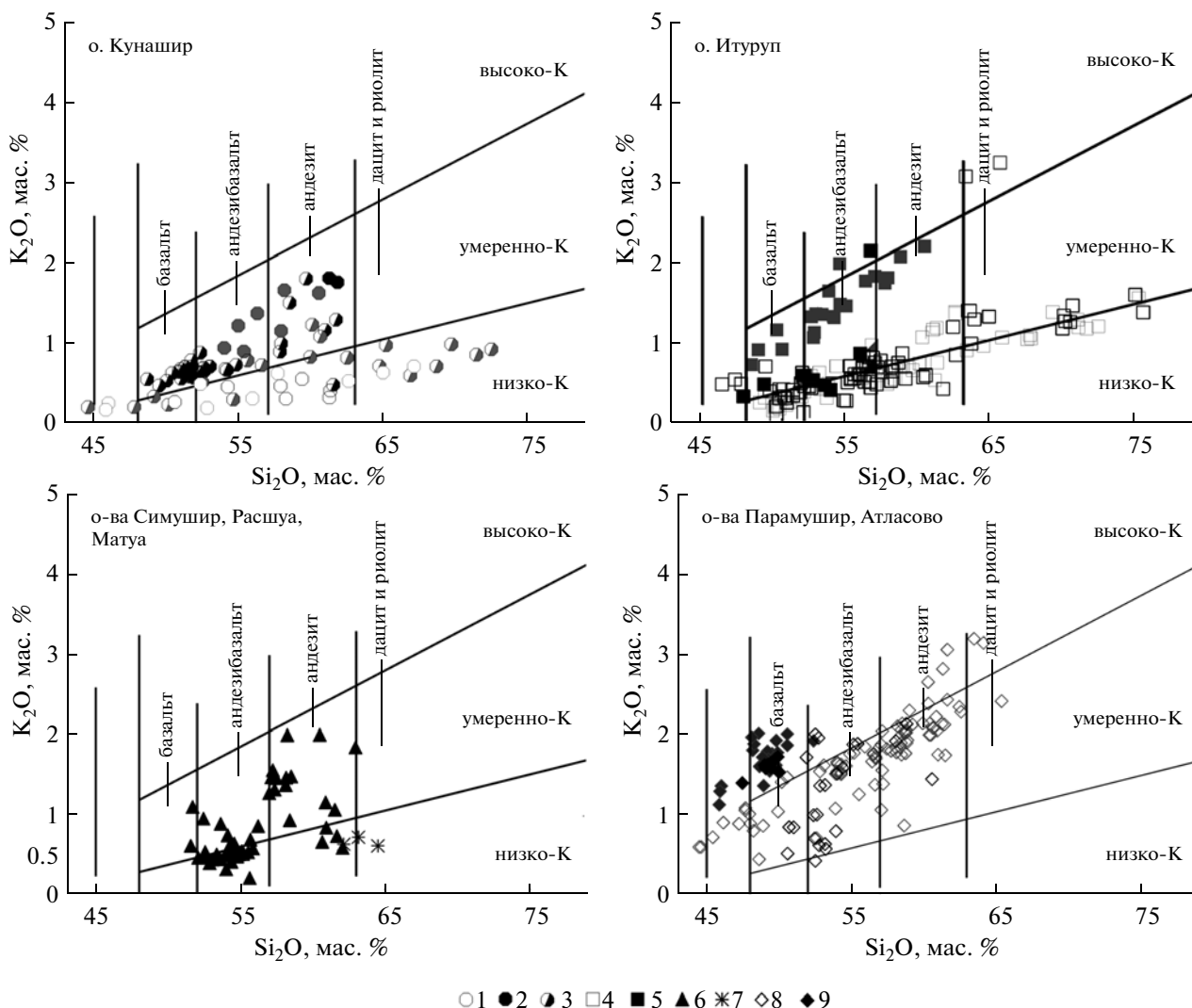


Рис. 3. Классификационная диаграмма SiO₂–K₂O для четвертичных лав Курильских островов.

1–3 – о. Кунашир фронтальная (1) и тыловая (2) зоны, влк. Тятя с переходными геохимическими характеристиками (3); 4–5 – о. Итуруп фронтальная (4) и тыловая (5) зоны; 6 – о. Симушир; 7 – о-ва Расшуа и Матуа; 8 – о. Парамушир; 9 – о. Атласова.

дима и свинца по сравнению со многими другими островными дугами, включая Японскую. На изотопных диаграммах (рис. 8–10) проанализированные образцы формируют компактные поля, находящиеся между полями четвертичных вулканитов Камчатки и Японии.

Поперечная зональность наиболее отчетливо выражена в отношениях ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (рис. 8). Тыловодужные лавы 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 (обр. КУ-08) отобран в основании вулкана Богдан Хмельницкий (о. Итуруп), второй (обр. КУ-34/72) – в привершинной части вулкана Алайд (о. Атласова). Последний

образец интересен тем, что характеризует краевую зону современного, еще незастывшего лавового потока. Базальты и андезиты фронтальной зоны отличаются более высокими содержаниями радиогенного Sr, и часто Nd (рис. 8). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение практически не меняются по простиранию дуги, варьируя в области значений 0.703145–0.703297. Исключением являются два анализа базальтов центральной зоны (обр. КУ-10/84 и КУ-11/84) с более высокими содержаниями радиогенного Sr (таблица, рис. 8), что может быть связано с контаминацией морской водой.

В отличие от ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в породах вулканического фронта колеблется в более широких пределах (рис. 8, таблица). Лавы островов южного (Кунашир, Итуруп, Черные Братья) сектора менее радиогенны, а центрального и северного – более радиогенны. Данные, приведенные в работе

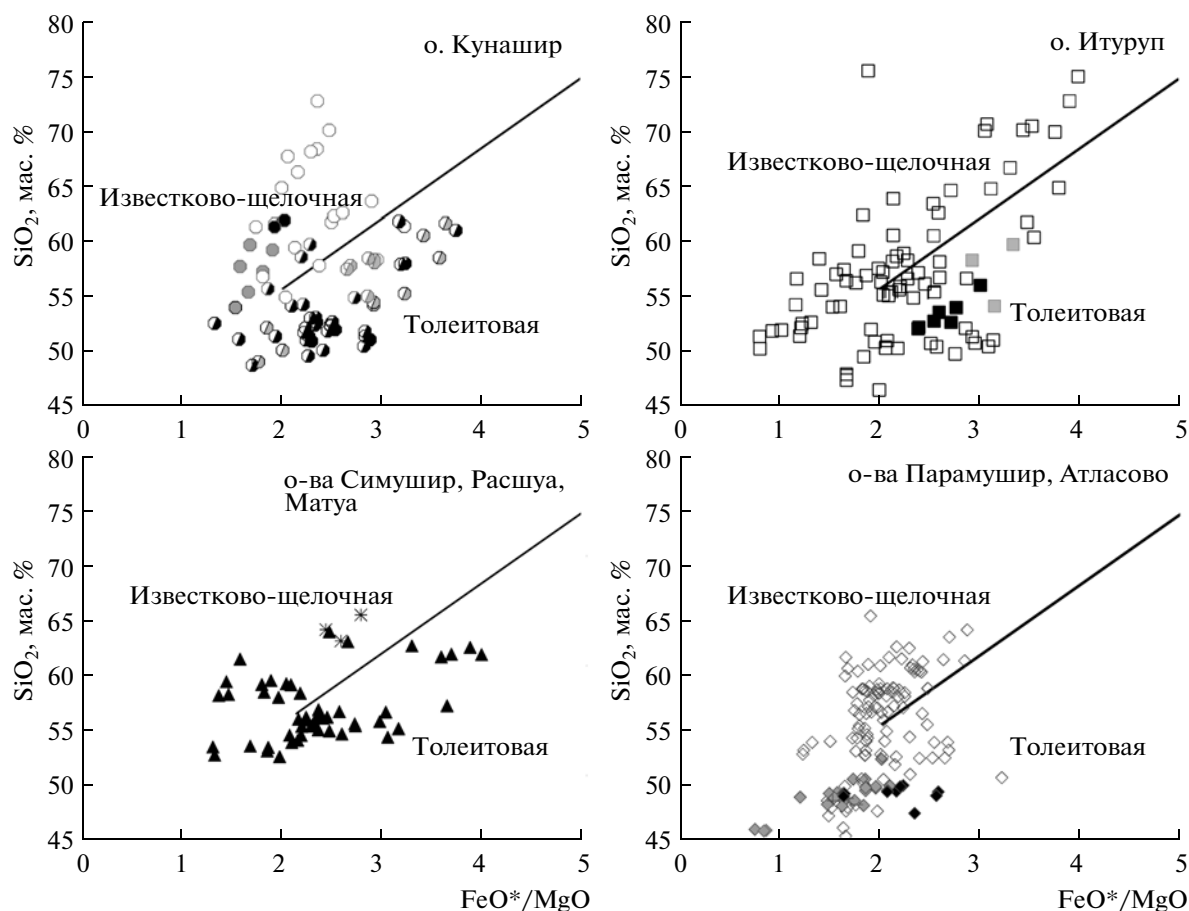


Рис. 4. Классификационная диаграмма SiO_2 – FeO^*/MgO . Условные обозначения см. рис. 3.

(Журавлев и др., 1985), подтверждают эти выводы — только в 2 образцах из 24 нарушена описанная выше закономерность.

На свинцовых изотопных диаграммах (рис. 9, 10) все проанализированные образцы попадают в поле MORB Индийского океана, занимая переходное положение между четвертичными лавами Камчатки и Японии. Наиболее низкими соотношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и наиболее высокими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ характеризуются образцы о-вов Парамушир и Атласово. Аналогичная особенность прослеживается и для драгированных образцов подводных вулканов (Авдейко и др., 2009), расположенных в тылу северной группы островов Курильской гряды (рис. 9, 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сходство основных геологических и геодинамических параметров субдукционного процесса на всем протяжении Курильской островной дуги, включая мощность континентальной коры, возраст и угла наклона погружающейся океанической плиты, глубины до сейсмофокальной зоны предпо-

лагает однотипность магматических процессов на различных ее участках. Но геологические и геохимические данные свидетельствуют об обратном. Разная площадь островов (рис. 1), учитывая их вулканогенное происхождение, дают основание предполагать различную продуктивность магмогенерирующей системы, аномально высокую на флангах вулканической дуги. Геохимические вариации составов магматических продуктов вдоль простирания дуги указывают на изменение параметров магмогенерации.

Коровая контаминация

Коровая контаминация часто рассматривается в качестве важного фактора вариаций составов островодужных магматитов (Gill, 1981; Kersting et al., 1996 и др.). Например, по мнению (Kimura, Yoshida, 2006), закономерные изменения изотопно-геохимических характеристик четвертичных лав во фронтальной зоне Северо-Восточной Японии связаны с различиями составов коровых расплавов-контаминантов.

Хотя Курильские острова формировались на континентальном основании, процессы взаимодей-

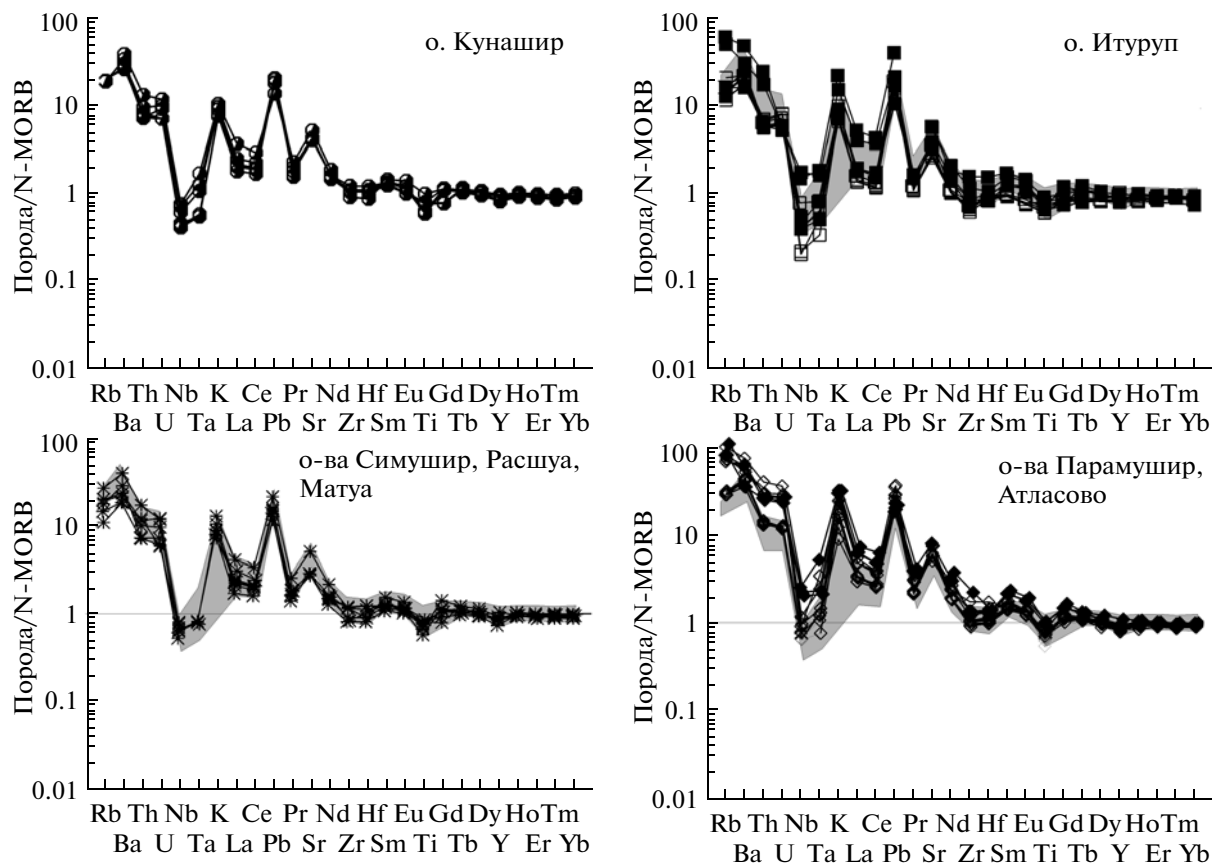


Рис. 5. Спектр распределения микроэлементов в базальтах Курильских островов, нормализованный к N-MORB. Условные обозначения см. рис. 3. Серое поле — четвертичные лавы влк. Тятя, о. Кунашир.

ствия мантийных магм с коровым материалом, видимо, не играли заметной роли в магмогенезисе (Ryan et al., 1995; Martynov et al., 2010). На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – SiO_2 (рис. 11) четвертичные лавы вулканического фронта и тыловой зоны формируют субвертикальный тренд с небольшими колебаниями SiO_2 , что может быть следствием либо изотопной гетерогенности надсубдукционной мантии, либо смешения расплавов обогащенного и деплетированного мантийных источников. Последний механизм был предложен (Shuto et al., 2004) для объяснения изменений изотопных характеристик базальтов Хоккайдо по мере омоложения их возраста. Кристаллизационной дифференциации соответствует субгоризонтальный тренд, фракционированию кристаллов, сопровождающемуся коровой контаминацией, — диагональный (AFC-тренд на рис. 11).

Незначительная роль коровой контаминации в магмогенезисе современных основных и средних лав вулканов Горелый и Мутновский на Южной Камчатке, расположенных в непосредственной близости от северного окончания Курильской островодужной системы, отмечалась в работе (Duggen et al., 2007). Это подтверждает и субгоризонтальный тренд пород двух вулканических сооружений на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – SiO_2 (рис. 11).

Изотопная гетерогенность надсубдукционной мантии

Из-за маскирующего влияния субдукционных компонентов, оценка изотопного состава надсуб-

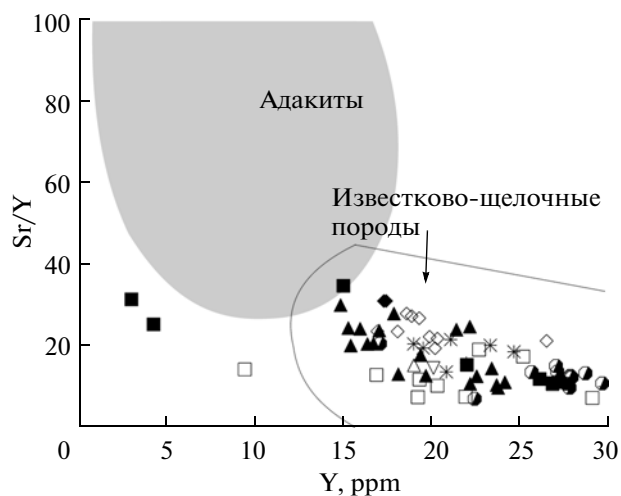


Рис. 6. Sr/Y–Y классификационная диаграмма (Defant, Drummond, 1990).

Условные обозначения см. рис. 3

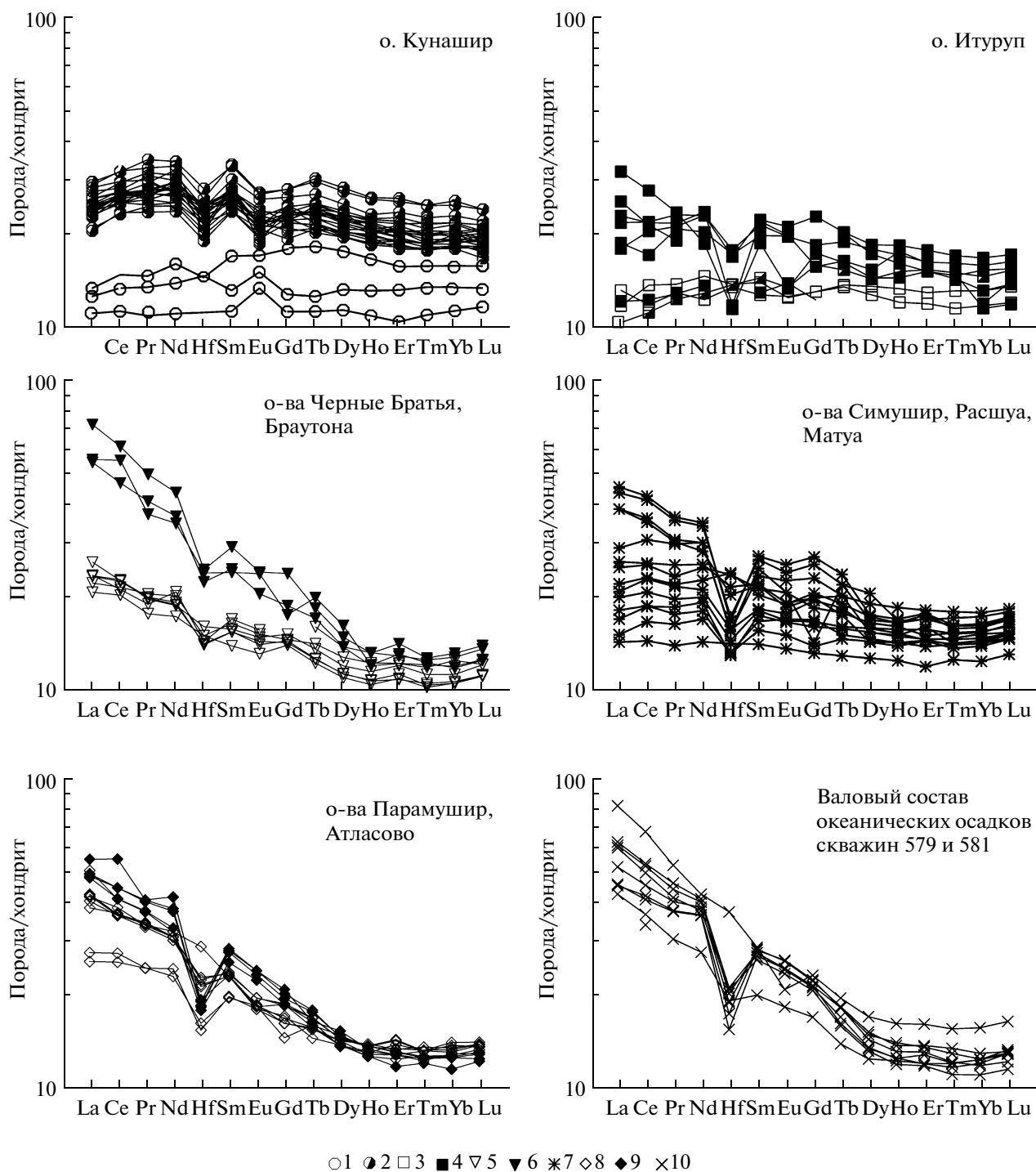


Рис. 7. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов и Hf в четвертичных лавах Курильской островной дуги.

1, 2 – о. Кунашир фронтальная (1) и влк. Тятя (2); 3, 4 – о. Итуруп фронтальная (3) и тыловая (4) зоны; 5, 6 – о-ва Черные Братья фронтальная (5) и о. Браутона тыловая (6) зоны; 7 – о-ва Симушир, Матуа и Расшуа центральная зона; 8 – о. Парамушир; 9 – о. Атласово; 10 – средний состав океанических осадков скважин глубоководного бурения 579 и 581 (Plank, Langmuir, 1998). Отметим, что отрицательная Hf-аномалия наиболее ярко выражена в вулканитах с высокими содержаниями REE и отношениями LREE/HREE.

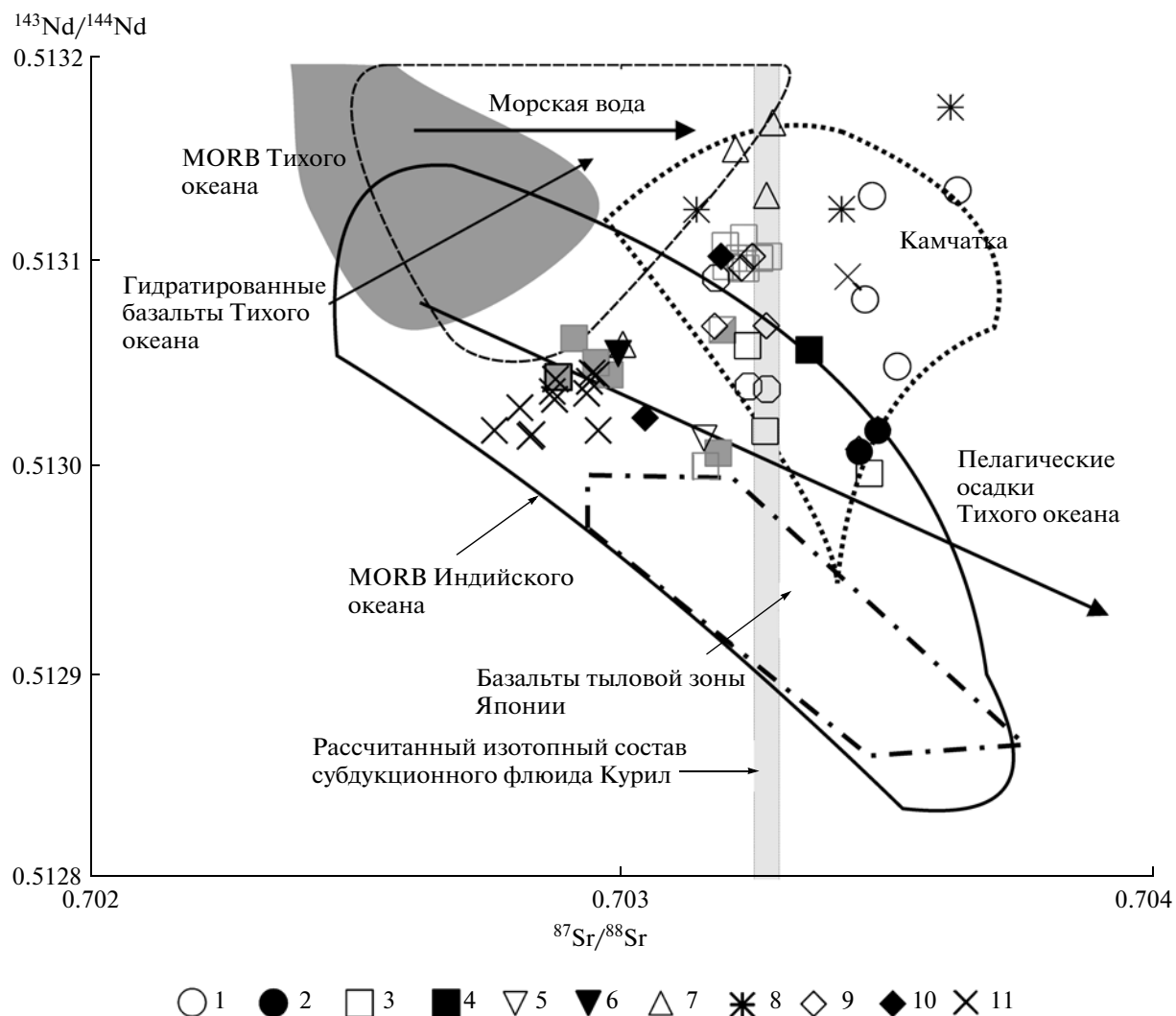


Рис. 8. Изотопные отношения Sr и Nd в четвертичных лавах Курильской островной дуги.

1, 2 – о. Кунашир фронтальная (1) и тыловая (2) зоны; 3, 4 – о. Итуруп фронтальная (3) и тыловая (4) зоны; 5, 6 – о-ва Черные Братья фронтальная (5) и о. Броутона тыловая (6) зоны; 7 – о. Симушир; 8 – о-ва Матуа и Расшуа; 9 – о. Парамушир; 10 – о. Атласово; 11 – подводные вулканы Курильской глубоководной котловины (Baranon et al., 2002; Bindeman, Bailey, 1999).

Символы серого цвета – данные из работы (Журавлев и др., 1985). Рассчитанный изотопный состав субдукционного флюида Курил по (Ishikawa, Tera, 1997).

Полями на диаграмме показаны области составов: базальтов Тихого (залито серым) и Индийского (контур – сплошная линия) океанов, гидратированных океанических базальтов (штриховая линия), четвертичные вулканы Камчатки (пунктирная линия), базальты тыловой зоны Японской островной дуги (штрих-пунктирная линия).

дукционной мантии является достаточно сложной проблемой (Elliot, 2003). Содержание радиогенного Sr в значительной степени контролируется флюидной фазой, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – субдукционным осадком, в котором концентрации свинца и неодима на порядок превышают их мантийные значения.

Тем не менее закономерности в латеральных вариациях изотопных характеристик четвертичных вулкаников Курильских островов дают основание предполагать изотопную гетерогенность магматического источника. Наиболее показательна в этом отношении диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10),

на которой вулканики северного сектора, с одной стороны, южного и центрального – с другой, формируют различные, но субпараллельные тренды. Первые отличаются относительно низкими $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями, близкими к таковым в лавах Южной Камчатки. Фигуративные точки основных вулкаников северного сектора располагаются несколько выше линии средних составов MORB Тихого океана (NHRL). Составы четвертичных вулкаников южных и центральных островов смещены в более радиогенную область MORB Индийского океана, частично перекрывая поля современных эффузивов Японской островодужной системы. Такие вариации не совпа-

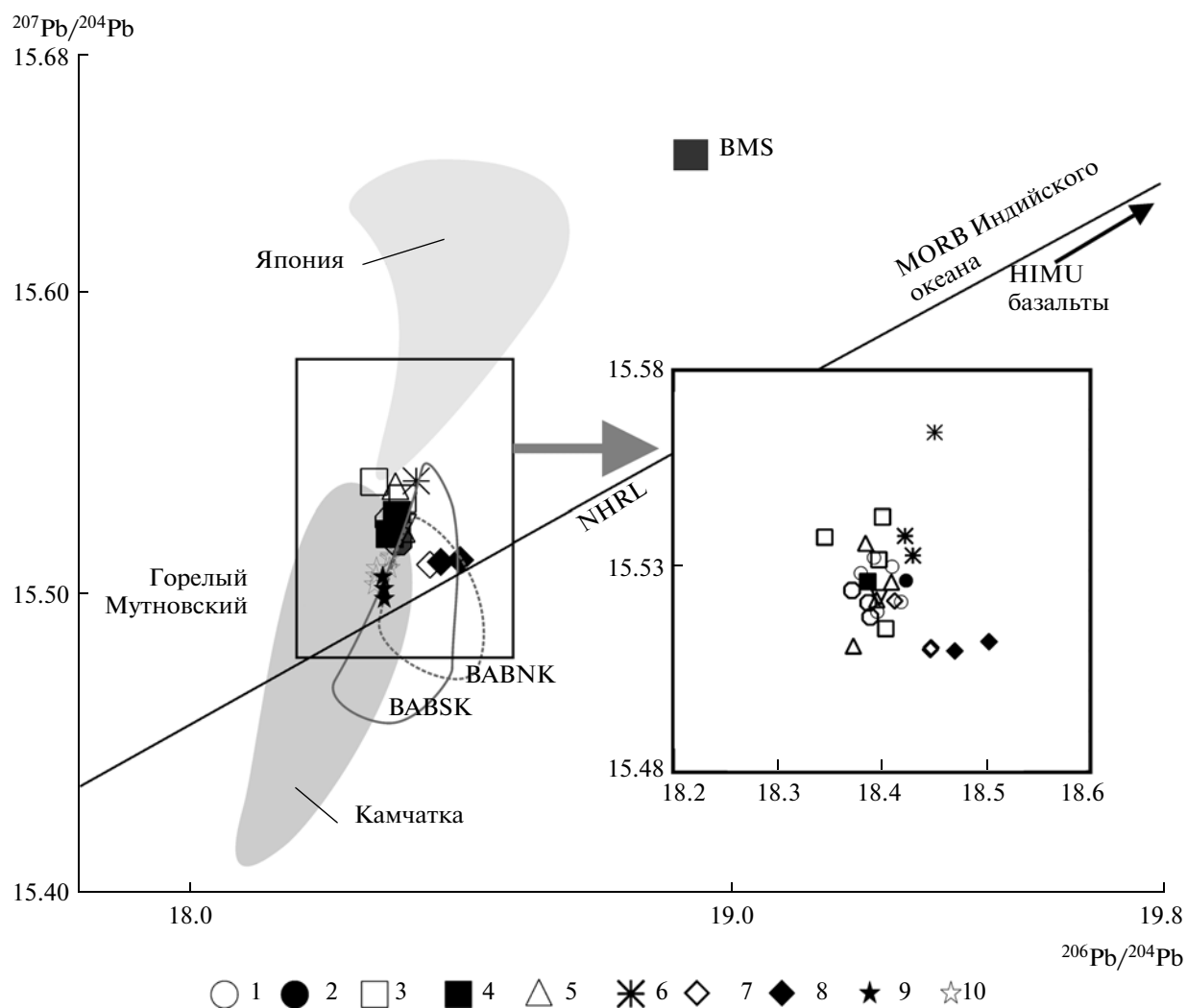


Рис. 9. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для четвертичных лав Курильской островной дуги. На врезке – более крупный масштаб.

1–4 – см. рис. 8; 5 – о. Симушир; 6 – о-ва Матуа и Расшуа; 7 – о. Парамушир; 8 – о. Атласово; 9, 10 – влк. Горельй (9) и Мутновский (10) Южной Камчатки (Duggen et al., 2007).

Полями околнурены составы тыловодужных лав северного (пунктир) и южного (сплошная линия) секторов Курильской островной дуги по (Авдейко и др., 2009), Японии и Камчатки. BMS – валовый состав океанического осадка. NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия средних составов базальтов северного полушария; HIMU (High U/Pb) – предполагаемый магматический источник с высоким U/Pb отношением; BABSU и BABNK – базальты соответственно южной и северной частей Курильской котловины.

дают с расчетными линиями смешения деплетированной мантии и субдуцирующего осадка (рис. 10), указывая на изотопно-гетерогенный состав надсубдукционного мантийного клина.

Вариации Nd-изотопных характеристик в проанализированных образцах (рис. 8) можно описать моделью смешения надсубдукционной мантии и осадочного материала. Но близость лав южных островов Курильской гряды к вулканитам Японии, а лав о. Парамушир – к вулканитам Камчатки, с учетом свинцовых изотопных данных, логичнее объясняет-

ся вовлечением в процесс плавления двух различных изотопных мантийных доменов – обогащенного типа MORB Индийского океана на юге и деплетированного, близкого к MORB Тихого океана, на севере.

Для протяженных островодужных структур изотопная гетерогенность надсубдукционной мантии не является уникальным явлением. Сходная картина наблюдается, например, для островодужной системы Тонго-Кермадек (Turner et al., 1997) и предполагается для Японской системы (Arculus, 1994).

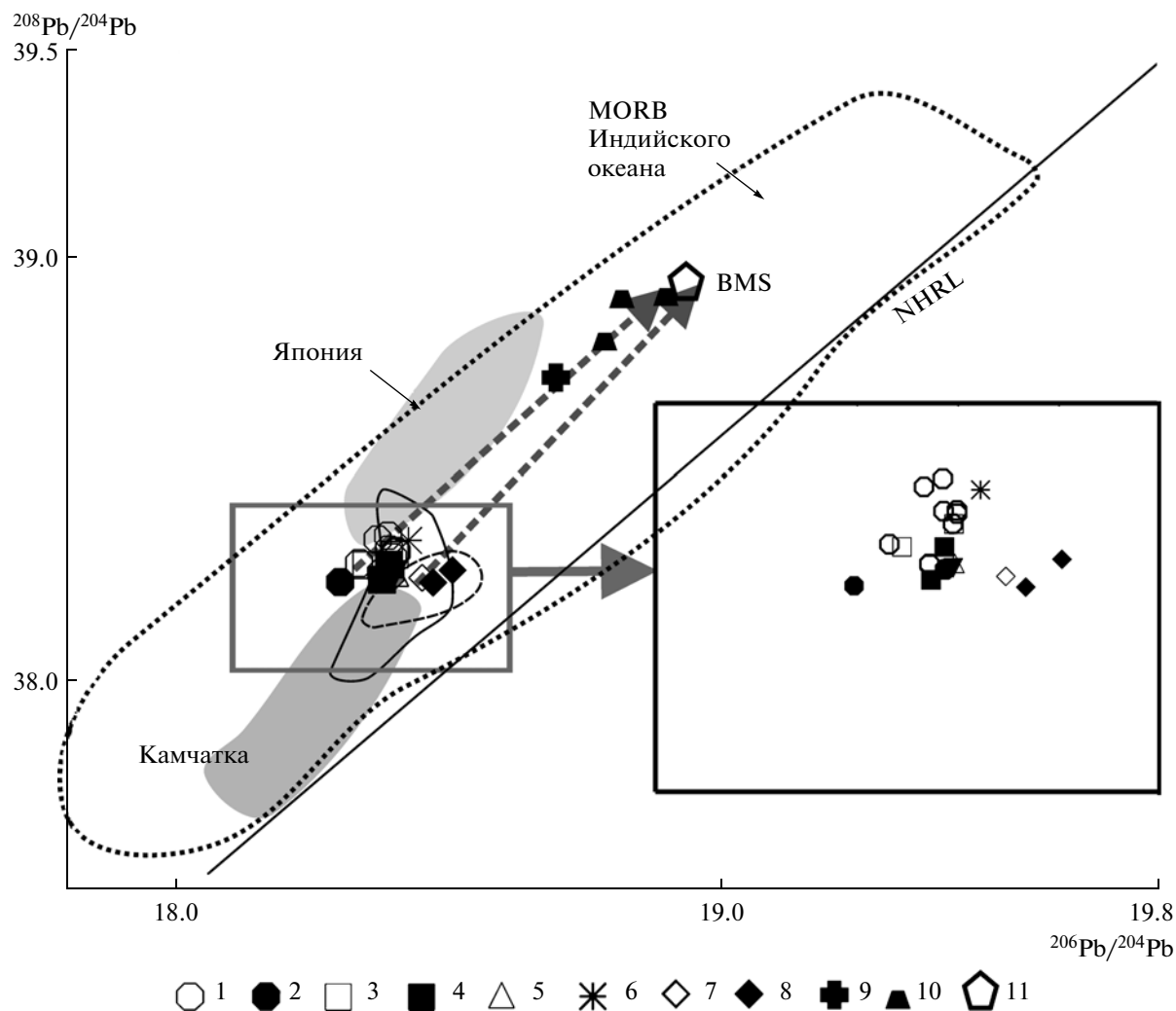


Рис. 10. Изотопные отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в курильских лавах. На врезке – более крупный масштаб. 1 – 8 – см. рис. 9; 9, 10 – средний состав субдукционного осадка Марианской (9) и Курило-Камчатской (10) островных дуг; 11 – валовый состав океанического осадка (Plank, Langmuir, 1998). Линиями оконтурены поля: тыловодужных лав северного (штриховая) и южного (сплошная) секторов Курильской островной дуги (Авдейко и др., 2009), MORB Индийского океана (пунктирная). Серое поле – четвертичные лавы Японии и Камчатки. Серые штриховые стрелки – рассчитанные линии смешения мантийных выплавки и осадочного материала.

Степень плавления мантийного источника

Базальты о. Парамушир отличаются деплетированными изотопными характеристиками, обогащены калием, высоkozарядными катионами и легкими лантаноидами, что может быть следствием сравнительно низкой степени плавления магматического источника. Однако такое предположение не подтверждается ни геологическими, ни геохимическими фактами. Парамушир является вторым по величине островом Курильской островной гряды, что свидетельствует о высокой продуктивности магматической системы. Кроме того, высококалийевые основные четвертичные лавы этого острова отличаются низкими концентрациями титана. Хотя для минерального парагенезиса перидотитовой мантии валовые коэффициенты распределения титана (~ 0.2)

значительно выше таковых для K_2O (~ 0.01) (Langmuir, et al., 1992; Kelemen et al., 1993), оба эти элемента являются некогерентными и должны накапливаться в ранних порциях расплава, чего не наблюдается в действительности.

Субдукционные компоненты

Повышенные концентрации калия в лавах о-ва Парамушир (рис. 3) можно объяснить вовлечением в магмогенез осадочного материала, в значительной степени обогащенного этим элементом по сравнению с базальтами типа N-MORB – типичными производными деплетированной мантии. Подобная модель подтверждается и особенностями поведения микроэлементов.

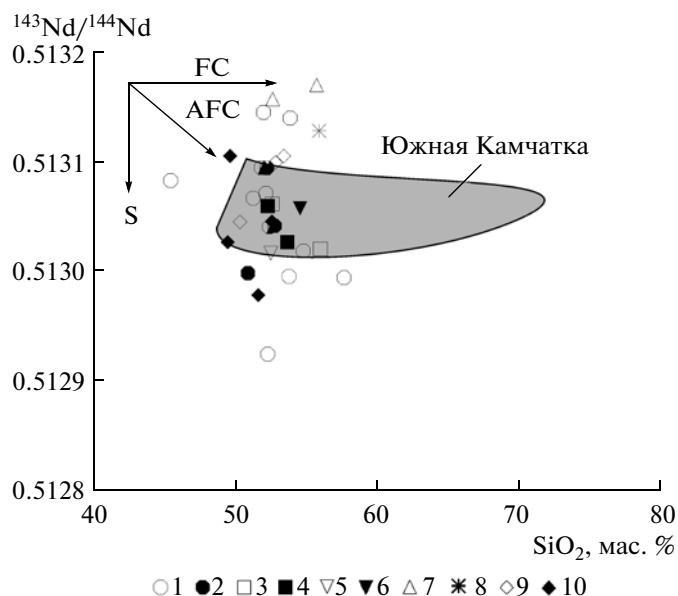


Рис. 11. Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – SiO_2 в Курильских вулканитах (Martynov et al., 2010, с дополнениями).

1, 2 – о. Кунашир фронтальная (1) и тыловая (2) зоны; 3, 4 – о. Итуруп фронтальная (3) и тыловая (4) зоны; 5, 6 – о-ва Черные Братья фронтальная (5) и о. Броутона тыловая (6) зоны; 7 – о. Симушир; 8 – о-ва Матуа и Расшуа; 9 – о. Парамушир; 10 – о. Атласово.

Сплошной линией оконтурено поле составов лав вулканов о-вов Горелый и Мутновский (Duggen et al., 2007). FC – фракционная кристаллизация, AFC – кристаллизационная кристаллизация и коровая контаминация, S – вариации составов источника.

Вулканиты фронтальной зоны Южных Курил обогащены элементами, мобильными в водно-хлоридном флюиде, например Ba, U и Cs (Brenan et al., 1995). На рис. 12 фигуративные точки составов исследуемых образцов тяготеют к субвертикальному тренду, что дает основание предполагать важную роль в их происхождении субдукционного флюида, образованного в результате дегидратации измененной океанической коры и/или осадка. В противоположность этому, составы вулканитов о-ва Парамушир отчетливо смещены в область высоких Th/Yb отношений, формируя субгоризонтальный тренд. Торий, с учетом высоких концентраций в океанических осадках (рис. 12) и низких валовых коэффициентов распределения в системе осадок–расплавы (Plank, Langmuir, 1998; Jhonson, Plank, 1999), является важнейшим индикатором вовлечения в магмогенезис продуктов плавления осадочного материала. Заметим, что незначительные различия Th/Yb отношений в субдуцирующих осадках Южных и Северных Курил не могут объяснить разные тренды вулканитов, как это предполагалось в ранних исследованиях (Bailey, 1996; Ishikawa, Tera, 1997).

Аналогичная картина наблюдается и для тыловодужных вулканитов. Например, базальты тыловой зоны о-ва Итуруп (вулкан Богдан Хмельницкий) ха-

рактеризуются низкими Th/Yb отношениями, близкими к таковым во фронтальных лавах (рис. 12). Для продуктов извержения наиболее северного вулкана Алаида тыловой зоны, а также подводного вулкана Геофизиков, расположенного в пределах Курильской котловины (Baranov et al., 2002), оно значительно выше – от 0.9 до 1.7. Максимальные значения (1.5–2.7) Th/Yb отношения наблюдаются в тыловодужных базальтах о-ва Броутона, находящегося на границе южного и центрального секторов.

На диаграмму Yb–Th (рис. 13), кроме фигуративных точек составов курильских лав, вынесены рассчитанные составы флюидной фазы (700°C) и расплава (800°C), формирующихся соответственно при дегидратации и плавлении осадочного материала. Валовый состав осадочной колонны, субдуцирующей под Южные и Северные Курилы, взят из работы (Plank, Langmuir, 1998); коэффициенты распределения Th и Yb между осадком, флюидом и расплавом – из (Jhonson, Plank, 1999). Диагональный тренд пород южных островов указывает на преобладающее влияние флюидной фазы; горизонтальный северных островов и вулканов тыловой зоны – осадочных расплавов.

Полученные выводы подтверждают и особенности поведения Hf в курильских лавах. Гафний и LREE имеют близкие коэффициенты распределения минерал–расплавы и не фракционируют друг относительно друга в процессе плавления немодифицированной мантии, например MORB- и OIB-типов. С учетом различной растворимости этих элементов в водно-хлоридном флюиде в работе (Pearce et al., 1999) было высказано предположение о связи отрицательной Hf-аномалии в островодужных вулканитах с субдукционным флюидом. Однако в курильских образцах Hf негативно коррелирует с Th – элементом-индикатором участия в магмогенезисе расплавов, связанных с плавлением осадочного материала. Наиболее низкие относительные концентрации элемента характерны для тыловодужных и фронтальных лав северного сектора островной дуги (рис. 7). Относительно низкие концентраций Hf в осадочном материале (рис. 7) дают основание предполагать определяющую роль силикатного расплава во фракционировании Hf от легких лантаноидов.

На рис. 14 показаны расчетные линии смещения состава измененной океанической коры, флюида и расплава, образовавшихся в результате соответственно дегидратации и плавления осадочного материала, субдуцирующего под Курильские острова. Субдукционным компонентом базальтов южных островов является флюидная фаза, образованная преимущественно в результате дегидратации океанической коры, что достаточно хорошо согласуется с данными (Ishikawa, Tera, 1997). В магмогенезисе основных лав северных островов наряду с флюидной фазой участвовал и расплав осадочного происхождения (до ~ 5%).

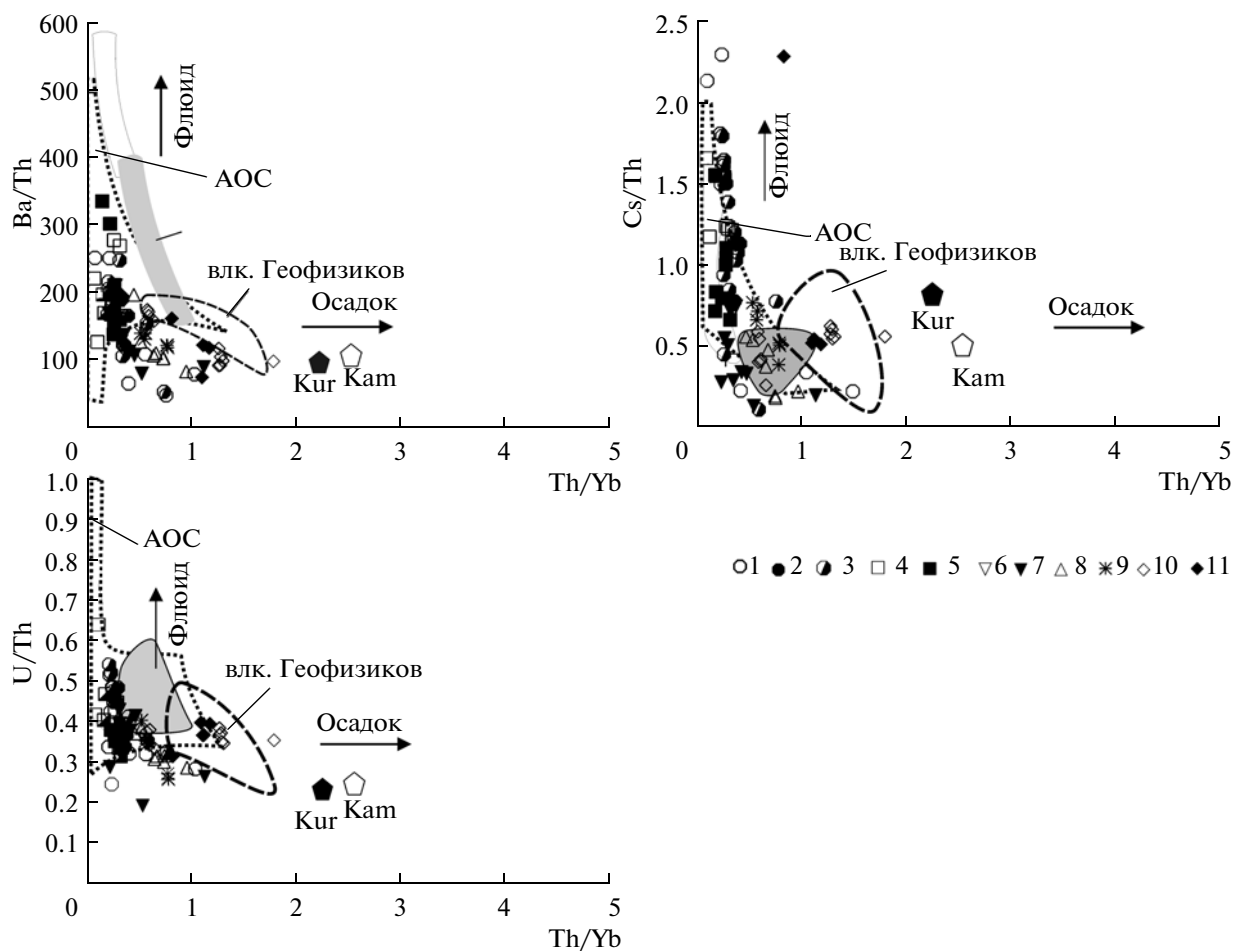


Рис. 12. Отношения Ba/Th, U/Th, Cs/Th и Th/Yb в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги.

1–3 – о. Кунашир фронтальная (1) и тыловая (2) зоны, влк. Тятя (3); 4, 5 – о. Итуруп фронтальная (4) и тыловая (5) зоны, 6 – о-ва Черные Братья; 7 – о. Броутона; 8 – о. Симушир; 9 – о-ва Матуа и Расшуа; 10 – о. Парамушир; 11 – о. Атласово.

На рисунке приведены средние составы осадков, субдцирующих под Курильский (Kur) и Камчатский (Kam) сегменты островной дуги (Plank, Langmuir, 1998). Показаны поля составов вулканитов: подводного вулкана Геофизиков (штриховая линия) (Vaganov et al., 2002), измененной океанической коры АОС (пунктирная линия), вулканов Мутновский (тонкая сплошная линия) и Горелый (серое поле) (Duggen et al., 2007).

Геохимические признаки плавления осадков под Северными Курилами и отсутствие пород с признаками адакитов (рис. 6) свидетельствует о сравнительно высокой температуре поверхности субдцирующей океанической плиты (~650–800°C), превышающей температуру солидуса океанического осадка в условиях водного насыщения, но не достигающей значений начала плавления (>800°C) измененной океанической коры (Poli, Schmidt, 2002). В этом отношении северные Курильские острова близки с Алеутской и Марианской островодужным системам и Центрально-Американской активной окраине (Class et al., 2000; George et al., 2003 и др.).

Сходные закономерности регистрируются и для современных лав вулканов Горелый и Мутновский Южной Камчатки (Duggen et al., 2007). Высокая роль расплавов, связанных с плавлением осадочного материала, авторами рассматривается как следствие

сравнительно высоких мантийных температур, что подтверждается изучением расплавных включений в мантийных породах (~1275°C при давлении ~1.5 ГПа) и результатами термического моделирования геофизических параметров (Manea et al., 2005). Если происхождение камчатской термальной аномалии действительно является результатом разогрева погружающейся океанической плиты мантийным плюмом, расположенным под гайотом Мейджи (Manea, Manea, 2008), то необходимо предполагать ее распространение в южном направлении, в пределы северных островов Курильской гряды.

Многие исследователи рассматривают Южную Камчатку как продолжение на север структур Курильской островной дуги. Однако, учитывая изотопные и геохимические данные, правильнее, видимо, говорить об обратном – о продолжении на юг в

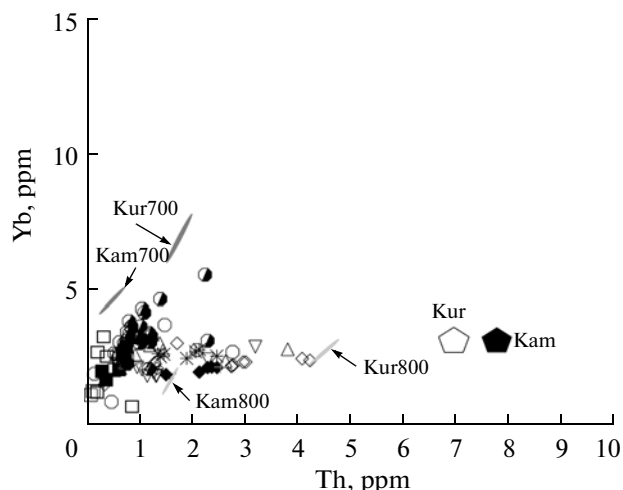


Рис. 13. Диаграмма Yb–Th для четвертичных лав Курильских островов.

Условные обозначения см. рис. 12. На диаграмму вынесены рассчитанные составы флюидной фазы (700°C) и расплава (800°C), образованные соответственно при дегидратации и плавлении осадков, субдуцирующихся под камчатский (Kam) и курильский (Kur) сегменты островодужной системы. Средний состав осадочной колонны по (Plank, Langmuir, 1998); валовые коэффициенты распределения элементов в системе осадок/флюид и осадок/расплав по (Jhonson, Plank, 2002).

Отчетливо видно, что вариации составов вулканитов Южных Курил контролировались низкотемпературной флюидной фазой, а Северных – расплавом, образовавшимся при плавлении осадочного материала.

пределы северных Курильских островов структурных элементов Южной Камчатки.

Относительно высокая роль расплавов, связанных с плавлением осадочного материала, устанавливается и для тыловых базальтов центральных и северных островов Курильской дуги, а также подводного вулкана Геофизиков (Курильская котловина), что в целом подтверждает результаты более ранних исследований, основанных, в частности, на распределении ^{10}Be (Ryan et al., 1995; Morris, Ryan, 2003). Аналогичная закономерность смены флюидного субдукционного компонента во фронтальной зоне расплавом осадочного происхождения в тыловой зоне для дуги Изу показана в работе (Plank, Kelley, 2001). Высокие температуры на поверхности субдуцирующей плиты в тыловой зоне могут быть связаны либо с большей глубиной формирования магматических расплавов (например, Morris, Ryan, 2003), либо с особым термальным режимом, в результате активности задуговых тектономагматических процессов.

Роль задуговых тектономагматических процессов

Геохимические признаки надсубдукционных вулканитов часто указывают на мантийный источ-

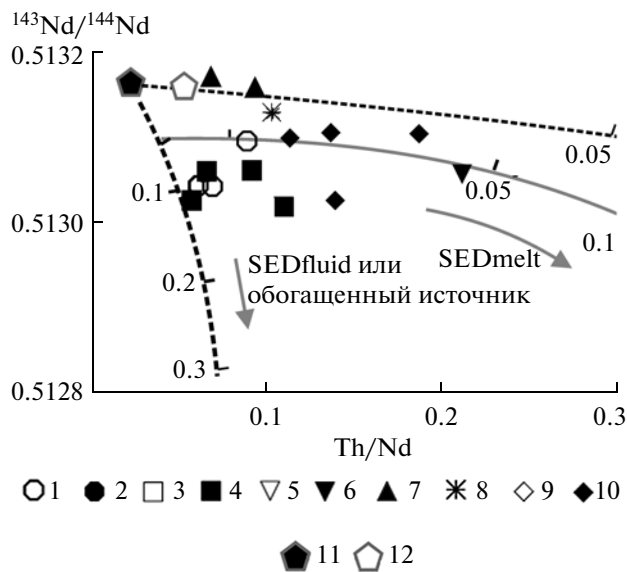


Рис. 14. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Th/Nd для четвертичных лав.

1, 2 – о. Кунашир, фронтальная (1) и тыловая (2) зоны; 3, 4 – о. Итуруп, фронтальная (3) и тыловая (4) зоны; 5, 6 – о-ва Черные Братья фронтальная (5) и о. Броутона тыловая (6) зоны; 7 – о. Симушир; 8 – о-ва Матуа и Расшуа; 9 – о. Парамушир; 10 – о. Атласово; 11 – базальты измененной океанической коры (АОС); 12 – рассчитанный состав АОС флюида.

Не все зоны и острова рассматриваются на диаграмме.

На диаграмме показаны рассчитанные линии смешения базальтов АОС с расплавом (SEDmelt) и флюидной фазой (SEDfluid), образовавшихся соответственно в результате плавления и дегидратации субдукционного осадка. При расчетах состав осадка принимался равным среднему составу осадочной колонны, субдуцирующей под Курильскую островную дугу (Plank, Langmuir, 1998); валовые коэффициенты распределения взяты из работы (Jhonson, Plank, 2002): 700°C для флюидной фазы и 800°C – для расплава.

ник более истощенный некогерентными элементами даже по сравнению с источником деплетированных океанических базальтов N-MORB типа. Подобную особенность принято связывать с предшествующими магматическими событиями в тыловой зоне, раскрытием задугового бассейна и смещением деплетированных участков мантии в область вулканического фронта в результате конвективных движений (McCulloch, Gamble, 1991; Woodhead et al., 1993; Turner et al., 1997 и др.).

Оценить состав надсубдукционной мантии до ее преобразования субдукционными процессами позволяют концентрации и соотношения так называемых “консервативных” некогерентных элементов, отличающихся низкими концентрациями в субдукционном осадке и водном флюиде (Woodhead et al., 1993 и др.). Из петрогенных элементов наименее чувствительны к субдукционному воздействию Na_2O и TiO_2 . Например, в осадочном материале,

субдуцирующем под южные и северные острова Курильской гряды, содержание этих элементов либо существенно ниже (TiO_2), либо близко (Na_2O) к таковому в N-MORB (Plank, Langmuir, 1998).

Из микроэлементов чаще всего используются отношения высокозарядных катионов (Ta, Nb, Zr, Hf) (Pearce, Parkinson, 1993; Davidson, 1996 и др.), высоко некогерентных элементов, с близкими валовыми коэффициентами распределения минерал–расплав, практически не фракционирующих между собой даже в сравнительно водных условиях. Отношения Nb/Ta в расплаве, например, практически не меняются в присутствии высокомагнезильного амфибола (Tiepolo et al., 2000). При отсутствии

граната в реститовом парагенезисе одним из наиболее консервативных элементов в субдукционных условиях является Yb (Pearce et al., 2004). В качестве индикатора состава мантийного источника часто используется Sm/La отношение (Plank, 2005). Хотя La является более некогерентным элементом, чем Sm, при относительно высокой степени плавления, характерной для островодужных магм, эти различия не должны приводить к существенному изменению Sm/La отношения в производных магмах.

На диаграмму $\text{Na}_8\text{—Fe}_8$ (рис. 15) нанесены составы курильских лав ($\text{MgO} > 5$ мас. %), нормализованные к 8 мас. % MgO. Аномально низкие концентрации Na_2O характеризуют четвертичные ба-

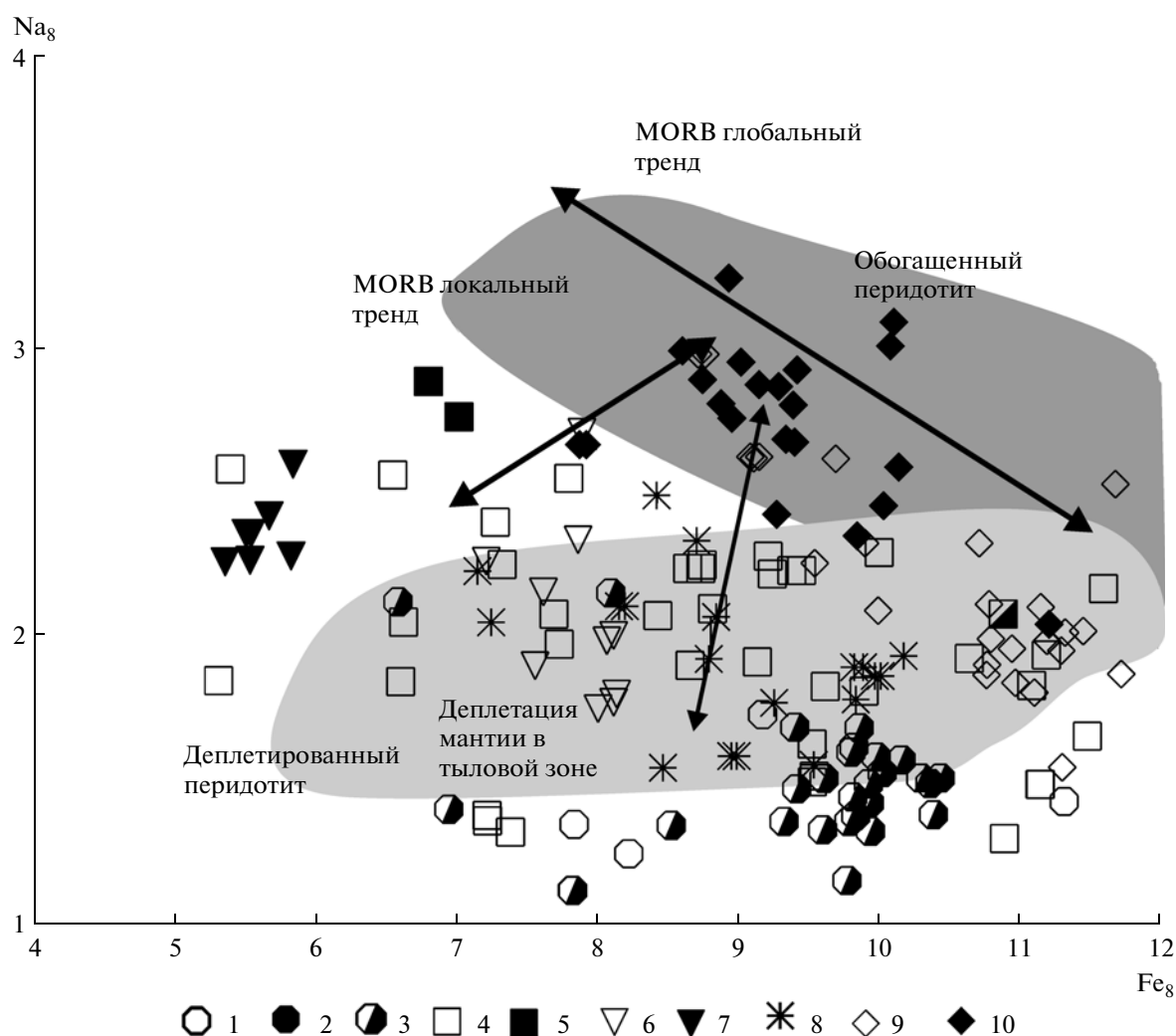


Рис. 15. Вариации нормализованных к 8 мас. % MgO концентраций Na_2O и FeO^* в четвертичных базальтах Курильской островной дуги. Поля и тренды по (Pearce et al., 1995), с небольшими упрощениями.

1–3 – о. Кунашир фронтальная (1), тыловая (2) зоны и влк. Тятя; 4, 5 – о. Итуруп фронтальная (4) и тыловая (5) зоны; 6 – о-ва Черные Братья; 7 – о. Броутона; 8 – о. Симушир; 9 – о. Прамушир; 10 – о. Атласово.

Полями показаны составы экспериментальных выплавов из деплетированного (светло серое) и обогащенного перидотита (серое) (Turner et al., 1997).

При построении диаграммы использовались образцы с содержанием SiO_2 менее 54 мас. %, П.п.п. – менее 0.5 мас. % и MgO – более 5 мас. %.

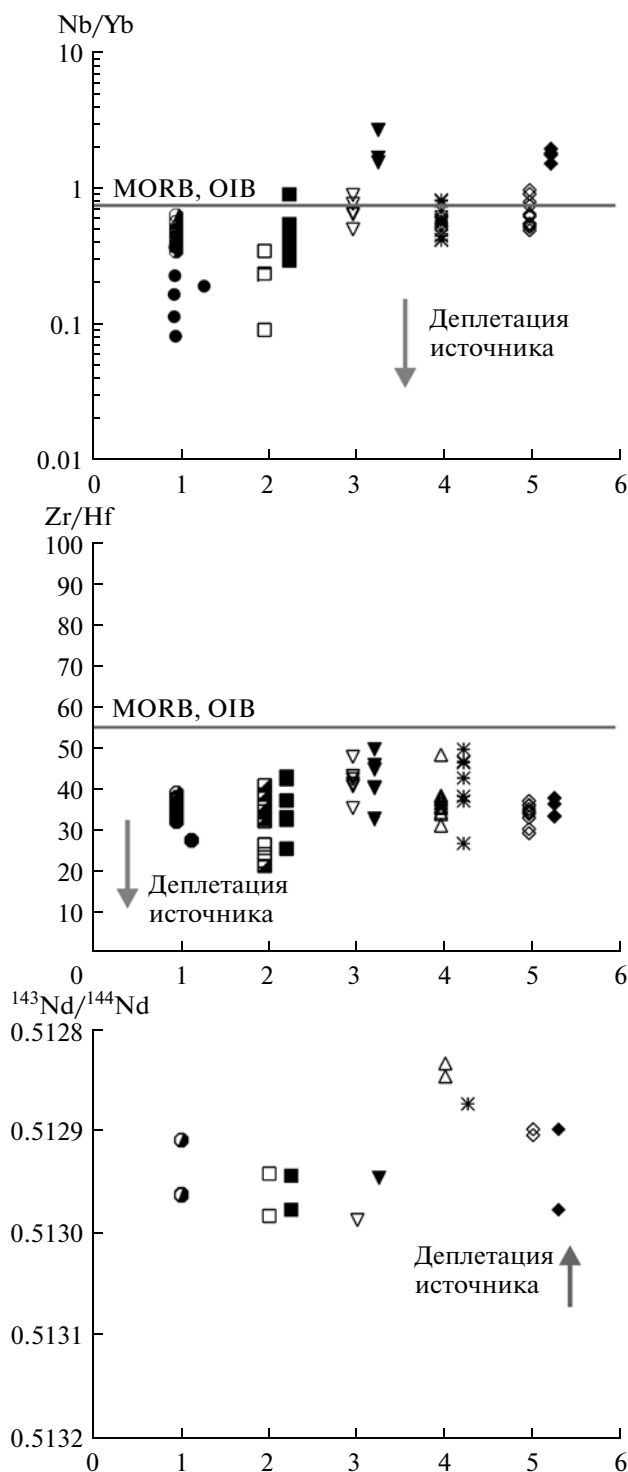


Рис. 16. Вариации отношений Nb/Yb , Zr/Hf и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в основных четвертичных лавах Курильской островной дуги.

Номера по горизонтальной оси: 1 – о. Кунашир; 2 – о. Итуруп; 3 – о-ва Черные Братья и Броутона; 4 – о-ва Симушир и Кетой; 5 – о-ва Парамушир и Атласово.

зальты о-ва Кунашир (Мартынов и др., 2005), фигуративные точки которых располагаются в нижней части поля экспериментальных выплавки деплетированного перидотита ($Na_8 < 1.8$ мас. %) (рис. 15). Относительно низкими нормализованными концентрациями оксида натрия отличаются основные вулканиды о-ва Итуруп и островов центрального сектора. Только базальты крайнего северного о-ва Прамушир с высокой калиевой щелочностью располагаются вблизи основного тренда океанических базальтов и могут рассматриваться как результат плавления обогащенного перидотита.

Деплетированный характер базальтов двух южных островов подтверждают и микроэлементные данные. На рис. 16 показаны вариации Nb/Yb и Zr/Hf в основных лавах Курильской островной дуги. Nb/Yb отношение во фронтальных базальтах островов северного и центрального секторов варьируют вблизи средних значений N-MORB (~0.8), тогда как для островов Кунашир и Итуруп оно колеблется в пределах 0.3–0.08. Заметно ниже хондритовых также Zr/Hf отношение, что в совокупности подтверждает вовлечение в магмогенезис южных островов деплетированной мантии. Учитывая, что признаки микроэлементной деплетации не выражаются в изотопных характеристиках изученных образцов и прямо коррелируют со степенью раскрытия Курильской тыловодужной котловины, есть все основания предполагать влияние на состав мантийного источника лав южных островов сравнительно молодых тыловодужных тектономагматических событий. Прямая корреляция геохимических характеристик магм с интенсивностью задуговых процессов ранее была описана для дуги Тонго-Кермадек (Turner et al., 1997).

Поперечная геохимическая зональность

Из-за ограниченного количества проанализированных образцов тыловодужных лав вопросы происхождения поперечной геохимической зональности Курильской островной дуги в настоящей работе детально не рассматриваются. Изложенные ниже некоторые выводы должны считаться как предварительные.

Хотя геохимические данные указывают на возрастание в магмогенезисе пород тыловой зоны роли расплавов, связанных с плавлением субдукционных осадков, этот процесс не объясняет особенности распределения радиогенных изотопов в вулканидах Курильской островодужной системы. Поведение изотопов Sr и Nd в изученных образцах во многом близко к таковому в четвертичных лавах Северо-Восточной Японии (Kimura, Yoshida, 2006). Базальты тыловой зоны достаточно однородны по изотопным характеристикам, формируя компактную область в поле MORB Индийского океана, в то время как основные лавы вулканического фронта обогащены радиогенным Sr при значительных вариациях содержания радиогенного Nd. Геохимическое моде-

лирование позволило японским исследователям прийти к заключению о близком составе магматических источников фронтальных и тыловых базальтоидов, связав их микроэлементные и изотопные различия со степенью плавления и составом корового контаминанта. Поскольку в пределах Курильской островной дуги минералогические и геохимические признаки ассимиляционных процессов отсутствуют, существенные вариации изотопных характеристик основных лав простирания дуги, скорее всего, свидетельствуют о различных магматических источниках. Таким образом, наши данные в целом подтверждают точку зрения, ранее высказанную в работах (Подводный вулканизм..., 1992; Bindeman, Bailey, 1999).

Сходная закономерность реконструируется и в пределах Идзу-Бонинской дуги, где изотопно-геохимические данные предполагают смешение двух мантийных источников – плиты Филиппинского моря в тыловой зоне и Тихоокеанской океанической во фронтальной (Ishizuka et al., 2003).

Вопросы тектонического районирования

Курильская вулканическая дуга традиционно подразделяется на три сектора – южный, центральный и северный (рис. 1). Наши данные показывают, что правильнее выделять только две зоны (рис. 17). Северная зона является частью южнокамчатского литосферного блока, характеризующегося относительно высокими температурами и деплетированными, близкими к мантии MORB Тихого океана изотопными характеристиками. Южная зона подстилается литосферной мантией, обогащенной радиогенными изотопами (MORB Индийского океана), испытавшей микроэлементную деплетацию сравнительно молодыми магматическими событиями, вероятно, связанными с активным этапом раскрытия Курильской тыловодужной котловины. Границу между двумя литосферными блоками следует проводить где-то между островами Матуа и Шиашкотан. К северу возрастает роль в магмогенезисе температурной аномалии Камчатского полуостро-

Рис. 17. Предлагаемое тектоническое районирование Курильской островной дуги.

Два сектора:

1. Северный развивается над южнокамчатским литосферным прогретым и изотопно-деплетированным блоком. Увеличение размеров островов в северном направлении, а следовательно, магматической продуктивности отражает возрастание температуры над-субдукционной мантии (фактор 1);
2. Южный сектор подстилается сравнительно “холодной”, изотопно-обогащенной литосферой. Закономерное увеличение размеров островов в южном направлении связано с возрастанием интенсивности задуговых тектономагматических процессов на этапе активного раскрытия Охотской глубоководной котловины (фактор 2).



ва; к югу — процессов, связанных с раскрытием Курильской котловины.

ВЫВОДЫ

1. Аномальные геохимические характеристики вулканитов северных островов Курильской гряды отражают высокий тепловой режим надсубдукционной мантии Южной Камчатки, вовлечение в магмогенезис расплавов, связанных с плавлением океанических осадков.

2. Микроэлементная деплетация лав двух крупных южных островов (Кунашир, Итуруп) является следствием сравнительно молодых магматических событий, связанных, по-видимому, с активной фазой раскрытия задуговой Курильской глубоководной котловины.

3. Курильская островная дуга развивается на гетерогенном основании. Ее северные острова — на южнокамчатском литосферном блоке, сравнительно деплетированном и разогретом. Острова, расположенные южнее, сформировались над изотопно-обогащенной и “холодной” литосферной мантией, испытавшей микроэлементную деплетацию сравнительно молодыми задуговыми тектономагматическими процессами.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 07-05-00310 и проектов ДВО РАН № 09-11-СО-08-002 и № 09-3-А-08-418.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9–34.
- Авдейко Г.П., Рашидов В.А., Полуева А.А., Романов И.М.* Подводный вулканизм Курильской гряды: геодинамические условия и формирование геохимической спецификации. — http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html (дата обращения: 02.01.2009).
- Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др.* Латеральные вариации изотопных соотношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Геохимия. 1985. № 12. С. 1723–1736.
- Злобин Т.К., Пискунов В.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.
- Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А. и др.* Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп — роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Геохимия. 2005. № 4. С. 369–383.
- Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 527 с.
- Смирнова Е.В., Федорова И.Н., Сандимирова Г.П. и др.* Особенности поведения редкоземельных элементов при масс-спектрометрическом с индуктивно связанной плазмой определении их в черных сланцах // Журнал аналитической химии. 2003. Т. 58. № 6. С. 595–603.
- Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т.* Плейстоценовые подводные вулканы восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 3. 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., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
- Arculus R.J.* Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.
- Bailey J.C.* Role of subducted sediments in the genesis of Kuril-Kamchatka island arc basalts: Sr isotopic and elemental evidence // Geochemical Journal. 1996. V. 30. P. 289–321.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.* Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kuril island-arc basalts // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 102. P. 265–280.
- Baranov B., Wong H.K., Dozorova K. et al.* Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // The Island Arc. 2002. V. 11. P. 206–19.
- 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 and Planetary Science Letters. 1999. V. 169. P. 209–26.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L.* Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 Gpa: constraints on the trace elements chemistry of mantle and deep crustal fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 3331–3350.
- Class C., Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian arc // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2000. V. 1. 1999GC000010.
- Davidson J.P.* Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism // Subduction: Top to Bottom. Geophysical Monography. American Geophysical Union. 1996. V. 96. P. 251–262.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al.* Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
- Elliot T.* Tracers of the slab // Inside the subduction factory. Geophysical Monography. American Geophysical Union. 2003. V. 138. P. 23–45.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and Plate tectonics. New York: Springer, 1981. 390 p.
- George R., Turner S., Hawkesworth C. et al.* Melting processes and fluid and sediment transport rates along the Alaska–Aleutian arc from an integrated U-Th-Ra-Be isotope study // Journal of Geophysical Research. 2003. doi:10.1029/2002JB001916.
- Goto Y., Nakagawa M., Wada K.* Tectonic setting of the Miocene volcanism in northern Hokkaido, Japan: speculation from their K-Ar ages and major element chemistry // Journal of

- Mineralogy Petrology and Economic Geology. 1995. V. 90. P. 109–123.
- 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 Kuril mantle wedge: Constrains from across-arc variations of B/Nb and B isotopes // Earth and Planet Science Letters. 1997. V. 152. P. 113–122.
- Ishizuka O., Taylor R.N., Milton A., Nesbitt R.W.* Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes // Earth and Planet Science Letters. 2003. V. 211. P. 221–226.
- Jhonson M.C., Plank T.* Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry Geophysics Geosystem. 1999. V. 13. doi:10.1029/999GC000014.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T.* Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth and Planet Science Letters. 1993. V. 120. P. 111–134.
- Kersting A.B., Arculus R.J., Gust D.A.* Lithospheric contributions to Arc Magmatism: isotoppe variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan // Science. 1996. V. 272. P. 1464–1467.
- Kimura J.-I., Yoshida T.* Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 2185–232.
- Kimura J.-I., Kawahara M., Iizumi I.S.* Lead isotope analysis using TIMS following single column-single bead Pb separation // Geoscience Report of Shimane University. 2003. V. 22. P. 49–53.
- Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T.* Petrological systematic of mid-ocean ridge basalts: constrains on melt generation beneath ocean ridges // Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. Geophysical Monography. American Geophysical Union. 1992. V. 71. P. 183–280.
- Martynov A.Yu., J.-I Kimura, Martynov Yu.A., Rybun A.V.* Geochemistry of late Cenozoic lavas on Kunashir Island, Kurile Arc // Island Arc. 2010. V. 19. P. 86–104.
- Manea V.C., Manea M., Kostoglodov V., Sewell G.* Thermal models, magma transport and velocity anomaly estimation beneath Southern Kamchatka (Chapter 31) // Eds. Foulger G.R., Anderson D.L., Natland J.H., Presnall D.C. Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America Special Paper. 2005. V. 388. P. 388–31.
- Manea V.C., Manea M.* Thermal models beneath Kamchatka and the Pacific plate rejuvenation from a mantle plume impact // Volcanism and subduction. The Kamchatka region. Geophysical monograph. American Geophysical Union. 2009. V. 172. P. 77–91.
- McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 102. P. 358–374.
- Morris J.D., Ryan J.G.* Subduction zone processes and implication for changing composition of the upper and lower mantle // Ed. Carlson R.W. Treasure on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 2. P. 451–470.
- Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A.* Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidences from the Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26. P. 619–622.
- Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y. A.* Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasian Margin: The role of lithosphere versus asthenosphere // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 221–253.
- Pearce J.A., Parkinson I. J.* Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Eds. Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Special Publication. 1993. № 76. P. 373–403.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Luff I.W.* Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc // Journal of Petrology. 1995. V. 32. № 4. P. 1073–1109.
- 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 // Journal of Petrology. 1999. V. 40. P. 1579–1611.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implication for nature and distributions of subducted components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. doi:10.1029/2004GC000895.
- Plank T.* Constrains from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 921–944.
- Plank T., Kelley K.* Contrasting sediment input and output at the Izu and Mariana subduction factories // Eos, Transactions, American Geophysical Union, Fall Meet. 2001. P. 82.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 325–394.
- Poli S., Schmidt M.W.* Petrology of subducted slabs // Annual Review Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 30. P. 207–235.
- Popolitov E.I., Volynets O.N.* Geochemistry of Quaternary volcanic rocks from the Kuril-Kamchatka island arc // Journal of Volcanological and Geothermal Research. 1982. V. 12. P. 299–311.
- Ryan J. G., Morris J., Tera F. et al.* Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth // Science. 1995. V. 270. P. 625–627.
- Shuto K., Hirahara Y., Ishimoto H. et al.* Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 134. P. 57–75.
- Syracuse E.M., Albers G.A.* Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 23. doi:10.1029/2005GC001045.
- Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S.F. et al.* Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanian pargasite and kaersutite // Journal of Petrology. 2000. V. 42. P. 221–232.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N. et al.* ^{238}U – ^{230}Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1997. V. 61. P. 4855–4884.
- Woodhead J.D., Jhonson R.W.* Isotopic and trace element profiles across the New Britain island arc, Papua New Guinea // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 113. P. 479–491.