

## ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ ОСТРОВОВ КУНАШИР И ИТУРУП – РОЛЬ НЕСУБДУКЦИОННЫХ ФАКТОРОВ В МАГМОГЕНЕЗИСЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

© 2005 г. Ю. А. Мартынов\*, С. И. Дриль\*\*, А. А. Чашин \*, А. В. Рыбин \*\*\*, А. Ю. Мартынов \*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022 Владивосток, 22. просп. 100-летия Владивостока, 159

\*\*Институт геохимии СО РАН  
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1А

\*\*\*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН  
690022 Южно-Сахалинск, ул. Науки, 5

Поступила в редакцию 01.03.2004 г.

Геохимические данные, полученные в результате изучения основных вулканитов двух наиболее крупных островов южного участка Большой Курильской гряды, Кунашира и Итурупа, указывают на важную роль в островодужном магмогенезисе факторов, непосредственно не связанных с субдукцией океанической плиты. ДеPLETED характер вулканогенных образований Кунашира является следствием его геодинамической позиции в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем. Такие зоны часто характеризуются высокой активностью трансформных разломов, разрывами субдуцирующей плиты, внедрением в образующиеся “окна” горячей астеносферной мантии и интенсивным плавлением надсубдукционного мантийного вещества.

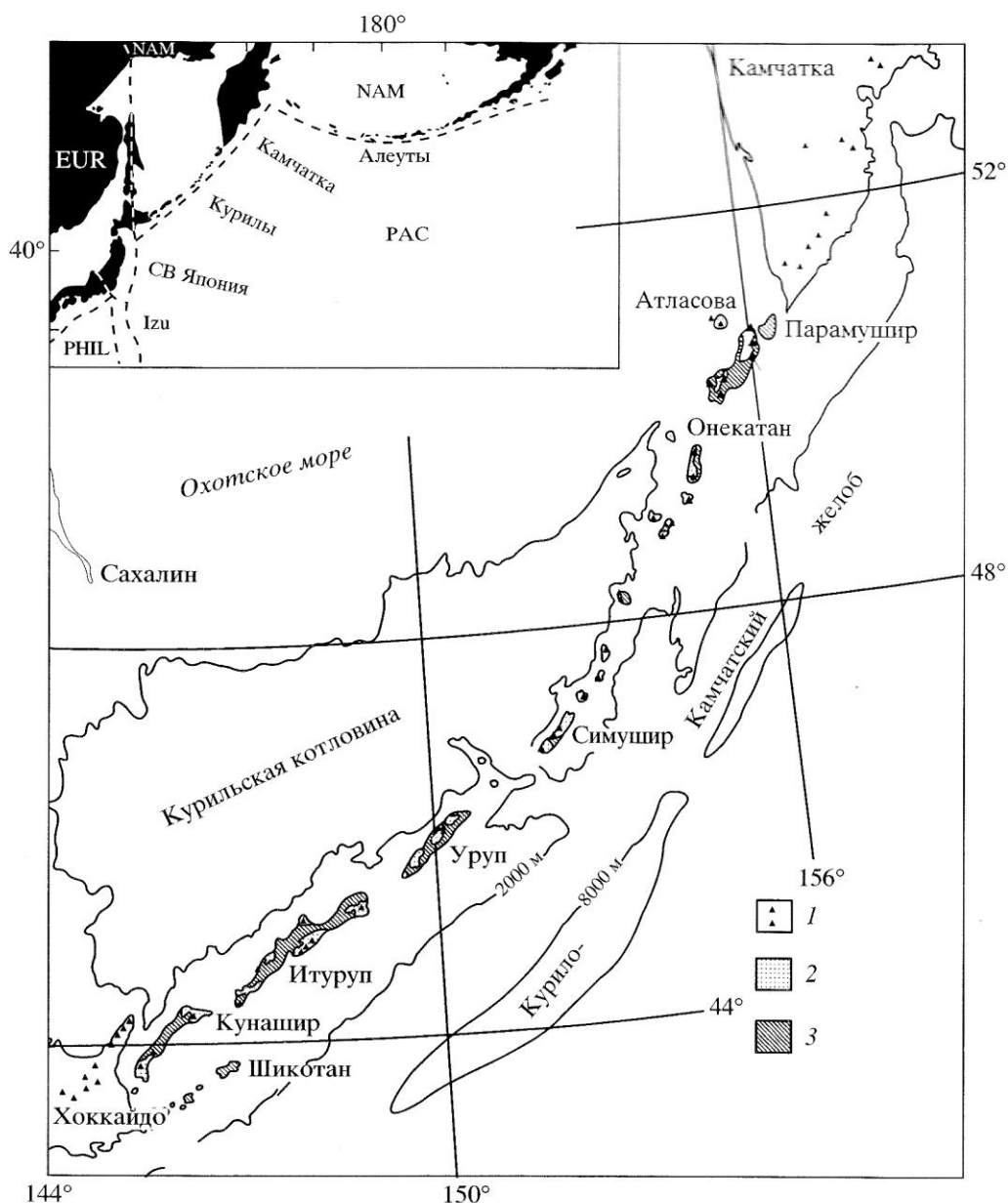
Согласно существующим представлениям, происхождение островодужных магм связано с плавлением надсубдукционного мантийного клина, метасоматически переработанного компонентами (флюидом или расплавом) погружающейся океанической плиты [1 и др.]. Реакции дегидратации водосодержащих минералов инициируют плавление, а длина магматической колонны, обратно пропорциональная мощности перекрывающей коры, определяет степень плавления и, следовательно, состав магматических расплавов [2]. Исследования, выполненные в последние десятилетия, показали, что наряду с субдукционными, важную роль в островодужном магмогенезисе могут играть факторы, непосредственно не связанные с погружением океанической плиты. К ним можно отнести активность задуговых тектоно-магматических процессов [3] и трансформных разломов [4], гетерогенность фундамента островной дуги [5]. Целью данной статьи является оценка роли несубдукционных факторов в магмогенезисе базальтов южного звена Курильской островной дуги.

Курильская островная дуга является менее изученной в Тихоокеанском регионе по сравнению с другими островными дугами, такими как Алеутская, Камчатская, Японская и Новозеландская. Аналитические данные, выполненные 20–30 лет назад по устаревшим методикам, не отвечают современным требованиям. Для Sr, например, точность изотопных анализов не превышала 0.008%, что существенно ограничивало возможности ис-

пользования этих данных при построении генетических моделей магмогенерации в условиях малых вариаций изотопного состава элемента. Нами были геохимически изучены основные вулканиты двух наиболее крупных островов южного участка Курильской гряды – Кунашира и Итурупа, включая нижнеплейстоценовые платобазальты. Ранее некоторые авторы [6] относили эти породы к самостоятельному, геодинамическому этапу развития островодужной системы, связанному с раскрытием Курильской глубоководной котловины. Однако более поздние исследования показали, что возраст платобазальтов существенно варьирует (К-Аг возраст лав г. Фрегат, Кунашир –  $3.08 \pm 0.05$  млн. лет, кальдеры Медвежья, Итуруп –  $0.480 \pm 0.080$ ), а их излияния маркируют начальные этапы развития наиболее крупных кальдер Курильских островов (Медвежья, Цирк, Торная, Тайная на о. Итуруп и Серебряная – на о. Кунашир).

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Курильская островодужная система, расположенная в северо-западной части Тихого океана, представлена Курило-Камчатским глубоководным желобом, Большой Курильской вулканической грядой и, расположенной в тылу, Курильской котловиной (рис. 1). Происхождение островодужной системы рассматривается как результат суб-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Курильской островной дуги (по [7], с добавлениями). 1 – активные наземные вулканы; 2, 3 – вулканические породы четвертичного (2) и третичного (3) возраста. На вставке показаны островные дуги и литосферные плиты СЗ Пацифики. Плиты: Тихоокеанская (РАС), Северо-Американская (НАМ), Евразийская (ЕВР), Филиппинская (РНЛ).

дукции под континентальную окраину (8.6 см/год) сравнительно древней и холодной (90–118 Ма) Тихоокеанской плиты, следы которой, сейсмологическими методами, прослеживаются до глубины 650 км [8].

Курило-Камчатский глубоководный желоб выполнен океаническими осадками, которые характеризуются механическим смешением 18–80% континентального детрита, в среднем 9%, иногда 20–30% органогенного кварца, первых процентов

вулканического пепла и следами карбонатного материала [9]. Пропорция континентального детрита в осадочной колонне увеличивается к югу вдоль Курило-Камчатского желоба, при этом соотношение изотопов  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в осадках возрастает от 0.803 на севере до 0.8104 на юге. Увеличение доли континентального обломочного материала ведет к росту содержания В и понижению  $^{11}\text{B}$  в осадочном материале, выполняющем желоб.

Цепь островов Большой Курильской гряды протягивается на расстояние около 1150 км от полуострова Камчатка на севере до острова Хоккайдо на юге. Ширина вулканической зоны составляет 100–200 км, глубина до субдуцирующей плиты – 120–150 км. Проливами Буссоль и Круженштерна вулканическая дуга разделена на Южное, Центральное и Северное звенья. По материалам исследования ИФЗ АН СССР в 1958–1959 и 1962–1964 методом ГСЗ было высказано предположение о меньшей мощности земной коры в пределах Центральных Курил (10–15 км). Но более детальные исследования комплексом современных методов ГСЗ, КМПВ, МОВ-НСП экспедициями ИМГиГ АН СССР в 1983–1984 г. показали, что мощность земной коры под Центральными Курилами составляет около 30 км и сопоставима с таковой для островов южных Курил и Камчатки. По мнению Т.К. Злобина [10] мощность земной коры составляет 28–33 км, на южном фланге Курильской островной дуги 25–30 км – в центральной части, 32–36 км на северном фланге. Данные изучения ксенолитов показывают, что хотя среди них присутствует гранитный и метаморфический материал, преобладают базальты (51 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 0,6 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ ) [11]. Причем, существенных отличий в составе ксенолитов различных участков дуги не наблюдается. Начало формирования островной дуги относится к раннему миоцену, а возможно к олигоцену [12]. Обнаженная часть островов представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, разрез которых можно подразделить на два структурных этажа. Нижний, образующий цоколь, сложен умеренно дислоцированными неогеновыми, а верхний, практически недислоцированными – четвертичными отложениями. Пограничное положение между двумя структурными ярусами занимают эффузивы нижнеплейстоценового возраста, формирующие плато (платоэффузивы).

Курильская котловина, расположенная в южной части акватории Охотского моря, по форме напоминает треугольник. Длина ее составляет около 800 км, максимальная ширина ложа в западной части – 200 км [13]. Сейсмические данные указывают на присутствие океанической коры в юго-западной части котловины и утоненной континентальной коры в ее северо-западной части. Прямые свидетельства о возрасте формирования структуры отсутствуют, поскольку, в отличие от других окраинно-морских бассейнов, здесь не фиксируются магнитные аномалии и не изучен состав коры из-за мощного слоя осадочных отложений. На основании косвенных данных (величина теплового потока, глубины и мощности осадочного чехла, исследований особенностей магматизма и палеомагнетизма сопредельных территорий Сахалина и Хоккайдо) начало ее формирования относят к интервалу ранний олигоцен – средний миоцен

(32–28 млн. лет) [14, 15]. Растяжение могло продолжаться и в позднем миоцене, на что указывают данные изучения грабенов растяжения на восточном Хоккайдо [16]. Для Курильской котловины характерен высокий тепловой поток, со значениями, достигающими 105,1 мВт/м<sup>2</sup>. Тепловые аномалии сконцентрированы, главным образом, вблизи наиболее крупных островов Курильской гряды – Кунашир, Итуруп и Парамушир (рис. 1) [17] и свидетельствуют об активности современных магматических процессов. Последнее подтверждают и исследования небольшого плейстоценового (0,84 и 1,08 млн. лет) подводного вулкана [13, 15], сложенные базальтами и андезитами высококальциевой известково-щелочной серии, заметно обогащенными некогерентными элементами, включая легкие лантаноиды. Sr-Nd-Pb изотопные отношения пород попадают в область составов продуктов магматизма вулканов Курильской островной дуги [18].

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА О-ВОВ КУНАШИР И ИТУРУП

Кунашир, самый южный остров Большой Курильской дуги, по площади (1490 км<sup>2</sup>) занимает третье место после о-вов Итуруп (3200 км<sup>2</sup>) и Парамушир (2042 км<sup>2</sup>). В составе позднемиоцен-нижнеплейстоценовых отложений выделяются два структурных яруса [19]. Нижний составляют относительно сильно дислоцированные отложения кунаширской ( $P_3^3$ ) ловцовской свиты ( $N_1^2$ ), сложенные фациально изменчивыми основными, средними и кислыми вулканическими породами, песчаниками, конгломератами, алевролитами. Выше залегают породы алексинской ( $N_1^3 - N_2^1$ ) и головнинской ( $N_2^{2-3}$ ) свит, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно кислого и среднего составов, хотя среди них встречаются и базальты.

Нижнеплейстоценовые ( $Q_1$ ) платоэффузивы занимают промежуточное положение между миоценовыми и современными вулканитами. Они относятся к образованиям ареального вулканизма и состоят, преимущественно, из потоков базальтов, андезито-базальтов и андезитов, развитых на высоких террасах и выровненных поверхностях рельефа.

Современная вулканическая активность сосредоточена в пределах четырех вулканов: Тятя и Руруй на севере, Менделеева в центральной части и Головнина на юге. Особенностью в Тятя является преобладание в его разрезе базальтов и андезито-базальтов. Редко встречаются двупроксеновые андезиты. В составе вулканических продуктов вулканов Менделеева и Головнина преобладают андезиты, дациты, при ограниченном развитии базальтов.

Для Итурупа, длина которого достигает 203 км при ширине от 5.5 до 46 км, характерно широкое распространение пород третичного фундамента [20]. Наиболее древние вулканиды ( $N_1$ ), объединяемые Б.Н. Пискуновым [12] в “зеленотуфовую формацию” (Тебеньковская и Куйбышевская свиты), представлены вулканическими брекчиями, конгломерато-брекчиями, пропицитизированными лавами и туфами основного, среднего и кислого составов. Вышеležащие отложения рыбаковской, камуйской и парусной свит ( $N_1^3-N^2$ ), представлены осадочными и туфогенно-осадочными породами, туфами андезитов, дацитов, брекчиями, шаровыми лавами основного состава.

Четвертичные вулканиды являются продуктами извержений 40–48 вулканов острова, из которых 8 считаются действующими [20]. Они представлены вулканогенными образованиями, варьирующими по составу от базальтов до риолитов, но преобладают базальты. Большая часть современных активных вулканов сосредоточена во фронтальной части острова. В тыловой зоне, на охотоморском побережье, расположен в. Богдан Хмельницкий.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов определялся на микрозонде “Camebax” в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Рабочие условия: 20 kV напряжение и 50 mA ток. В качестве стандартов использовались природные силикаты (санидин – для Si, Na, K, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа 3%2δ.

Содержание петрогенных элементов определялось традиционным химическим методом в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН (аналитик Шкодюк Л.В.).

Анализ микроэлементов был выполнен в лабораториях Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) методом ICP-MS. Химическая подготовка проб элементного и изотопного анализов осуществлялась на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. В процессе пробоподготовки использовались двукратно очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Плавиковая кислота очищалась в тefлоновых аппаратах, а вода, азотная и соляная кислоты – в кварцевых. Измерения методом ICP-MS проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 и внутрилабораторному стандарту базанита U-94-5. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства элементов не превышало 5%. Стандартное отклонение

при определении Sc и Pt (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10%. Воспроизводимость результатов измерений Pb и U в BHVO-1 составляло 10–5%.

Изотопный анализ стронция проводился в двухлучевом режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (Центр коллективного пользования ИЗК СО РАН, ИГХ СО РАН и БГИ СО РАН, г. Иркутск). Подготовка проб к масс-спектрометрическому анализу осуществлялась по методике, описанной в [21]. В период проведения измерений для стандарта NBS-988 получено следующее значение изотопного отношения  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.810301 \pm 10$  (погрешности отвечают  $2 \sigma_{\text{среднего}}, n = 8$ ) при рекомендованном значении  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.81025$  [22]. Нормирование измеренных величин изотопных отношений  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пробах к рекомендованному значению изотопного стандарта NBS-988 не проводилось.

Для сравнения использовались неопубликованные геохимические данные по платобазальтам о-ва Парамушира, выполненные доктором Дж. Бейли (Геологический факультет Копенгагенского Университета, Дания). Силикатные компоненты анализировались методом РФА, с использованием спектрометра Philips PW 1400, FeO, H<sub>2</sub>O–, летучие – мокрой химией, REE, Th, Hf, Co, Sc – нейтронно-активационным анализом.

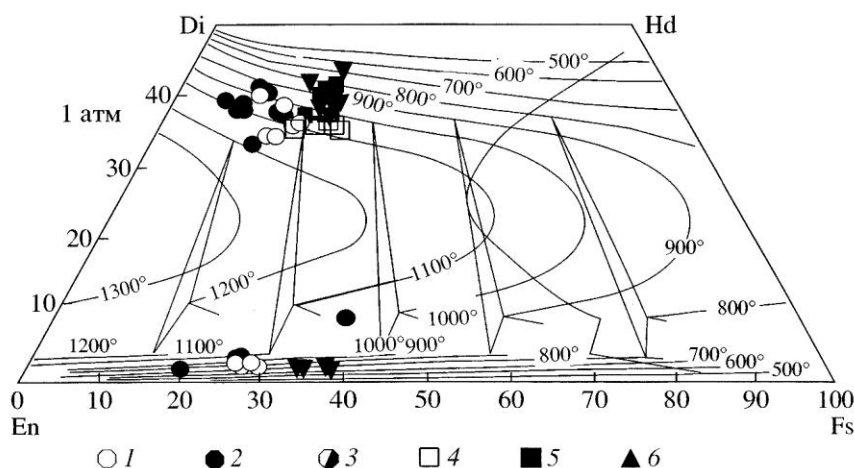
#### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Среди разновозрастных основных вулканидов о. Кунашир (алехинская, свиты, современные эффузивы в. Тятя) преобладают базальты и андезитобазальты, реже андезиты. Во всех типах пород доминирующим минералом является плагиоклаз. Первая генерация вкрапленников представлена довольно крупными (до 5 мм) идиоморфными кристаллами, по составу отвечающими анортиту или битовниту (96–86% An) в центральных зонах и лабрадору (68–62% An) – в краевых. Мелкие вкрапленники и лейсты в основной массе аналогичны по составу краевым зонам крупных фенокритов.

Оливин в переменном количестве практически постоянно присутствует в базальтах и андезито-базальтах. Минерал обычно представлен крупными (до 3 мм) и мелкими (до 0.5 мм) кристаллами, по составу отвечающими хризолиту или гиалосидериту. Отдельные фенокристы обнаруживают зональность, выраженную в увеличении содержания фаялитового минала от центральных зон к периферии и окружены мелкозернистой каймой пижонита.

Клинопироксен встречается практически во всех разновидностях основных эффузивов как в виде вкрапленников, так и мелких ксеноморфных зерен в основной массе. Крупные кристаллы (до 5 мм) отвечают по составу диопсид-авгиту. От центра к периферии наблюдается постепенное снижение содержания воллостанитового минала, Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, с





**Рис. 2.** Составы пироксенов основных лав Курильской островной дуги.

1–3 – о. Кунашир: миоценовые (1), позднелицен-плейстоценовые (2) и современные (конус в. Тятя) (3) лавы; 4–5 – о. Итуруп: современные базальты и андезито-базальты фронтальной зоны (4), позднелицен-плейстоценовые и современные базальты и андезито-базальты тыловой зоны (5); 6 – Парамушир: современные и позднелицен-плейстоценовые базальты и андезито-базальты.

Температурные кривые по [23].

одновременным увеличением MnO, ферросилитового и энстатитового компонентов.

Ортопироксен находится в резко подчиненном количестве и чаще всего встречается в плагиоклаз-двупироксеновых разностях. Иногда минерал окружен реакционной каймой клинопироксена. Пижониты содержатся, главным образом, в основной массе породы (рис. 2).

Рудные минералы представлены титаномagnetитом и ильменитом, которые преимущественно встречаются в основной массе или в виде включений в клинопироксене.

Содержание фенокристов в базальтах и андезито-базальтах фронтальной (в. Кудрявый) и тыловой (в. Богдан Хмельницкий) зон о. Итуруп в среднем составляет 50 об. %. Они представлены плагиоклазом и клинопироксеном в ассоциации с оливином и ортопироксеном.

Плагиоклаз является преобладающим минералом практически во всех изученных образцах базальтов фронтальной и тыловой зон. Состав минералов варьирует от анортита до лабрадора, закономерно меняясь с ростом кремнекислотности пород.

Оливин характеризуется прямой зональностью с вариациями форстеритовой молекулы от 85–65 моль % до 80–60 моль %. Фенокристы часто окружены тонкой реакционной каемкой, состоящей из пижонита, клинопироксена или ортопироксена. Содержание минерала падает с ростом кремнекислотности пород.

Пироксены в большинстве изученных образцов представлены как моноклинными, так и ромбическими разновидностями, существенно варьирующими по составу (рис. 2, табл. 1). Для клинопироксенов

характерно падение кальциевости и рост железистости от ядер фенокристов к их краевым зонам и минералам в основной массе. В ортопироксенах растет железистость и кальциевость. В основной массе низкокальциевый пироксен чаще всего представлен пижонитом.

Наблюдаются довольно отчетливые различия составов орто- и клинопироксенов основных эффузивов о-вов Кунашира и Итурупа. Последние, как правило, обогащены ферросилитовой компонентой.

## ГЕОХИМИЯ

### Петрогенные элементы

Характерной особенностью вулканизма о. Кунашир является отсутствие сколько-нибудь заметной поперечной петрохимической зональности, связанной с закономерным возрастанием содержания калия и других некогерентных элементов от фронта островной дуги к ее тыловой зоне. Все типы основных лав, особенно миоценовых, отличает низкое содержание калия (табл. 2). На диаграмме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (рис. 3) фигуративные точки базальтов и андезито-базальтов миоценового (кунаширская, алексинская свиты) и нижнеплейстоценового (платобазальты) возрастов ложатся в поле низкокальциевых серий. Современные основные эффузивы в. Тятя несколько более калиевые. На дискриминантной диаграмме их составы располагаются вблизи границы низко- и умереннокалиевой серий. Деплетированный характер основного вулканизма о. Кунашир подтверждают аномально низкие концентрации в этих породах титана – элемента, являющегося неко-

Таблица 1. Представительные анализы клинопироксенов и ортопироксенов из базальтоидов о. Кунашир и о. Итуруп

Компо- нент	о. Кунашир															
	3030 К				3032 К				3017 К							
	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.				
SiO <sub>2</sub>	45.70	45.96	47.77	46.78	46.82	47.51	53.53	52.49	52.93	53.53	52.69	52.38	52.12	52.78	51.72	51.48
TiO <sub>2</sub>	3.67	3.24	2.21	3.09	2.86	3.79	0.19	0.40	0.39	0.19	0.27	0.26	0.29	0.44	0.32	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.51	8.45	7.11	7.08	6.64	5.88	0.8	2.15	1.67	0.80	1.02	2.52	2.23	2.13	2.23	2.73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.00	0.01	0.00	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.09	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	7.11	8.31	8.39	7.54	6.77	7.85	16.94	9.78	10.94	16.94	19.85	7.43	9.79	19.92	9.13	9.17
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.27	0.12	0.22	0.27	0.37	0.09	0.16	0.37	0.15	0.15
MgO	12.42	11.65	12.84	12.32	13.24	12.59	21.53	15.48	16.23	21.53	20.32	15.71	15.61	18.61	15.65	14.55
CaO	20.86	20.99	19.59	21.23	20.75	20.73	5.33	18.65	16.36	5.33	5.27	20.97	19.79	6.45	19.02	19.62
Na <sub>2</sub> O	0.90	1.09	1.05	0.58	0.87	0.51	0.02	0.26	0.12	0.02	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.0	0.0	0.05	0.01	0.02
Σ	99.29	99.73	98.99	98.63	98.04	98.92	98.65	99.37	98.89	98.65	99.83	99.36	99.99	100.74	98.24	98.08
f	24.29	28.55	26.85	24.36	22.32	25.89	30.63	26.17	27.44	30.63	35.41	20.94	26.00	37.5	24.63	26.14
Wo	47.75	48.03	44.52	47.99	46.67	46.73	11.0	39.00	34.46	11.0	10.75	43.13	40.26	13.49	39.69	41.72
F <sub>n</sub>	39.55	37.12	40.57	38.72	41.41	39.47	61.75	45.03	47.55	61.75	57.65	44.95	44.20	54.06	45.44	43.03
F <sub>s</sub>	12.69	14.83	14.89	13.28	11.90	13.79	27.26	15.96	17.99	27.26	31.60	11.91	15.53	32.44	14.85	15.23

Компо- нент	о. Итуруп															
	МЧ30/98															
	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.	Ф.д.	Ф.к.				
SiO <sub>2</sub>	52.24	51.84	49.74	50.10	50.66	51.74	52.35	51.62	50.96	51.75	51.99	51.39	47.99	52.21	50.73	49.93
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.24	2.11	2.10	1.56	1.28	1.33	0.39	0.45	0.43	0.36	0.42	1.36	0.31	0.76	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.56	4.82	3.09	2.80	2.26	1.29	1.74	1.56	3.42	1.81	1.87	1.36	3.33	2.14	2.68	2.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	11.0	11.11	11.83	11.32	10.45	11.88	10.90	13.02	7.24	12.66	9.27	13.5	15.47	7.85	17.41	16.78
MnO	0.16	0.10	0.14	0.13	0.14	0.25	0.17	0.27	0.01	0.27	0.09	0.24	0.28	0.01	0.25	0.27
MgO	14.13	10.99	12.94	13.23	13.27	12.91	13.95	13.39	15.34	14.05	15.93	13.71	11.8	17.21	14.76	13.22
CaO	19.36	18.39	19.96	20.32	20.03	19.32	19.62	18.96	21.47	19.49	20.11	19.23	18.82	18.63	14.02	16.1
Na <sub>2</sub> O	0.38	1.20	0.52	0.40	0.07	0.31	0.42	0.27	0.38	0.28	0.32	0.21	0.35	0.29	0.29	0.42
K <sub>2</sub> O	0.04	0.14	0.04	0.06	0.05	0.08	0.05	0.04	0.05	0.06	0.07	0.01	0.09	0.0	0.07	0.07
Σ	100.24	99.83	100.37	100.46	98.49	99.06	100.53	99.51	99.33	100.81	100.01	100.07	99.5	98.81	100.97	100.42
f	30.45	36.20	33.92	32.44	30.65	34.06	30.47	35.3	20.93	33.58	24.61	35.58	42.38	20.37	39.82	41.59
Wo	40.66	43.42	42.29	42.72	42.99	41.50	41.28	39.7	44.3	39.84	40.62	39.37	39.78	38.25	29.12	33.83
F <sub>n</sub>	41.28	36.10	38.13	38.70	39.57	38.57	40.83	39.01	44.04	39.96	44.77	39.06	34.7	49.17	42.66	38.65
F <sub>s</sub>	18.07	20.48	19.57	18.58	17.49	19.92	17.89	21.28	11.66	20.2	14.61	21.57	25.52	12.58	28.23	27.52

Примечание. Фд – центр фенокриста, Фк – край фенокриста, О.М. – зерно из основной массы, 1–11 – платобазальты о. Кунашир; 12–16 – андезито-базальты алексинской свиты о. Кунашир; 17–23 – платобазальты о. Итуруп; 24–32 – базальты вулкана Меньшой Брат о. Итуруп.

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	Номер образца								
	УВ3025	УВ3025	УВ3023	У-3045	У-3044	Р28/2	Р29/2	Р29/4	Р28/4
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	48.43	48.43	50.45	52.9	53.45	48.24	48.45	52.02	53.27
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.95	0.9	0.84	0.91	0.96	0.72	0.73	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.7	16.7	17.74	17.28	18.45	18.25	18.35	18.52	15.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.36	10.36	9.5	3.58	8.95	0.19	5.15	3.75	4.07
FeO	–	–	–	3.58	–	6.61	5.03	5.6	4.67
MnO	0.14	0.14	0.19	0.25	0.16	0.18	0.21	0.21	0.17
MgO	7.51	7.51	8.02	6.65	5.03	8.95	5.03	4.52	8.51
CaO	12.39	12.39	9.91	8.97	10.12	11.19	10.37	9.29	8.15
Na <sub>2</sub> O	2.4	2.4	2.76	2.7	2.99	2.26	2.4	2.96	2.37
K <sub>2</sub> O	0.75	0.75	1.21	1.35	1.37	0.72	1.54	1.53	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.2	0.28	0.42	0.3	0.35	0.1	0.12	0.15
ппп	–	–	0.01	0.91	0.15	0.96	2.61	0.71	1.15
Сумма	99.83	99.83	100.21	99.43	101.58	98.86	99.96	99.96	100.06
Rb	17.20	17.20	30.60	32.93	32.5	13.23	29	27	27
Ba	161	161	208	175.51	221	106.57	290	264	266
Sr	392	392	546.00	378.74	393	402.09	495	502	375
Pb	5.90	5.90	6.410	5.44	8.7	2.58	8	7	5
Zr	73	73	92	104.26	118	48.11	80	74	75
Hf	1.74	1.74	2.35	2.91	3.09	1.43	–	–	–
La	7.30	7.30	10.80	12.22	10.8	7.25	7	5	8
Ce	18.90	18.90	29.60	30.61	27.3	17.84	20	21	19
Pr	–	–	–	4.26	–	2.7	–	–	–
Nd	–	–	16.50	16.98	13.7	11.37	12	10	13
Sm	3.00	3.00	4.40	4.24	3.8	3.05	–	–	–
Eu	1.06	1.06	1.53	1.19	1.27	0.96	–	–	0.99
Gd	–	–	–	4.6	–	3.46	–	–	–
Tb	0.55	0.55	0.57	0.7	0.59	0.53	–	–	–
Dy	–	–	–	4.4	–	3.12	–	–	–
Ho	–	–	–	0.92	–	0.68	–	–	–
Er	–	–	–	2.6	–	1.79	–	–	–
Tm	–	–	–	0.47	–	0.32	–	–	–
Yb	1.83	1.83	2.43	2.56	2.48	1.95	–	–	–
Lu	0.25	0.25	0.39	0.42	0.36	0.29	–	–	–
Nb	3.10	3.10	4.40	4.03	4.9	2.08	1.9	2.3	2.2
Y	20	20	26	26.07	26	19.25	20	19	18
Ta	–	–	0.23	–	–	–	–	–	–
Th	1.51	1.51	2.27	3.68	3.06	1.44	2	1	2
Sc	41.00	41.00	34.00	20.59	30	34.26	31	30	32
Ga	14.00	14.00	13.00	15.9	14	15.78	19	15	13
Cs	–	–	0.80	1.87	0.85	0.44	–	–	–
U	–	–	–	1.25	–	0.5	–	–	–
m <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	–	–	–	0.702991	–	0.703021	–	–	–

Примечание. 1–6 – о-в Кунашир: кунаширская (1) и алексинская (2, 3) свиты миоценового возраста, позднеплиоцен–плейстоценовые платобазальты (4), современные эффузивы в. Тятя; 7–13 – о-в Итуруп: фронтальная зона, в. Кудрявый (7, 8), тыловая зона, в. Богдана Хмельницкого (9, 11), позднеплиоцен–плейстоценовые платобазальты тыловой зоны (12, 13); 14–17 – m<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – измеренные соотношения изотопов стронция; прочерк – не проанализировано.

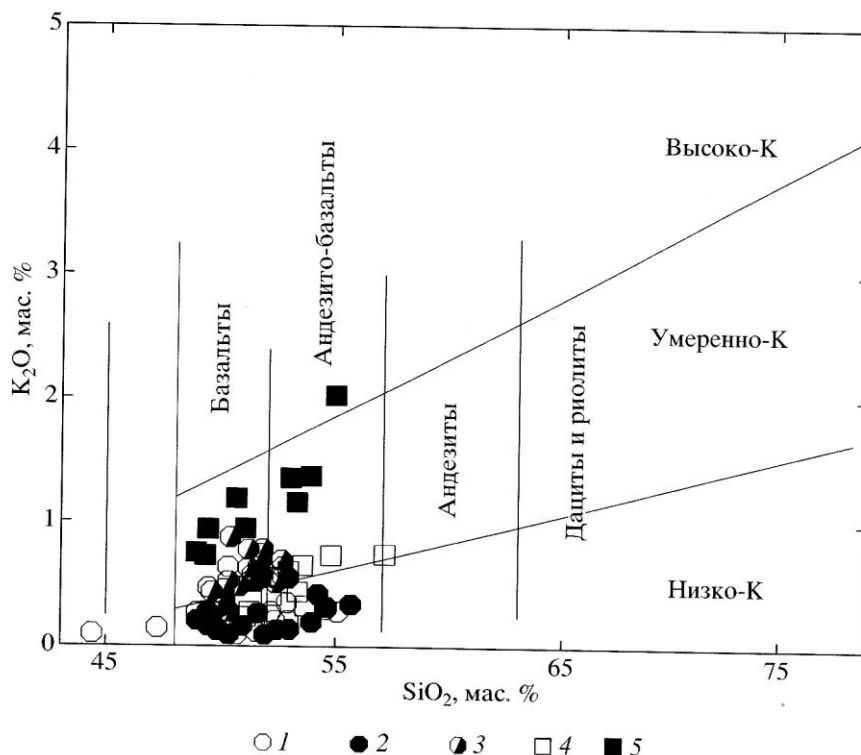


Рис. 3. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  для основных эффузивов Курильской островной дуги. Условные обозначения см. рис. 2.

При построении диаграммы кроме оригинальных, использовались данные, опубликованные в работах [12, 19, 20, 7, 24, 25].

герентным для минеральных парагенезисов основных и ультраосновных пород (рис. 4). Важной особенностью миоценовых и нижнеплейстоценовых эффузивов является повышенная магнезиальность (до 13 мас. %  $\text{MgO}$ ) (рис. 4).

В пределах о. Итуруп поперечная петрохимическая зональность проявлена очень отчетливо. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  (рис. 3) вулканы фронтальной зоны располагаются вдоль границы низко- и умереннокалиевой серии. Содержание окиси калия, а также  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , в них в среднем выше, чем в миоцен-нижнеплейстоценовых лавах о. Кунашир, но близко к таковому в современных базальтах и андезито-базальтах в. Тятя. Базальты тыловой зоны (в. Богдан Хмельницкий) характеризуются повышенными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . На дискриминантной диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  (рис. 3) их фигуративные точки располагаются вблизи границы умеренно- и высококалиевых серий.

По большинству других петрохимических критериев вулканы о-ва Кунашир и Итуруп между собой не отличаются. Например, на диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$  (рис. 5) фигуративные точки тех и других формируют единое поле вдоль границы толеитовой и известково-щелочной серий.

**Микроэлементы.** Концентрации когерентных элементов ( $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ) в основных лавах двух изу-

ченных островов существенно варьируют, отчетливо коррелируя с содержаниями магния. В наиболее магнезиальных лавах о. Кунашир ( $\text{MgO} > 10$  мас. %) концентрации  $\text{Ni}$  достигают 240 г/т,  $\text{Cr}$  – 800 г/т и  $\text{Co}$  – более 40 г/т (табл. 2).

Содержания некогерентных элементов ( $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{REE}$ ), в связи с их преимущественной концентрацией в остаточной магматической жидкости, более высокие в магматических породах с повышенными содержаниями кремнезема и щелочей. В этой связи, практически все разновидности базальтов и андезито-базальтов о. Кунашир характеризуются низкими концентрациями элементов этой группы и деплетированным спектром распределения  $\text{REE}$  ( $\text{LREE}/\text{HREE} < 1$ ) (рис. 6). Лишь в базальтах в. Тятя отношение легких и тяжелых лантаноидов близко к хондритовому.

Деплетированным спектром распределения редкоземельных элементов отличаются также базальты фронтальной зоны о. Итурупа. Содержание некогерентных элементов в них несколько выше, чем в миоцен-нижнеплейстоценовых лавах о. Кунашир (рис. 6), но близко к таковому в современных лавах вулкана Тятя. Наиболее высокое содержание элементов этой группы, высокие значения отношения  $\text{LREE}/\text{HREE}$  и слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия характерны для умеренно калиевых базальтов и андезито-базаль-



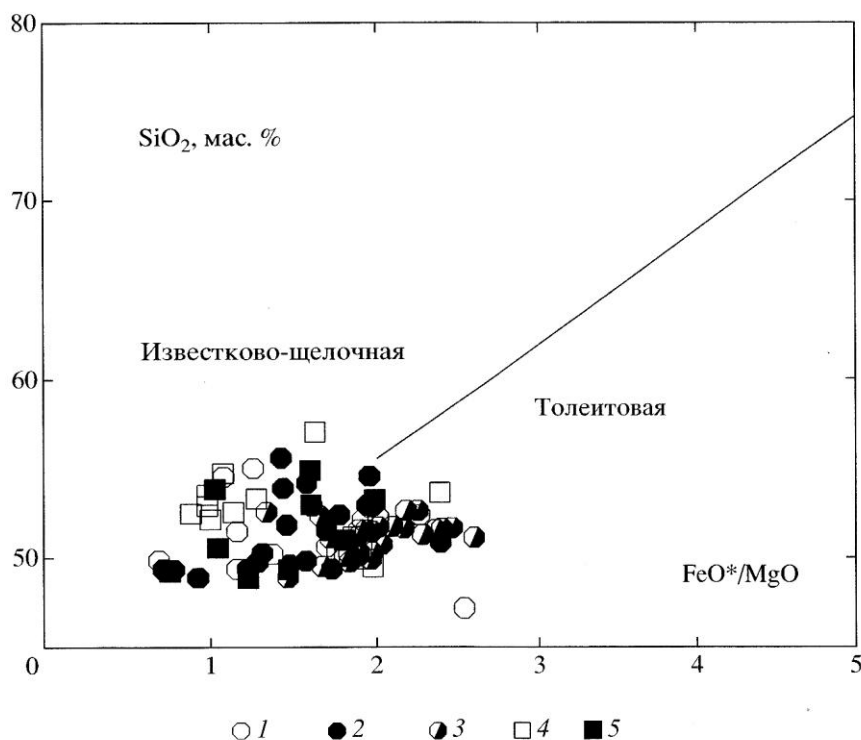


Рис. 5. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  для базальтов и андезито-базальтов о-вов Кунашир и Итуруп. Условные обозначения см. рис. 2.

При построении диаграммы кроме оригинальных, использовались данные, опубликованные в работах [12, 19, 20, 7, 24, 25].

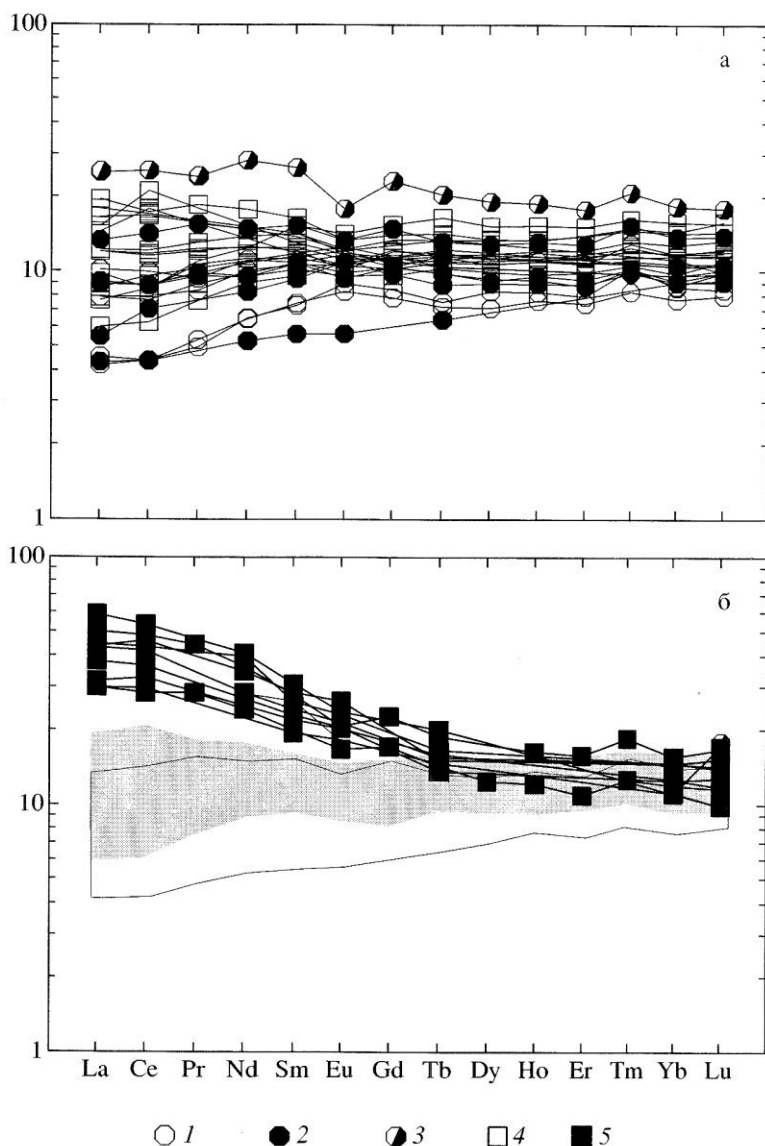
дает и среди кислых миоцен-четвертичных эффузивных и интрузивных пород Кунашира (около 80 об. %) [27], что подчеркивает геохимическую специфику вулканизма южного острова.

Значительные вариации составов излившихся пород являются типичной особенностью вулканизма субдукционных геодинамических обстановок. Чаще всего они связаны с поперечной геохимической зональностью. Например, в пределах Курильской островной дуги, от фронта к тыловой зоне в породах возрастают концентрации калия, некогерентных (Rb, легкие лантаноиды и др.) и когерентных (Mg, Ni, Cr) элементов,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношение, падают отношения V/Nb и  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [20, 7, 24, 9]. Хотя существуют различные точки зрения, есть все основания предполагать, что основную роль в происхождении поперечной зональности играют вариации содержания водного флюида, роль которого в магматогенезисе систематически уменьшается от фронта к тылу островной дуги [9]. Об этом свидетельствует, например, смещение составов базальтов тыловой зоны о. Итуруп в область низких содержаний нормированного кремнезема (рис. 8). На диаграмме  $\text{Na}_8 - \text{Fe}_8$  (рис. 9) составы базальтов и андезито-базальтов о-вов Кунашир и Итуруп располагаются субпараллельно глобальному тренду океанических базальтов, происхождение которого связывают с различной степенью плавления мантийного ве-

щества в условиях вариаций температур [30]. Но при высоком содержании воды в системе, что типично для островодужных магм, степень плавления мантийного вещества в значительной степени зависит от вариаций этого параметра.

Наряду с поперечной, в некоторых островодужных системах регистрируется продольная геохимическая зональность. В пределах Курильской островной дуги она выражена в возрастании с юга на север содержания калия, некогерентных элементов, радиогенного стронция,  $\text{Be}^{10}$ , V/Nb в однотипных породах. Происхождение этого типа зональности еще более дискуссионно. Геологические, геофизические и изотопные данные противоречат существенной гетерогенности фундамента описываемой островодужной системы. Вдоль ее простирается практически не меняются и геодинамические параметры субдукции, такие как возраст, скорость погружения Тихоокеанской плиты, глубина до сейсмофокальной зоны и мощность коры. Ряд исследователей связывают латеральные вариации составов пород с изменениями состава субдуцирующего осадка [9], но для объяснения геохимических характеристик основных вулканитов о. Кунашира требуется привлечение каких-то других механизмов.

Действительно, на диаграмме  $\text{Na}_8 - \text{Fe}_8$  (рис. 9) разновозрастные базальты Кунашира формируют самостоятельное поле, смещенное в область

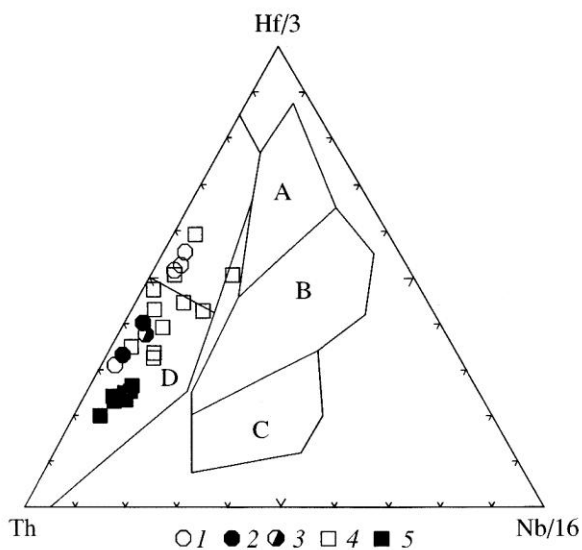


**Рис. 6.** Спектры распределения редкоземельных элементов в низкокальциевых базальтах и андезито-базальтах Кунашира и фронтальной зоны Итурупа (а), умереннокальциевых базальтах и андезито-базальтах тыловой зоны Итурупа (б), нормированные к хондриту.

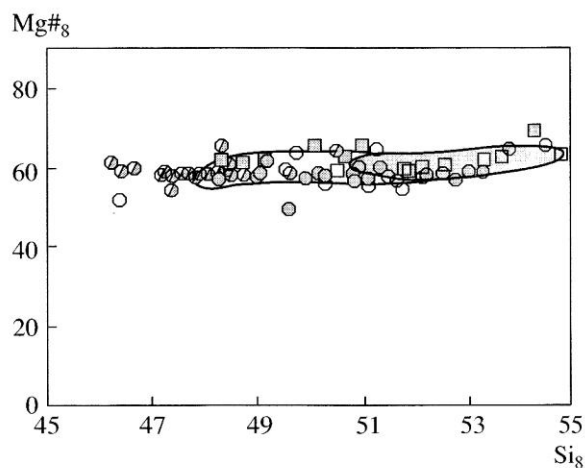
Условные обозначения см. рис. 2. На диаграмме (б) показаны поля составов основных лав о. Кунашира (не заштрихованное) и фронтальной зоны о. Итурупа (заштрихованное).

низких нормализованных значений концентраций натрия и высоких – железа, что свидетельствует об их происхождении из источника, более деплетированного по сравнению с источниками современных базальтов Итурупа, Парамушира и северо-восточного Хоккайдо. Аналогичный вывод можно сделать и из анализа распределения микроэлементов. Выплавление островодужных магм происходит, как правило, на сравнительно небольших глубинах, в условиях шпинелевой фации (рис. 10) при повышенном содержании летучих компонентов. Учитывая это, для решения вопро-

сов, связанных с составом магматического источника, в наибольшей степени подходят соотношения магмофильных элементов, инертных в присутствии водного флюида и характеризующихся различными коэффициентами распределения между клинопироксеном, более поздними глиноземистыми минеральными фазами (плаггиоклаз, шпинель) и расплавом. К таким элементам, например, можно отнести Sc и Ga [5]. С учетом ранее рассмотренного графика (рис. 9), происхождение негативного корреляционного тренда базальтов Кунашира, Итурупа и Парамушира на диаграмме Sr–Sc/Ga



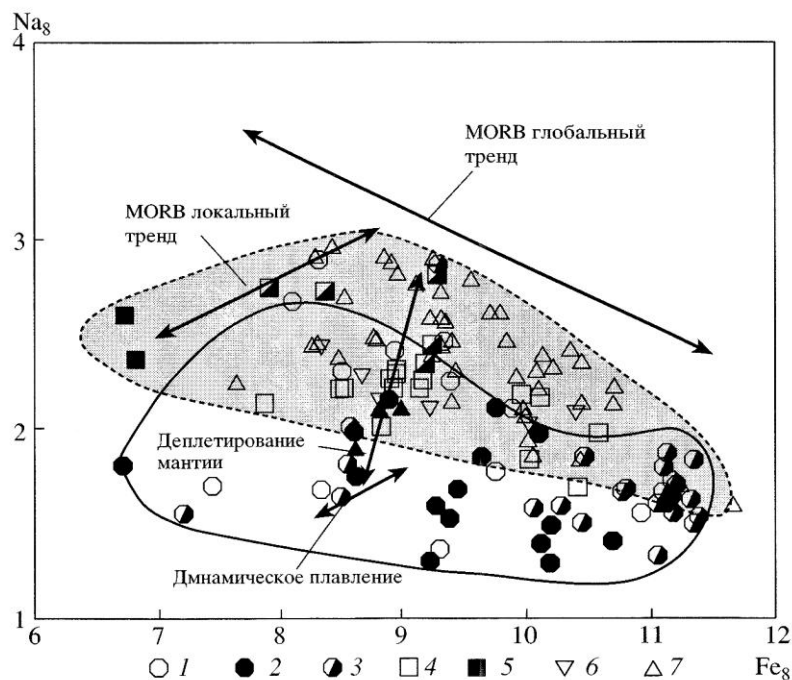
**Рис. 7.** Классификационная диаграмма Th-Hf-Nb [26] для разновозрастных основных вулканитов островов Кунашир, Итуруп и Парамушир. Условные обозначения см. рис. 2.



**Рис. 8.** Диаграмма #Mg<sub>8</sub>-Si<sub>8</sub> для основных лав о-вов Кунашира и Итурупа.

Условные обозначения см. рис. 2.

На рисунке показаны поля составов, полученных в результате экспериментальных плавок деплетированного перидотита в присутствии (залитое поле) и отсутствие (незалитое поле) воды в системе (по [28]).

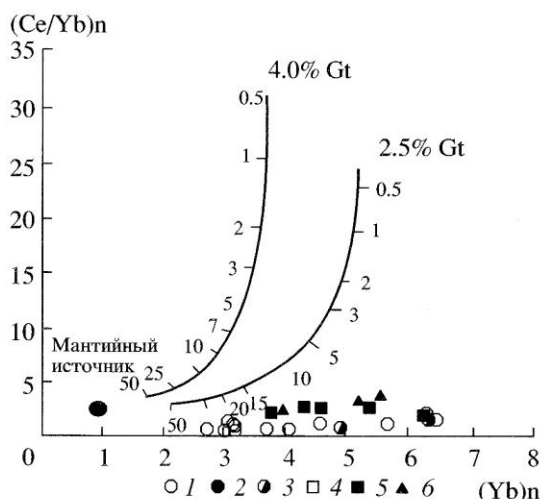


**Рис. 9.** Вариации концентраций Na и Fe, нормализованных к 8 мас. % MgO (по [29] с небольшими упрощениями).

1-3 – о. Кунашир: миоценовые (1), позднелицен-плейстоценовые (2) и современные (конус в. Тятя) (3) лавы; 4-5 – о. Итуруп: базальты и андезито-базальты фронтальной (4) и тыловой (5) зон; 6 – о. Парамушир: базальты и андезито-базальты позднелицен-плейстоценовые и современные; 7 – основные вулканиты о. Атласова.

Сплошной линией околнурено поле основных эффузивов о. Кунашира, пунктирной – северо-восточного Хоккайдо.

При построении диаграммы использовались только образцы с содержанием SiO<sub>2</sub> менее 54 мас. %, ппп – менее 05 мас. % и MgO – более 5 мас. %.

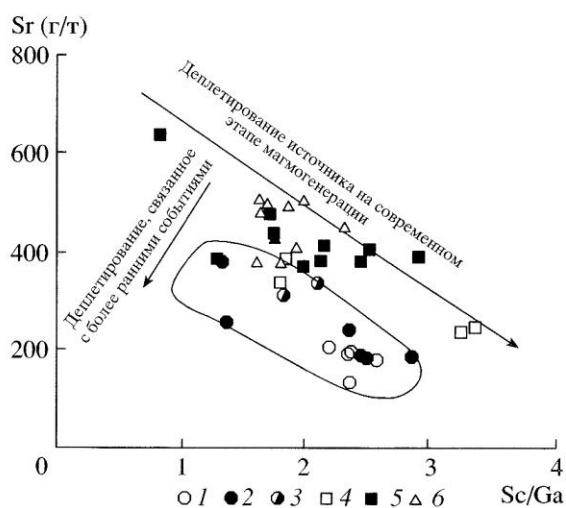


**Рис. 10.** Нормализованное к примитивной мантии отношение  $Ce/Yb-Yb$  в базальтах и андезито-базальтах о-вов Кунашир и Итуруп.

Расчетные тренды плавления порций гранатового перидотита, содержащего 2.5 и 4% граната, из работы [31]. Цифры вдоль кривых – процент плавления.

Условные обозначения см. рис. 2.

(рис. 11) можно связать с различной степенью плавления и, соответственно, деплетирования магматического источника в пределах тыловой и фронтальной зон на современном этапе магмообразования. Смещение же фигуративных точек ба-



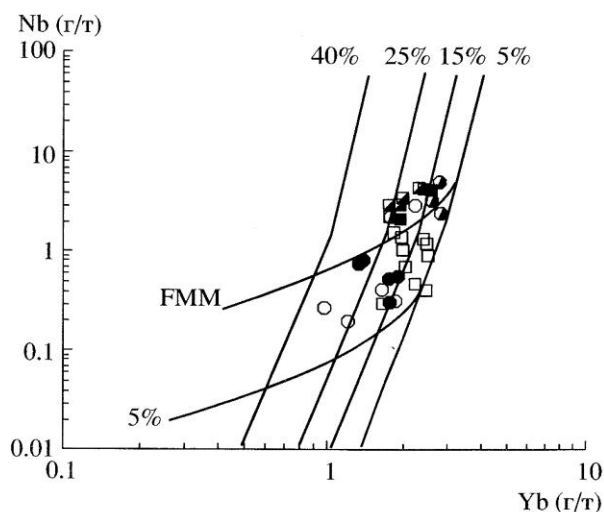
**Рис. 11.** Соотношение  $Sr - Sc/Ga$  в базальтах Курильской островной дуги.

Условные обозначения см. рис. 8. Сплошной линией околнуто поле основных лав о. Кунашира.

зальтов Кунашира в область низких концентраций  $Sr$  свидетельствует о деплетировании мантийного вещества на более ранних, скорее всего, миоценовом и раннеплейстоценовом магматических этапах формирования острова.

Важной особенностью о. Кунашир является его расположение в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем. Такие зоны часто характеризуются аномальной интенсивностью вулканизма, связанной с разрывами субдуцирующей плиты трансформными разломами и внедрением в надсубдукционный мантийный клин горячей астеносферной мантии [4]. Реальность сдвиговых перемещений в зоне сочленения Курильской и Японской островодужных систем подтверждается смещением в широтном направлении осевых линий двух вулканических фронтов (рис. 1). О повышенной температурах и, соответственно, высокой степени плавления магматического источника миоценовых и раннеплейстоценовых базальтах Кунашира, свидетельствуют их повышенная магнезиальность (рис. 4) и высокие расчетные температуры кристаллизации (рис. 2), а также особенности распределения высоко- ( $Nb$ ) и умеренно- ( $Yb$ ) некогерентных элементов (рис. 12).

Таким образом, в магмогенезисе базальтов Курильской островной дуги существенную роль играли, по видимому, не только субдукционные, но и несубдукционные факторы, связанные с особыми геодинамическими условиями формирова-



**Рис. 12.** Вариации отношения  $Nb-Yb$ , приведенные к 9 мас. %  $MgO$  [3], в базальтах о-вов Итуруп и Кунашир.

Условные обозначения см. рис. 2.

Цифрами на диаграмме показаны расчетные составы при 5%, 15%, 25%, 40% плавления. FMM – обогащенная мантия срединно-океанических хребтов и океанических островов.



ния зоны сочленения Курильской и Японской островодужных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-65218 и интеграционного гранта Сибирского и Дальневосточного отделений РАН № 03-2-0-00-019.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Arculus R.J., Powell R. Source component mixing in the regions of arc magma generation // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 5913–5926.
2. Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 90. P. 349–370.
3. Pearce J.A., Parkinson I. J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. // (Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. eds.). *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Special Publication. № 76. P. 373–403.
4. 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.
5. Arculus R. J. Aspects of magma genesis in arcs // *Lithos*, 33 1994. P. 189–208.
6. 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.
7. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kuril island-arc basalts // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. V. 102. 1989. P. 265–280.
8. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островодужной системы. (ред. Сергеев К.Ф., Красный М.Л.). М.: Министерство геологии СССР, 1987.
9. Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kuril mantle wedge: Constrain from across-arc variations of B / Nb and B isotopes // *Earth and Planet Sci Letter*. V. 152. 1997. P. 113–122.
10. Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // *Доклады АН СССР*. 1987. Т. 293. С. 185–187.
11. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района // *Вулканизм и глубины Земли*. М., 1971. С. 141–147.
12. Пискунов В.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
13. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовые подводные вулканы восточной части Курильской котловины (Охотское море) // *Доклады РАН*. 371. 2000. С. 366–370.
14. Kimura G., Tamaki K. Tectonic framework of the Kurile Arc since its initiation // (Nasu N., Kobayashi K., Uyeda S., Kusiro I., Kagami H. Eds) *Formation of Active Continental Margin*. Terra Scientific Publication, Tokyo. 1985. P. 641–676.
15. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kuril Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. 2002 (in press).
16. Ikeda Y., Stern R., Kagami H., Sun Ch.-H. Pb, Nd, and Sr isotope constrains on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: Implication for opening of the Kurile back-arc basin. *Island Arc*. V. 9. № 2. 2000. P. 161–172.
17. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: Дальнаука, 1992. 236 с.
18. Bindemann 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*, 169 (1999). P. 209–226.
19. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
20. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
21. Пампура В.Д., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 111.
22. Чернышев И.В., Шатагин К. Н., Гольцман Ю.В. Высокоточная калибровка стандартных образцов изотопного состава стронция с помощью многоколлекторного масс-спектрометра // *Геохимия*. 2000. № 2. С. 1280–1285.
23. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. 1986. V. 68. P. 477–493.
24. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 527 с.
25. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
26. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Titiry volcanic province // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
27. Рыбин А.В. Неоген-четвертичный кислый вулканизм Курильской островной дуги: Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. Южно-Сахалинск, 1997. 24 с.
28. Turner S., Hawkesworth C. The nature of the sub-continental mantle: constrains from the major-element composition of continental flood basalts // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 295–314.
29. 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.
30. Langmuir C.H., Klein E. M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constrains on melt generation beneath ocean ridges // (Phipps M.J., Blackman D.K., Sinton J.M., eds) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. Washington DC: American Geophysical Union, 1992. P. 183–280.
31. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // *Earth and Planetary Science Letter*. 1993. V. 116. P. 45–62.