

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ
И
ГЕОФИЗИКА

№ 5

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 550.42 : 552.31

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, В. С. АНТИПИН, А. Б. ПЕРЕПЕЛОВ, Г. Н. АНОШИН

ГЕОХИМИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ
В ПРИЛОЖЕНИИ К ГЕОДИНАМИКЕ
(Камчатка)

С помощью метода нормирования содержаний редких элементов в породах по отношению к первичной мантии проведен сравнительный анализ различных по своим геохимическим параметрам позднекайнозойских вулканических серий Камчатки. Выявлены общие закономерности в распределении редких элементов для лав низкокальциевой (толеитовой), умеренно калиевой известково-щелочной, высококальциевой известково-щелочной и шшонит-латитовой серий этого региона и других островных дуг и активных окраин континентов. Наиболее характерными являются Nb и Th минимумы, Sr и Ba максимумы на графиках нормированного распределения. Формирование родоначальных магм указанных серий связано с развитием процессов субдукции и происходит в условиях общего сжатия в зонах перехода океан — континент под влиянием флюидных потоков, обогащенных многими некогерентными элементами.

Введение

Одной из важнейших проблем геохимии и петрологии является выделение геохимических типов серий магматических пород, присущих тем или иным геодинамическим обстановкам как с целью палеогеодинамических реконструкций, так и для выяснения генезиса магматических расплавов.

Решение такой задачи требует сравнительного анализа данных путем наглядного сопоставления уровней концентраций и особенностей распределения возможно большего числа петрогенных и редких элементов в магматических породах. Однако в большинстве случаев проводится сравнение отдельных групп элементов с помощью двух- или трехкомпонентных диаграмм. И лишь для редких земель рассматривается весь их спектр на графиках нормированных по хондриту концентраций. Сходная методика была использована в 1979 г. Д. А. Вудом [37] для анализа особенностей распределения большой группы так называемых гигромагматофильных (т. е. обладающих большим сродством к жидкости) редких элементов при сравнении различных типов базальтов океана. При этом концентрации редких элементов в базальтах нормировались по содержаниям их в недеплетированной первичной («primordial») мантии. Позднее, в 1985 г. П. Е. Холм [19] использовал такой способ для выявления геохимических отличий толеитов разных геодинамических обстановок. В последнее время различные варианты указанного метода получили широкое распространение особенно среди зарубежных исследователей и применяются при решении целого ряда геохимических и петрологических вопросов.

Цель настоящего сообщения — продемонстрировать преимущества методики на примере вулканических серий сложной островодужной системы Камчатки.

Методология исследований

Для геохимического сопоставления вулканических серий использованы средние содержания в породах базальтового состава 15 гигромагматофильных элементов (Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, P, Zr, Sm, Ti, Y, Yb), нормированные по их концентрациям в недеплетированной мантии [37]. Все эти элементы существенно отличаются по величинам коэффициентов распределения между минералами мантийного субстрата и формирующимися первичными расплавами. На использованных в работе диаграммах, вслед за [19, 37], элементы расположены по оси абсцисс таким образом, что значения их коэффициентов распределения между минералами и расплавом возрастают слева направо (от Rb до Yb).

Концентрации редких элементов определены в Институте геохимии СО АН СССР: Nb, Zr, REE, Y — химико-спектральным методом, Ba, Sr — рентгеноспектральным методом, K, Rb — методом фотометрии пламени и в Институте геологии и геофизики СО АН СССР: REE, Th, U, Ba, Sr — инструментальным нейтронно-активационным методом. Содержания P, Ti и K приводятся по данным химического и рентгеноспектрального анализов.

Аналитические материалы

Результаты наших многолетних исследований на Камчатке позволили выделить несколько геохимических серий вулканических пород [3, 4]. В их числе: низкокалиевая (островодужная толеитовая); умеренно калиевая известково-щелочная с глиноземистой и магнезиальной ветвью; высококалиевая известково-щелочная, переходная по щелочности от умеренно калиевой и субщелочной серии; шошонит-латитовая, калиевых базальтоидов лампроитового ряда и щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовая. Геохимические характеристики позволили установить, что среди указанных серий пород могут быть выделены как собственно островодужные, так и неостроводужные, близкие к сериям вулканитов внутриконтинентальных или окраинно-континентальных областей [3, 4]. К собственно островодужным отнесены низкокалиевая, умеренно калиевая известково-щелочная, высококалиевая и шошонит-латитовая. В неостроводужную группу объединены щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовая серия Срединного Камчатского хребта, а также серии калиевых базальтоидов и шошонит-латитовая серия Западной Камчатки.

На рис. 1 представлены графики распределения нормированных по первичной мантии содержаний редких и петрогенных элементов для базальтов всех рассматриваемых серий Камчатки. Видно, что особенности распределения элементов во всех типах островодужных базальтов сходны (см. рис. 1, А), хотя уровни их концентрации (за исключением Ti, Yb и Y) заметно возрастают с ростом калиевой щелочности пород. При этом, вследствие более интенсивного накопления элементов с низкими коэффициентами распределения, наклон кривых распределения (слева направо) последовательно увеличивается. Главными особенностями кривых распределения являются резко выраженные Nb, Th и менее значимый Ce минимум при наличии максимумов по Sr, а также K и Ba.

Как было показано нами ранее [3, 4], базальты неостроводужных вулканических серий Камчатки отличаются от островодужных по целому ряду геохимических признаков. Они имеют заметно более высокий уровень концентраций редких элементов, за исключением Y, Yb и отчасти Ti, а для базальтов щелочно-оливин-базальтовой серии также K, Rb, Ba и U (см. рис. 1, Б). При этом концентрации большинства элементов (опять же за исключением Nb, Ti, Y, Yb) закономерно возрастают с увеличением калиевой щелочности пород. Формы графиков распределения для вулканитов неостроводужных серий имеют несколько иные очертания. Здесь полностью исчезает Sr максимум и Ce минимум, зато в породах, наиболее обогащенных калием, на графиках появляется

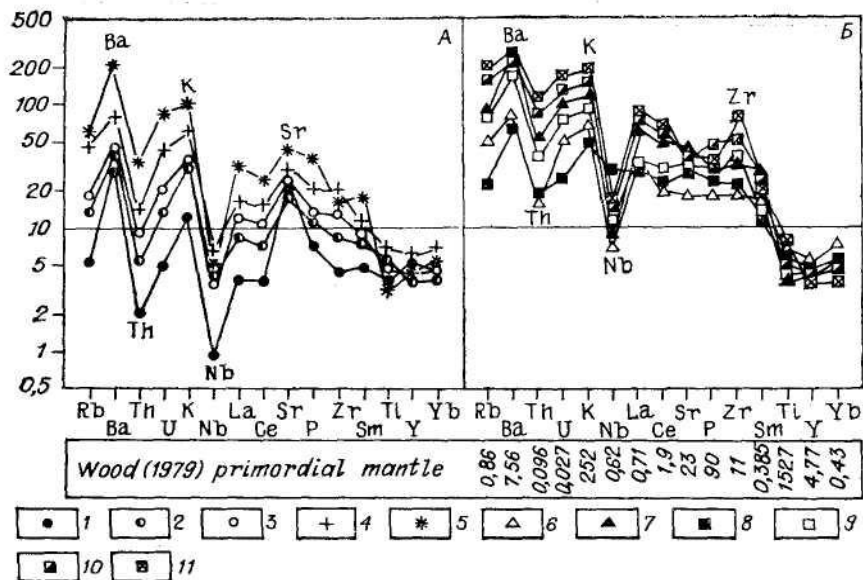


Рис. 1. Графики распределения гигромагматофильных элементов в базальтах вулканических серий Камчатки. (Нормировано по первичной мантии [37]).
 А — островодужные вулканические серии: 1 — низкокальцевая, 2 — магниевая известково-щелочная, 3 — глиноземистая известково-щелочная, 4 — шошонит-латитовая Срединного Камчатского хребта, 5 — шошонит-латитовая западных склонов Срединного хребта (вулкан Теклетунуп); Б — вулканические серии неостроводужной группы: 6 — высококальцевые глиноземистые базальты Южного Прорыва БТИИ (1975—1976 гг.), 7 — шошонит-латитовая серия Западной Камчатки, 8 — щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовая серия Срединного хребта; серии калиевых щелочных базальтоидов лампроитового ряда, Западная Камчатка, 9 — абсарокиты и микрошонкиниты, 10 — слюдяные шонкиниты и трахибазальты, 11 — слюдяные сиениты базальтового состава. Используются данные из работы [4] и оригинальные материалы.

«провал» в области Р и Sr. Базальты щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовой серии отличаются от базальтов других, в том числе и неостроводужных серий, отсутствием Nb минимума.

На основе используемого методического подхода было проведено сравнение особенностей распределения редких элементов в вулканиках Камчатки и породах соответствующих серий, проявленных в различных геодинамических обстановках.

На рис. 2 базальты островодужных серий Камчатки сопоставлены с базальтами Курил: сходство особенностей распределения и уровней концентрации редких элементов в породах одноименных серий этих двух регионов очевидно. Лишь лавы шошонит-латитовой серии Камчатки, главным образом западных склонов Срединного Камчатского хребта, отличаются повышенными концентрациями ряда редких элементов, что закономерно связано с более высоким уровнем калиевой щелочности шошонит-латитовых лав Камчатки по сравнению с высококальцевыми известково-щелочными и субщелочными лавами Курил*.

В работе П. Е. Холма [19] на основе большого фактического материала показано, что наиболее характерными признаками островодужных толеитов, отличающих их от толеитов, проявленных в других геодинамических обстановках, является наличие Nb минимума и Sr максимума. Оба эти признака характерны для всех островодужных базальтов Камчатки, причем низкокальцевые базальты Камчатки на графике П. Е. Холма целиком лежат в поле островодужных толеитов (рис. 3, А). На этом же графике показано поле составов океанических толеитов по П. Е. Холму. Границы этого поля были плавны, без отмеченных для поля островодужных толеитов минимумов и максимумов. При этом океанические толеиты заметно отличаются от островодужных более высокими содер-

* Среди позднекайнозойских вулканитов Курильской островной дуги лавы собственно шошонит-латитовой серии не установлены.

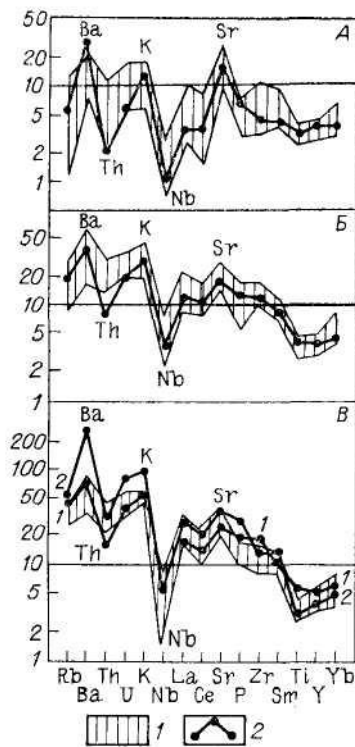


Рис. 2. Графики распределения гигромагматофильных элементов в базальтах вулканических серий Курильской островной дуги.

1 — поля составов серий Курил, 2 — кривые для соответствующих типов серий Камчатки. А — низкокальциевые серии, Б — глиноземистые известково-щелочные, В — высококальциевая известково-щелочная серия Курил и шошонит-латитовые серии Камчатки (для последних: 1 — Срединный хребет, 2 — вулкан Теклетунуп).

жаниями элементов группы Ti (Nb, Zr, Ti) и редких земель (Yb и Sm) наряду с пониженными концентрациями Rb, Ba, K, Sr.

На рис. 3, Б — Г приводятся также сравнения базальтов других собственно островодужных серий Камчатки с вулканитами соответствующих серий некоторых островных дуг и активных континентальных окраин. Базальты наиболее распространенной среди вулканических пород Камчатки глиноземистой известково-щелочной серии сравниваются с аналогичными базальтами Алеутской и Ново-Гебридской островных дуг [17, 21, 23, 28], а также Чилийской активной окраины [18]. Базальты магнезиальной умеренно калиевой серии Камчатки — с пикритовыми и высокомагнезиальными базальтами тех же дуг, а также Калифорнии —

Северо-Американская активная окраина [30]. Наконец, базальты шошонит-латитовой серии Камчатки — с высококальциевыми и шошонитовыми базальтами островных дуг Фиджи, Новые Гебриды, Папуа, Новая Гвинея [8, 9, 16, 17, 25] и окраинно-континентальными базальтами района Абсарока, запад США [15] и современного вулкана Эль-Чичон, Мексика [22].

Как видно на представленных графиках, уровни концентрации всех анализируемых редких элементов в базальтах одноименных серий из разных островных дуг сходны, тогда как в базальтах активных континентальных окраин концентрации ряда редких элементов в интервале от Rb до Sr могут быть несколько повышены по сравнению с островодужными. Главные особенности кривых распределения, характерные для островодужных толеитов (Nb минимум и Sr максимум), сохраняются и в базальтах других серий для всех рассмотренных районов. Сохраняется также и неглубокий Ce минимум. Вместе с тем для некоторых базальтов активных континентальных окраин (глиноземистых умеренно калиевых базальтов Чили, магнезиальных умеренно калиевых базальтов Калифорнии, а также высококальциевых базальтов вулкана Эль-Чичон) вследствие сильного повышения концентраций U и Th на кривых распределения исчезает столь характерный для базальтов островных дуг Th минимум, а в ряде случаев та же Ba и K максимумы.

Выше отмечалось, что базальты шошонит-латитовой серии Западной Камчатки отличаются от обычных островодужных базальтов отсутствием Sr максимума и Ce минимума (при сохранении Nb минимума) и общем повышенном содержании гигромагматофильных редких элементов. Они сходны в этом отношении с базальтами шошонит-латитовой серии внутриконтинентального Монголо-Охотского пояса [6], хотя уровень концентрации редких элементов в них более высокий. Дальнейший анализ литературного материала показал, что отсутствие аномалий по Sr и Ce характерно для многих шошонит-латитовых серий активных окраин континентов и островных дуг, заложенных на окраинах крупных континентальных массивов, например Северо-Западном Иране (см. рис. 4, Б), дуг Сунде-Банда, Индонезия (см. рис. 4, В). В ряде случаев в них по-

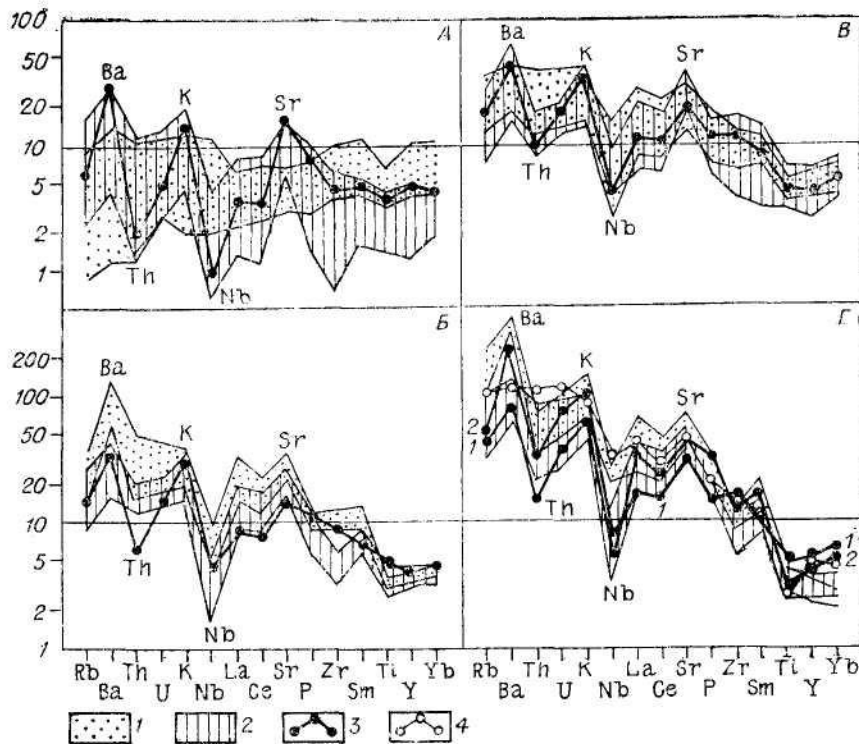


Рис. 3. Графики распределения гигромагматофильных элементов в базальтах океана, островных дуг и активных континентальных окраин.

A — низкокальциевые (толеитовые) серии: 1 — океанические и 2 — островодужные по [19], 3 — низкокальциевая серия Камчатки; *B* — магнезиальные известково-щелочные серии: 1 — окраинно-континентальные, Калифорния [30]; 2 — островодужные, Алеуты и Новые Гебриды [17, 28]; 3 — Камчатка; *Б* — глиноземистые известково-щелочные серии: 1 — окраинно-континентальные, Чили [18]; 2 — островодужные, Алеуты, Новые Гебриды [17, 21, 23, 28]; 3 — Камчатка; *Г* — шшонит-латитовые серии: 1 — окраинно-континентальные, Абсарака, США [15]; 2 — островодужные, Папуа, Новая Гвинея, Новые Гебриды, Фиджи [8, 9, 16, 17, 25]; 3 — Камчатка (1 — срединный хребет, 2 — вулкан Теклетунуп), 4 — вулкан Эль-Чичон, Мексика (окраинно-континентальная обстановка) [22].

является также Th максимум. Согласно мнению большинства исследователей, изучавших эти районы [7, 25, 26, 29, 30, 35], возникновение шшонит-латитовых серий в них связано с периодом прекращения активной субдукции, т. е. с постсубдукционным геодинамическим режимом. Отметим, что для лав менее калиевых серий, предшествовавших здесь исторически породам шшонит-латитовых серий и образующихся в период активной субдукции, Sr и Ce аномалии обычны (см. рис. 4. *B, B*). Иногда исчезновение Sr и возникновение Th максимума наблюдаются даже в известково-щелочных лавах (современные базальты о-ва Санторин, Эоловая дуга; (см. рис. 4, *A*). С другой стороны, как видно на примере запада США и Мексики (прибрежные районы Калифорнийского залива и грабен Колима), иногда в породах известково-щелочной и субщелочной серий, также связываемых с постсубдукционными процессами [7, 30], островодужные признаки остаются отчетливо выраженными. Правда, в некоторых последних работах для подобных вулканов (в частности, для вулканов запада США) роль субдукционных процессов все же признается.

Таким образом, для базальтов активных континентальных окраин и островных дуг, формирующихся в пределах этих структур в постсубдукционной обстановке (после прекращения активной субдукции), характерно сохранение Nb минимума, обычно, но не всегда исчезновение аномалий по Sr и Ce и иногда появление максимума по Th.

Наряду с шшонитами и латитами в островных дугах и на активных континентальных окраинах иногда проявляются породы еще более калиевой — лампроитовой серии, хотя в целом они характерны для внут-

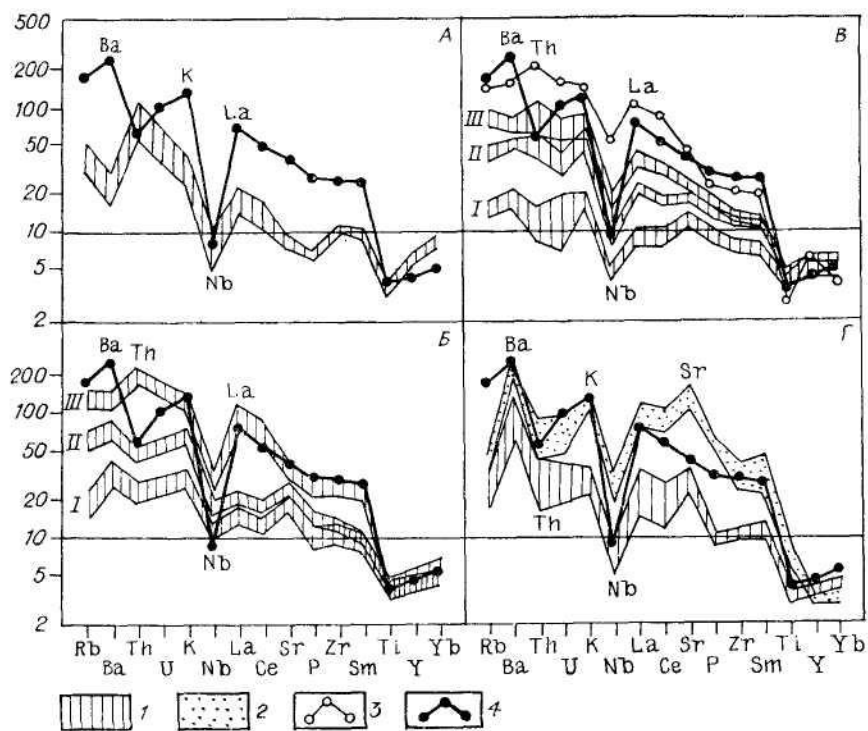


Рис. 4. Графики распределения гигромагматофильных элементов в вулканических сериях активных континентальных окраин и развитых островных дуг с проявлением постсубдукционных магматических процессов.

1 — 3 — поля и кривые составов серий различных регионов, 4 — кривая составов для шшонит-латитовой серии Западной Камчатки.

А — Средиземноморье: 1 — известково-щелочная серия, вулкан Санторин, Греция [26]; Б — Северо-Восточный Иран: 1 — известково-щелочная (I), высококальциевая (II) и шшонит-латитовая (III) серии [29]; В — Индонезия: 1 — низкокальциевая (I), известково-щелочная (II), 2 — высококальциевая (III), 3 — шшонит-латитовая серии [27, 35]; Г — запад США: 1 — известково-щелочная серия Калифорнийской окраины [30], 2 — субщелочная серия Грабена Колима [7].

риконинентальных областей. На рис. 5, А калиевые базальтоиды Камчатки, относимые по ряду признаков к породам лампроитовой серии, показаны в сопоставлении с миаскитовыми лампроитами Алдана [2] и калиевыми базальтоидами Центральной Сьерра-Невады, США [32]. Уровни концентраций в них большинства гигромагматофильных элементов (за исключением Ti, Y, Yb) в целом выше, чем в островодужных породах, а графики распределения имеют более сильный наклон слева направо. Для всех типов сравниваемых пород характерно отсутствие Sr максимума при наличии Th минимума. Камчатские лампроиты характеризуются также Nb минимумом.

Лампроиты Испании [11, 34] и особенно Западной Австралии [2, 14, 20] имеют еще более высокие концентрации рассматриваемых элементов, а графики распределения — более крутой наклон (см. рис. 5, Б).

Испанские и австралийские лампроиты характеризуются рядом общих геохимических черт: наличием La максимума и «провалом» в области Sr и P. Эти же особенности свойственны наиболее щелочным разновидностям калиевых базальтоидов Камчатки. Испанские лампроиты сходны с последними по наличию Nb минимума, но отличаются от всех рассмотренных лампроитовых серий присутствием максимума для Th.

Таким образом, высокий уровень концентраций гигромагматофильных элементов и отсутствие Sr максимума отличают лампроиты от собственно островодужных пород. В то же время наличие Nb минимума в камчатских и испанских лампроитах сближает их с базальтами активных окраин и островных дуг, сформировавшихся в постсубдукционный период.

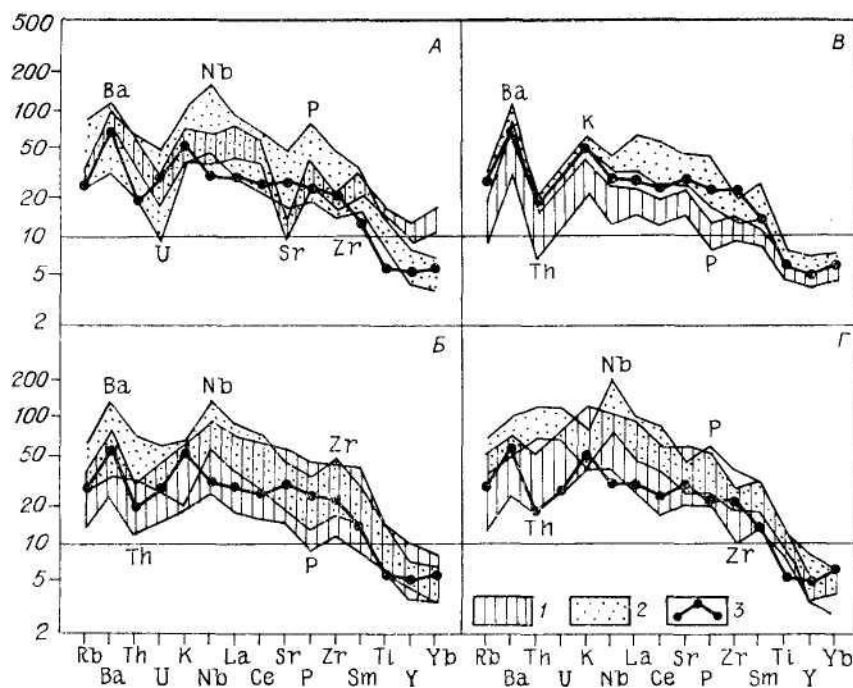


Рис. 5. Графики распределения гигромагматофильных элементов в К — Na субщелочных и щелочных сериях районов океанического, внутриплитового континентального и окраинно-континентального магматизма.

1, 2 — поля составов базальтов К — Na серий различных регионов, 3 — Ca — Na субщелочные базальты Среднего Камчатского хребта. А — 1 — юго-восточная окраина Бразилии [13], 2 — юго-восточная окраина Австралии [24]; Б — 1 — Гавайские острова [10], 2 — Восточно-Африканская рифтовая система (умеренно щелочные породы) [1]; В — рифт Рио-Гранде: 1 — извещково-щелочная, 2 — субщелочная серии [10]; Г — 1 — Монголия и Забайкалье [5], 2 — Центральный Французский массив [12].

Калиево-натриевые субщелочные серии, представителями которых на Камчатке являются лавы щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовой серии, редки в островных дугах, но достаточно часто встречаются во внутриконтинентальных [1, 5, 12 и др.] и окраинно-континентальных рифтовых [10 и др.] системах, а также на океанических островах [10]. На рис. 6 приведены данные для базальтов таких серий из разных геодинамических обстановок: континентальных рифтовых структур (Австралия, Бразилия, Африка, Франция, Забайкалье, Монголия) [1, 5, 12, 13, 24] окраинно-континентальных районов (Рио-Гранде, Мексика) и океанических островов (Гавайи) [10].

По уровню концентрации гигромагматофильных редких элементов и форме графиков распределения К — Na субщелочные базальты Камчатки наиболее близки базальтам окраинно-континентального рифта Рио-Гранде (см. рис. 6, В). И для тех, и для других характерно отсутствие аномалий по Nb, Sr, Се при наличии Ba максимума и Th минимума. Субщелочные базальты внутриконтинентальных рифтов и океанических островов (см. рис. 5, А, Б, Г) имеют в целом несколько более высокие уровни концентрации анализируемых редких элементов. По форме графиков распределения элементов среди них выделяются как сходные с камчатскими вулканами (Монголия и Забайкалье; см. рис. 5, Г), так и отличающиеся наличием Nb максимума (Австралия, Африка, Центральный, Французский массивы и Гавайи; см. рис. 5, А, Б, Г).

Обсуждение результатов

Методический подход, используемый при геохимическом анализе вулканитов, позволяет не только наглядно сравнить породы разных серий одновременно по большому количеству элементов, но и выделить

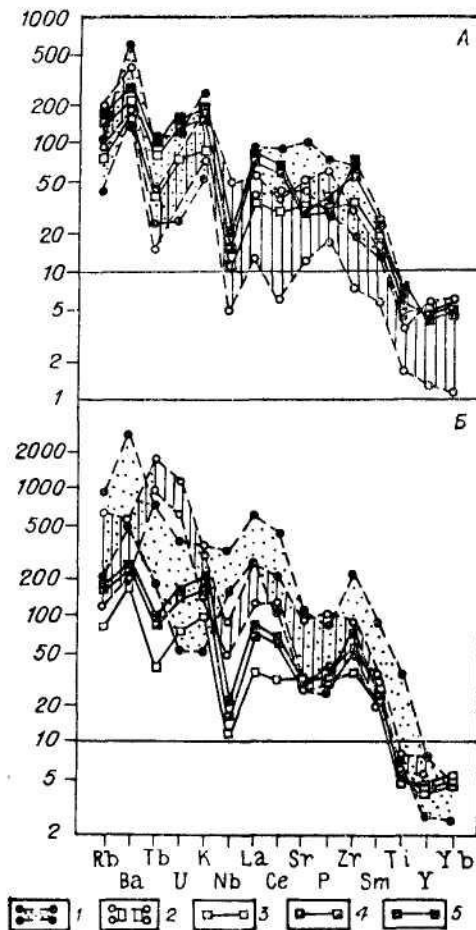


Рис. 6. Графики распределения гигро-магматофильных элементов в породах калиевых щелочных и лампроитовых серий.

A — 1 — калиевые базальтоиды Центральной Сьерры-Невады [33], 2 — миаскитовые лампроиты Алдана [2]; калиевые базальтоиды Западной Камчатки; 3 — абсарокиты и мик-рошонкиниты, 4 — слюдяные шонкиниты и трахибазальты, 5 — слюдяные сиениты базальтового состава: *B* — 1 — лампроиты Западной Австралии [2, 14, 20], 2 — лампроиты Испании [И, 34], 3—5 — то же, что и на рис. 6, *A*.

характерные особенности одноименных серий, проявленных в разных геодинамических обстановках.

Таковыми особенностями для собственно островодужных вулканитов Камчатки и других островодужных систем являются максимумы содержаний Sr и Ba, минимумы Nb, Th, а также слабо проявленный, но постоянный Се минимум. Форма графиков распределения литофильных редких элементов для базальтоидов всех островодужных серий Камчатки остается сходной, несмотря на то, что уровень концентраций большинства из этих элементов заметно повышается с ростом калиевой щелочности.

Предполагается, что формирование родоначальных магм для

островодужных серий связано с развитием зон субдукции и происходит в условиях общего сжатия, характерного для зон перехода «океан — континент», под влиянием флюидных потоков, обогащенных многими некогерентными элементами.

Действительно, проведенные недавно эксперименты [31] показывают, что образовавшиеся при дегидратации океанической плиты в зоне субдукции водные флюиды могут выносить целый ряд литофильных редких элементов и лишь Nb в этих условиях не переходит во флюид. Ряд подвижности элементов (от наиболее к наименее подвижным) выглядит, по данным этого эксперимента, так: Cs, Rb — Ba, K — Sr, La — Sm, Tb, Y, Yb — Nb (элементы объединены в группы по сходству коэффициентов выноса). Таким образом, судя по полученным значениям коэффициентов выноса за счет водного флюида, источники островодужных магм могут быть существенно обогащены Cs, Rb, Ba, K, в меньшей мере Sr и La, лишь незначительно Sm, Tb, Y и Yb и не могут быть обогащены Nb

Однако существование Nb минимума в островодужных вулканитах связано, по-видимому, не только с тем, что Nb не добавляется в источник за счет флюидов, но и с сохранением в источнике реститовых окисных Ti фаз, единственных из обычных породообразующих минералов-концентраторов этого элемента [36]. Относительная стабильность этих фаз должна паблюдаться только в условиях повышенных рНгО и Ю₂, что обычно и считается характерным для зон генерации островодужных магм и о чем свидетельствуют находки габброизированных с амфиболом включений перидотитов в лавах Камчатки, а также сложных включений, в которых перидотиты сосуществуют с амфиболовыми габбро и амфиболитами.

Наконец, паличие Sr максимума в лавах островодужных серий, равно как и повышенные концентрации в них Al и Ca, могут, по-видимому, служить указанием на присутствие в источнике островодужных магм плагиоклаза (минерала-концентратора Sr), т. е. на вероятность процессов габброизации мантийного субстрата.

В вулканических породах, формирующихся после прекращения процесса активной субдукции, исчезновение Sr максимума можно было бы объяснить резким уменьшением роли флюидной фазы в процессах магм-мообразования. Исходя из ранее изложенной гипотезы, следовало бы ожидать уменьшения концентрации в лавах не только Sr, но и Rb, Ba и ряда других гигромагматофильных элементов. Однако этого не отмечается. Возможно, наблюдаемые особенности распределения редких элементов в лавах связаны с гетерогенностью мантийного источника.

Калиевые базальтоиды Западной Камчатки резко отличаются от типичных островодужных серий региона по форме графиков распределения, однако Nb минимум в них сохраняется. Для этих образований характерны сочетания повышенных концентраций литофильных элементов (K, Rb, Ba, P, F, легкие REE) и элементов группы Fe (Mg, Ni, Cr). Эта геохимическая специфика, а также ряд минералогических особенностей (присутствия в наименее дифференцированных разностях высокохромистой шпинели, повышенные содержания Cr в клинопироксенах и флогопитах) приводят к выводу о генерации расплавов, исходных для этой серии, из флогопитсодержащего гарцбургита, т. е. из метасоматизированной деплетированной мантии. Вероятно, сходный по составу субстрат мог быть источником расплавов шошонит-латитовой серии Западной Камчатки, на что указывают повышенные концентрации в них тугоплавких элементов (Mg, Ni, Cr).

Выявленные геохимические особенности лав щелочно-базальтовой серии предполагают образование исходных для них расплавов из менее деплетированного и, по-видимому, более глубинного, чем для обычных островодужных магм, источника. Судя по сходству базальтов этой серии со щелочными оливиновыми базальтами окраинно-континентальных рифтов, таким источником могли быть шшшелевые лерцолиты и верлиты.

Геохимический анализ, проведенный по принятой нами методике, показал, что перечисленные неостроводужные серии пород Камчатки ближе всего по составу к лавам рифтовых зон активных континентальных окраин. Таким образом, можно полагать, что формирование неостроводужных вулканических серий Камчатки является свидетельством проявления рифтогенных процессов и соответственно условий растяжения в зонах магмообразования.

Практическое значение детального изучения выделенных в пределах островодужной системы «собственно островодужных» и «неостроводужных» вулканических серий дает возможность применения полученных результатов для палеогеодинамических реконструкций, которые важны для целей металлогенического прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система.— Т. 3.— М.: Наука, 1974.— 288 с.
2. Богатиков О.А., Кононова В.А., Махоткин И.А. и др. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампроитов Центрального Алдана / Вулканология и сейсмология.— 1987.— № 1.— С. 15—29.
3. Волюнец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геоология и геофизика.— 1986.— № 8.— С. 10—16.
4. Волюнец О.Н., Флеров Г.Б., Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В. Камчатский сегмент / Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.— М.: Наука, 1987.— С. 56—85.
5. Кононова В.А., Первов В.А., Дрынкин В.И. и др. Редкоземельные и редкие элементы кайнозойских островных вулканитов Забайкалья и Монголии / Геохимия.— 1987.— № 5.— С. 644—659.

6. **Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.** Геохимия мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1984.— 215 с.
7. **Allan J.F., Carmichael J.S.E.** Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico // *Contr. Miner. Petrol.*—1984.—V. 88, N 3.—P. 203—216.
8. **Arculus R.J., Jhonson R.W., Chappel B.W. et al.** Ophiolite-contaminated andesites, trachybasalts and cognate inclusions of Mount Lamington, Papua New Guinea: anhydrite-amphibole-bearing lavas and the 1951 cumulodome // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1983.—V. 18, N 1/4.—P. 215—247.
9. **Barsdell M., Smith J.E.M., Sporli K.B.** The origin of reversed geochemical zoning in the Northern New Hebrides volcanic arc // *Contr. Miner. Petrol.*—1982.—V. 81, N 2.—P. 148—155.
10. Basaltic volcanism on terrestrial planets (Basaltic volcanism Study Project).— New York: Pergamon Press, 1981.— 1286 p.
11. **Borley G.D.** Potash-rich volcanic rocks from Southern Spain // *Min. Mag.*—1967.—V. 36, N 268.—P. 364—379.
12. **Catherine C., Bor-Ming J.** Nd — Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1984.—V. 48, N 1.—P. 93—110.
13. **Fodor R.V., Vetter S.K.** Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brasil margin // *Contr. Miner. Petrol.*—1984.—V. 88, N 4.—P. 307—321.
14. **Fraser K.J., Hawkesworth C.J., Erlank A.J.** Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites // *Earth. Planet. Sci. Lett.*—1985.—V. 76, N 1/2.—P. 57—70.
15. **Gest D.E., McBirney A.R.** Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains, Wyoming // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1979.—V. 6, N 1/2.—P. 85—104.
16. **Gill J.B.** Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc // *Contr. Miner. Petrol.*—1970.—V. 27, N 3.—P. 179—203.
17. **Gorton M.P.** The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1977.—V. 41, N 9.—P. 1257—1270.
18. **Hickey B.L., Frey F.A., Gerlach D.C.** Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34—41°S): trace element and isotopic evidence for contribution for subducted oceanic crust, mantle and continental crust // *J. Geophys. Res.*—1986.—V. 91, N B6.—P. 5963—5983.
19. **Holm P.E.** The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol.*—1985.—V. 51, N 3/4.—P. 303—323.
20. **Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B.** The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberley region, Western Australia // *Kimberlites and related rocks*. V. 11A./by J. Kornprobst.—Amsterdam: Elsevier, 1984.—P. 225—254.
21. **Kay R.W.** Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins.*—Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 1.—1977.—P. 229—242.
22. **Luhr J.F., Carmichael J.S.E., Varekamp J.C.** The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1984.—V. 23, N 1/2.—P. 69—108.
23. **Marcelot G.** Géochimie des lavas de l'île d'Erromondo (Nouvelles Hébrides): implications pétrogénétiques // *Bull. Soc. Geol. France.*—1981.—V. XXIII, N 4.—P. 367—376.
24. **McDonough W.F., McCulloch M.T., Sun S. S.** Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.*—1985.—V. 49, N 5.—P. 2051—2067.
25. **McKenzie D.E., Chappel B.W.** Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea // *Contr. Miner. Petrol.*—1972.—V. 35, N 1.—P. 50—63.
26. **Mitropoulos P., Tarney J., Saunders A.D., Marsh N.G.** Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean island arc // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1987.—V. 32, N 1/3.—P. 177—194.
27. **Nicholls J.A., Whitford D.J.** Potassium-rich volcanic rocks of the Muriah complex, Java, Indonesia: products of multiple magma sources? // *Ibid.*—1983.—V. 18, N 1/4.—P. 337—360.
28. **Nye C.J., Reid M. R.** Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, Central Aleutians: implications for arc magmatism // *J. Geophys. Res.*—1986.—V. 91, N B10.—P. 10271—10287.
29. **Riou R., Dupuy C., Dostal J.** Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from Northern Azerbaijan (NW Iran) // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1981.—V. 11, N 2/4.—P. 253—276.
30. **Saunders A.D., Rogers D., Marriner G.F.** Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of postsubduction magmas // *J. Volc. Geotherm. Res.*—1987.—V. 32, N 1/3.—P. 223—246.
31. **Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.** Chemical characteristics of fluid phase released from subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from

- high-pressure experiments and natural rocks // *Ibid.*—1986.—V. 29, N 1/4.— P. 293-303.
32. Tectonic controls on magma chemistry (Special Issue.—Ed. Weaver S. D., Johnson R. W.) // *Ibid.*— 1987 — V. 32, N 1/3 — 285 p.
 33. **Van Kooten G.K.** Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA // *J. Petrol.*— 1980.—V. 21, N 4.— P. 651—684.
 34. **Venturelli G., Capardi S., Di Battistini G. et al.** The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // *Lithos.*— 1984.— V. 17, N 1.— P. 37—54.
 35. **Whitford D.J., Nicholls J.A., Taylor S.R.** Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Contr. Miner. Petrol.*— 1979.— V. 70, N 3.— P. 341—356.
 36. **Wood D.A., Joron J.L., Marsh N.G.** Major- and trace element variations in basalts from the North Phillipine sea drilling during Deep Sea Drilling Project Leg 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and Mid Ocean Ridges // *Intern. reports of Deep Sea Drilling Project.*— 1980.—V. 58,— P. 873—894.
 37. **Wood D.A.** A variably veined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geology.*—1979.—V. 7, N 3.— P. 499—503.

ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск
ИГХ СО АН СССР, Иркутск
Институт вулканологии ДВО АН СССР,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
9 июня 1989 г.

O. N. Volynets, V. S. Antipin, A. B. Perepelov, G. N. Anoshin

**GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC SERIES OF ISLAND ARC SYSTEM IN TERMS
 OF GEODYNAMICS**
(Kamchatka)

Late Cenozoic volcanic series of Kamchatka different in geochemical features are compared using the method of normalizing rare element contents in rocks relatively to those in the primordial mantle. The rare element distributions in the lavas of low-K (tholeiitic), middle-K (calc-alkaline), high-K (calc-alkaline and shoshonite-lalite) series of this region as well as other island arcs and active continental margins are revealed to show some common regularities, Nb and Th minima, Sr and Ba maxima of distribution curves being the most characteristic ones. The formation of parent magmas of the above series is related with subduction and occurs under total compression in ocean — continent transition zones affected by the fluids enriched with many incoherent elements.