

УДК 550.42

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И КИСЛОРОДА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ К-НА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВНУТРИПЛИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА, КАМЧАТКА

© 1995 г. О. Н. Волынец*, А. В. Колосков*, В. И. Виноградов**, Дж. М. Ягодзински***,
Б. Г. Покровский**, В. С. Григорьев**

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульв. Пийпа, 9, Россия

**Геологический институт РАН

109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

***Department of Geological Sciences, Cornell University, Snee Hall, Ithaca, N.Y., 14853 USA

Поступила в редакцию 16.04.94 г.

Изотопный состав стронция внутриплитных плиоцен-четвертичных базальтов К-На базальт-комендитовой и щелочнооливин-базальтовой серий Камчатки ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70313 - 0.70386$, $n = 20$) соответствует таковому в четвертичных островодужных базальтах этого региона ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70304 - 0.70382$, $n = 45$). В лавах позднемиоценовой К-На щелочнобазальтовой серии внутриплитного типа стронций более радиогенный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70343 - 0.70512$, $n = 13$). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в плиоцен-четвертичных базальтах варьируют в пределах от +5.5 до +6.6‰, что характерно для неизмененных пород мантийного генезиса, тогда как в позднемиоценовых базальтах значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются от 6.0 до 12‰ с ростом содержания H_2O^+ в лавах. Предложены гипотезы, объясняющие вариации изотопного состава стронция и кислорода в базальтах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ ВНУТРИПЛИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА И ЦЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди позднекайнозойских вулканитов Камчатки одним из авторов (Волынец и др., 1984, 1987, 1990 а, б; Волынец, 1993), наряду с собственно островодужными лавами, установлены и лавы внутриплитного геохимического типа. Все они принадлежат к субщелочным и щелочным разностям и имеют повышенные концентрации литофильных редких элементов. Хотя содержания в них ряда элементов (Rb, Ba, Be, F и др.) сходны с таковыми в лавах островодужных шшонит-латитовой серии, они принципиально отличаются от всех разновидностей островодужных лав значительно более высокими содержаниями Nb, Ta, Ti и пониженными значениями K/Ti, K/Nb, Zr/Nb, La/Ta, Th/Ta и других подобных отношений.

Внутриплитные вулканиты встречаются в различных вулканических поясах Камчатки, имеют различный возраст и объединены в составе нескольких вулканических серий: К-На щелочнобазальтовой (N_1^3) и К-На щелочнооливин-базальтовой (N_2) на Восточной Камчатке, а также К-На щелочнооливин-базальтовой ($Q_3^3-Q_4$) и К-На базальт-комендитовой (N_2-Q_1) на Срединном хребте. К числу внутриплитных отнесена также и

К щелочнобазальтовая серия ($N_1^3-N_2$) на Западной Камчатке, которая здесь не рассматривается. Отметим, что на Восточной Камчатке проявление лав внутриплитного геохимического типа предшествовало образованию собственно островодужного Восточного вулканического пояса, тогда как в вулканическом поясе Срединного хребта лавы внутриплитного геохимического типа сосуществовали с островодужными на средних и конечных этапах его развития.

По особенностям распределения редких элементов лавы К-На щелочнобазальтовой серии идентичны нефелин-нормативным щелочным базальтам океанических островов и континентальных рифтов. Лавы К-На щелочнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой серий имеют ряд более или менее выраженных признаков островодужных вулканитов, например, некоторый дефицит Nb и Ta по отношению к K и La на спайдердиаграммах (Волынец и др., 1990б; Волынец, 1993). Концентрации щелочей, титана и редких элементов в базальтах указанных серий заметно изменяются в зависимости от магнезиальности пород. С ростом магнезиальности содержания некогерентных элементов убывают, а когерентных – возрастают, хотя характер кривых распределения на спайдердиаграммах для базальтов разных серий сохраняется (Волынец, 1993).

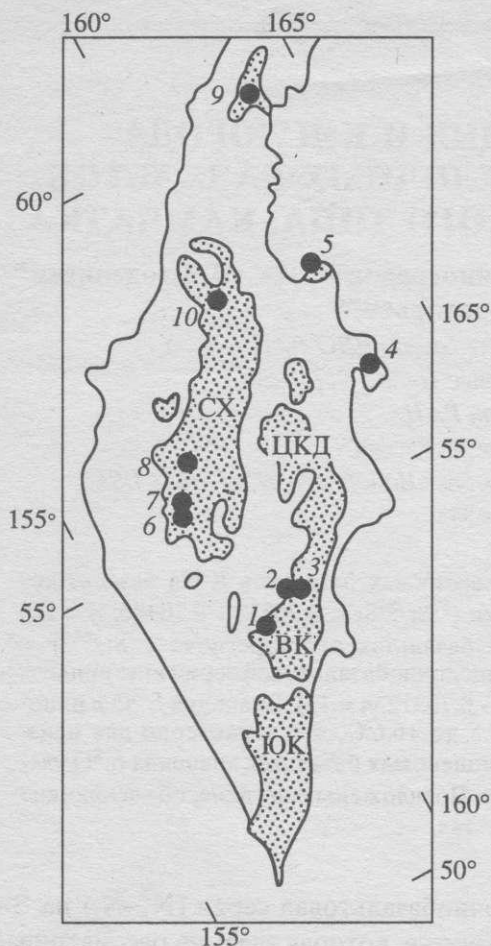


Рис. 1. Схема опробования базальтов внутриплитного химического типа на территории Камчатки.

1 - 10 - места отбора проб: 1 - Авачинский хребет, р-н вулкана Бакенинг; 2 - Валагинский хребет, руч. Степанова, руч. Хрустальный; 3 - левобережье р. Левая Жупанова (гор. Плоская, Стол); 4 - полуостров Камчатского мыса, р. Первая Перевальная; 5 - полуостров Озерной, р-н вулкана Начикинский; 6 - вулкан Белоголовский; 7 - Ичинская ареальная зона; 8 - ареальная зона Дола геологов; 9 - Камчатский перешеек, р. Валоваам; 10 - вулкан Теклетунуп. Крапом показаны плиоцен-четвертичные вулканические пояса Камчатки: СХ - Срединного хребта, ЦКД - Центральной Камчатской депрессии, ВК - Восточной Камчатки, ЮК - Южной Камчатки.

Базальты, сходные с породами К-На щелочно-базальтовой серии Камчатки, выделены также на Камчатском перешейке в составе плейстоценовой апукской свиты (Волынец и др., 1990б). Одним из авторов настоящей статьи они были диагностированы как лейцитовые базаниты, в ассоциации с которыми обнаружены "неостроводужные" ксенолиты дунит-лерцолитового состава, а также мегакристы высоконатрового клинопироксена и пикроильменита (Колосков и др., 1988). Близкие к ним по геохимическим характеристикам, а также по типу ультраосновных вклю-

чений и мегакристов К-На щелочные базальты встречаются на севере Корякского нагорья (мыс Наварин) в составе плейстоценового Наваринского комплекса (Колосков и др., 1992).

При разработке петрологической модели происхождения лав неостроводужных геохимических серий Камчатки предполагалось (Волынец, 1993), что в их формировании принимало участие вещество мантийных плюмов, поднимающихся с больших глубин из зоны неистощенной мантии и взаимодействовавших в верхних горизонтах литосферы с веществом истощенной мантии типа MORB. При этом различия в геохимических характеристиках разных серий объяснялись различной степенью взаимодействия, а также разной интенсивностью метасоматической переработки вещества мантийного клина под влиянием флюидов, выделяющихся в зоне субдукции.

Целью предпринятого исследования изотопного состава стронция и кислорода в Камчатских щелочных и субщелочных базальтах внутриплитного геохимического типа была проверка вышеизложенной гипотезы, оценка роли других возможных источников магм (в частности материала корового субстрата), а также сравнение по этим признакам островодужных и внутриплитных лав Камчатки. Для сопоставления выполнено несколько определений изотопного состава стронция в щелочных базальтах Камчатского перешейка и Корякского нагорья, а также привлечены имеющиеся у авторов неопубликованные материалы по изотопному составу стронция в островодужных базальтах Камчатки.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения изотопного состава стронция проведены в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН на масс-спектрометре МАТ-260 по ранее разработанной методике (Геохимия изотопов..., 1983), а также в Корнелльском университете США на масс-спектрометре TIMS (соответственно 30 и 6 определений). Погрешность определения в первом случае не превышает 0.00005, во втором - 0.00004. Разложение проб для изотопных анализов кислорода проводилось с помощью ClF_3 . Изотопный состав кислорода определялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Значения $\delta^{18}\text{O}$ даны в промиллях относительно стандарта SMOW. Погрешность определения $\delta^{18}\text{O} = \pm 0.2\%$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Точки опробования показаны на рис. 1, а результаты измерений - в таблице. Использованные для анализа образцы четвертичных пород петрографически совершенно свежие, в плейстоценовых породах темноцветные минералы

Изотопный состав Sr и O в позднекайнозойских K-Na щелочных базальтах внутриплитного геохимического типа

| № | Номер образца | Местонахождение | Na ₂ O | K ₂ O ⁺ | H ₂ O | K _{Mg} | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | δ ¹⁸ O |
|--|---------------|----------------------|-------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|------------------------------------|-------------------|
| Щелочнооливин-базальтовая серия | | | | | | | | |
| Срединный хребет (Q ₃ -Q ₄) | | | | | | | | |
| 1 | 6341 | Ичинская зона | 3.67 | 1.34 | 0.50 | 60.9 | 0.70332* | — |
| 2 | 6429 | » | 3.32 | 1.41 | 0.07 | 61.6 | 0.70336* | — |
| 3 | 6409 | » | 4.16 | 1.95 | 0.00 | 56.3 | 0.70361 | — |
| 4 | 6805 | Дол геологов | 3.00 | 1.89 | 0.33 | 69.4 | 0.70328* | — |
| | | | | | | | 0.70337 | — |
| 5 | 6849/1 | » | 3.79 | 1.22 | 0.00 | 68.4 | 0.70327 | — |
| 6 | 6732 | » | 4.00 | 1.85 | 0.25 | 59.5 | 0.70330* | — |
| 7 | 6771 | » | 4.50 | 1.85 | 0.36 | 49.5 | 0.70313* | — |
| 8 | 1019/1 | вулкан Теклетунун | 3.53 | 1.85 | 0.12 | 62.6 | 0.70357* | 5.7 |
| | | | | | | | 0.70366 | — |
| Восточная Камчатка (N ₂) | | | | | | | | |
| 9 | H-291 | п-ов Озерной | 4.39 | 2.15 | 0.84 | 55.3 | 0.70349 | 6.5 |
| 10 | 4090/2 | гора Плоская | 2.80 | 1.74 | 0.82 | 50.2 | 0.70341 | — |
| 11 | C-19 | гора Стол | 2.75 | 1.54 | 0.72 | 45.1 | 0.70333 | — |
| 12 | C-22 | » | 2.75 | 1.60 | 0.68 | 46.2 | 0.70353 | — |
| 13 | 93-63 | руч. Степанова | 3.30 | 1.80 | 0.80 | 42.7 | 0.70351 | — |
| 14 | 6323-2 | Авачинский хребет | 3.50 | 1.58 | 0.26 | 62.6 | 0.70380 | 6.6 |
| 15 | B-48-6 | » | 1.07 | 0.24 | 0.00 | — | 0.70356 | — |
| 16 | 92-23 | » | 3.40 | 1.62 | 0.08 | 62.5 | 0.70328 | — |
| Базальт-комендитовая серия | | | | | | | | |
| Срединный хребет (N ₂ -Q ₁) | | | | | | | | |
| 17 | 6254 | вулкан Белоголовский | 3.60 | 1.73 | 0.40 | 56.4 | 0.70328 | 5.5 |
| 18 | 6257 | » | 4.48 | 2.40 | 0.27 | 46.2 | 0.70329 | 6.2 |
| Щелочно-базальтовая серия | | | | | | | | |
| Полуостров Камчатского мыса (N ₁ ³) | | | | | | | | |
| 19 | 7590 | р. Перевальная | 3.49 | 2.70 | 7.14 | — | 0.70394 | — |
| 20 | 7594 | » | 3.63 | 1.52 | 2.41 | — | 0.70343 | — |
| 21 | 7605 | » | 4.00 | 0.90 | 3.02 | — | 0.70425 | 12.2 |
| Валагинский хребет, восточный склон (N ₁ ³) | | | | | | | | |
| 22 | 112 | руч. Звериный | 2.50 | 1.40 | 1.69 | 72.5 | 0.70362 | 6.0 |
| 23 | 7893 | руч. Степанова | 2.58 | 1.29 | 1.62 | 73.0 | 0.70452 | 6.9 |
| 24 | 2575/3 | » | 2.49 | 1.14 | 2.65 | 68.3 | 0.70388 | 6.2 |
| 25 | 7637 | » | 4.00 | 1.96 | 3.94 | 72.0 | 0.70363 | 9.0 |
| 26 | 4078/4 | » | 3.53 | 1.80 | 4.24 | 65.9 | 0.70442 | 10.4 |
| 27 | 3177/1 | » | 5.04 | 2.21 | 2.46 | 60.7 | 0.70452 | 8.4 |
| 28 | 93-57 | » | 3.74 | 1.21 | 2.29 | 68.0 | 0.70417 | 6.9 |
| 29 | 3166 | руч. Хрустальный | 3.11 | 1.49 | 2.29 | 73.9 | 0.70402 | 8.0 |
| 30 | 2138/2 | » | 4.93 | 1.90 | 4.55 | 63.4 | 0.70442 | 8.5 |
| 31 | 93-64 | » | 4.48 | 1.45 | 5.17 | 62.0 | 0.70512 | 8.9 |
| Камчатский перешеек (Q ₁) | | | | | | | | |
| 32 | 3523 | р. Валоваям | 2.65 | 1.49 | 0.50 | 68.3 | 0.70317 | — |
| 33 | 8710 | » | 3.68 | 2.21 | 0.14 | 62.3 | 0.70296 | — |
| Камчатское нагорье, мыс Наварин (Q ₁) | | | | | | | | |
| 34 | 749 | мыс Наварин | 3.55 | 1.71 | 0.63 | 70.8 | 0.70342 | — |

Примечание. Звездочкой отмечены данные, полученные в Корнелльском университете США; остальные — в ГИН РАН. Образец 15 — включение черного пироксенита в базальте (обр. 14); остальные образцы — щелочные базальты и базаниты. $K_{Mg} = [MgO/MgO + 0.85(FeO + 0.9Fe_2O_3)]$ ат. %. Содержания Na₂O, K₂O, H₂O — мас. %, значения K_{Mg} — ат. %, значения δ¹⁸O — ‰.

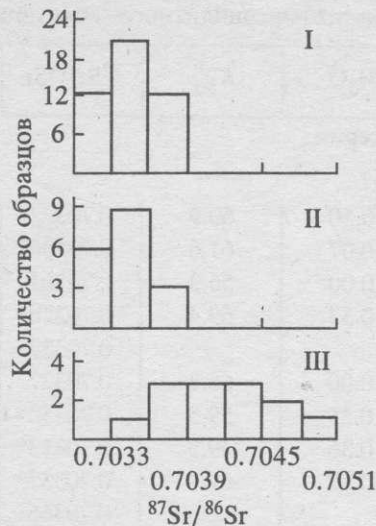


Рис. 2. Гистограмма распределения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в позднекайнозойских базальтах Камчатки.

I - III - базальты: I - четвертичных островодужных серий (45 анализов); II - плиоцен-четвертичных базальт-комендитовой и щелочнооливин-базальтовой серий (20 анализов); III - позднемиоценовой щелочнобазальтовой серии (13 анализов).

иногда хлоритизированы, тогда как позднемиоценовые породы заметно изменены и обычно содержат хлорит, анальцит, а иногда альбит, серпентин и карбонат. Тем не менее в большинстве образцов каждой возрастной группы сохраняется модалный нефелин. Содержание H_2O^+ этого важного показателя степени измененности пород, в изученных образцах четвертичных базальтов варьирует в пределах 0 - 0.63 мас. %, плиоценовых - 0.08 - 0.84 мас. %, позднемиоценовых - 1.62 - 7.14 мас. %.

Как следует из данных таблицы и рис. 2, диапазоны значений Sr изотопных отношений в базальтах разных геохимических серий Камчатки отчасти перекрываются, однако лавы щелочнобазальтовой серии (N_1^3) по сравнению с базальтами К-На щелочнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой серий внутриплитного геохимического типа, а также по сравнению с четвертичными островодужными базальтами Камчатки имеют заметно более радиогенный Sr. В целом значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в лавах щелочнобазальтовой серии (N_1^3) близки к таковым в щелочных К-На базальтах океанических островов и континентальных рифтов (Фор, 1989). И хотя в нефелиннормативных базальтах этих структур отмечаются низкие значения Sr изотопных отношений, как, например, на о-ве Святой Елены (Chaffey et al., 1989) или на Камчатском перешейке (таблица), такие случаи являются скорее исключением, чем правилом.

Величины Sr изотопных отношений в базальтах базальт-комендитовой и щелочнооливин-базальтовой серий полностью соответствуют таковым в четвертичных островодужных базальтах Камчатки, где они, по данным разных авторов (Виноградов и др., 1986; Bailey et al., 1987; Чурикова, Соколов, 1993; Kersting, Arculus, 1993), а также по нашим неопубликованным материалам, лежат в пределах 0.70304 - 0.70382. Показательно в этом смысле также сходство значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для островодужной умереннокалиевой и К-На щелочнобазальтовой серий, встречающихся совместно в пределах Ичинской ареальной зоны шлаковых конусов на Срединном Камчатском хребте: соответственно 0.70332, 0.70334 и 0.70332, 0.70336, 0.70361. Те же интервалы значений Sr изотопных отношений характерны для К-На щелочных базальтов Наваринского комплекса в Корякском нагорье (таблица, а также (Федоров и др., 1993)).

Изотопный состав кислорода в лавах щелочнобазальтовой серии (N_1^3) неоднороден, причем величины $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от характерных для неизмененных пород мантийного генезиса, равных $6.0 \pm 0.5\%$ (Taylor, 1968), до значительно обогащенных тяжелым изотопом (10.4 - 12.2%). Величины $\delta^{18}\text{O}$ в базальтах щелочнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой серий, напротив, довольно однородны и группируются внутри интервала значений, принятого для неизмененных пород мантийного генезиса: 5.5 - 6.6‰ (таблица). Такие значения характерны, в частности, для четвертичных островодужных базальтов Курил (5.4 - 6.2‰) (Покровский, Журавлев, 1991).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для изученных проб базальтов характерна линейная положительная корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3). Такая зависимость, вероятно, может быть результатом смешения двух источников с различным изотопным составом Sr и O. Обычно смешение двух источников с различающимися изотопными составами аппроксимируется гиперболой. Однако когда концентрации разных элементов в обоих источниках близки, гипербола смешения превращается в прямую линию (Taylor, 1980). В нашем случае одним из источников могло бы быть вещество со значениями $\delta^{18}\text{O} \leq 5.5\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0.703$, а другим - вещество с $\delta^{18}\text{O} \geq 9\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.705$. Первый источник можно рассматривать как мантийный, а второй - как коровый. В качестве вещества коры могли выступать вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения мелового-палеогенового возраста (а в случае Срединного хребта и древние метаморфические породы), слагающие фундамент неоген-четвертичного разреза, воды,

насыщающие разрез, или воды циркуляционных систем, вероятно, морского генезиса.

Представить себе конкретно коровый источник довольно трудно. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в лавах могут быть получены за счет контаминации магм осадочной (или кислой метаморфической) компонентой разреза, либо непосредственно за счет участия в процессе морской воды или ее производных. По-видимому, такие процессы могли бы привести и к заметному повышению Sr изотопных отношений в лавах. Однако контаминацией первичных щелочных магм вулканогенно-осадочными породами мел-палеогенового фундамента трудно объяснить различия в геохимических особенностях лав щелочнобазальтовой серии (с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и $\delta^{18}\text{O}$) и щелочнооливин-базальтовой серии (с пониженными величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$), в частности, заметное увеличение в первых концентраций Ti, Nb, Ta, о чем говорилось выше; а также аналогичные различия в лавах щелочнобазальтовой серии. Поэтому представляется, что в качестве "корового" компонента выступала сама морская вода, содержащая компоненты коры за счет взаимодействия с вмещающими породами.

Вместе с тем возможна и другая интерпретация данных по изотопному составу изученных пород, основанная на существовании или отсутствии связи величин Sr и O изотопных отношений с петрохимическими характеристиками лав. Как видно из рис. 4, в лавах щелочнобазальтовой серии (N_1^3) величины $\delta^{18}\text{O}$ прямо пропорциональны содержанию H_2O^+ , щелочей и обратно пропорциональны магнезиальности. Та же тенденция характерна для значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах этой серии по отношению к содержанию щелочей и коэффициенту магнезиальности, однако в системе $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{H}_2\text{O}^+$ вариации не закономерны. Для лав щелочнооливинбазальтовой серии не наблюдается корреляции величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ ни с одним из рассматриваемых петрохимических параметров. Таким образом, только в случае пород щелочнобазальтовой серии (N_1^3) можно интерпретировать полученные данные с позиций гипотезы смешения.

При этом наблюдаемое в лавах данной серии утяжеление изотопного состава кислорода с ростом содержания воды может быть связано с образованием глинистых минералов за счет процессов низкотемпературного гидротермального преобразования этих лав (Геохимия изотопов ..., 1983). Однако объяснить с помощью этого же процесса повышение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с ростом щелочности и уменьшением магнезиальности базальтов не представляется возможным. Во-первых, как уже упоминалось, отсутствует прямая корреляция между величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержанием

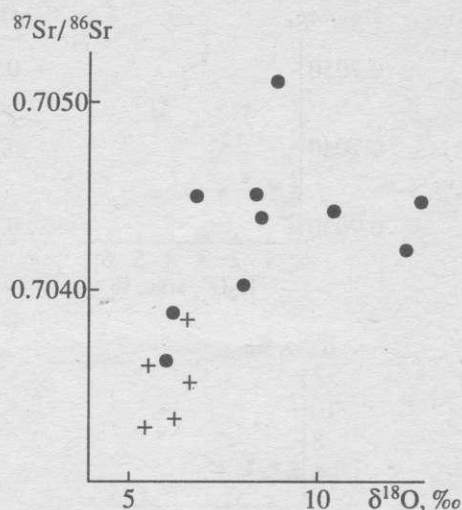


Рис. 3. Соотношение между величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах щелочнобазальтовой (точки) и щелочнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой (кресты) серий.

H_2O^+ в лавах. Во-вторых, близкие по содержанию редких элементов и значениям Sr изотопных отношений лавы могут заметно различаться по степени вторичного изменения (таблица, обр. 3177/1 с сохранившимся в основной массе нефелином и обр. 4078/4 и 2138/2 значительно более измененные, с анальцитом и альбитом в основной массе). В-третьих, в более щелочных и менее магнезиальных базальтах по сравнению с менее щелочными и более магнезиальными возрастают концентрации не только более подвижных в водном флюиде Rb, Ba, Th, но и менее подвижных La и Sr и даже инертных Nb и Ta (ряд подвижности по (Tatsumi et al., 1986)).

Представляется, что наблюдаемые в лавах щелочнобазальтовой серии (N_1^3) корреляции изотопного состава Sr с петрохимическими параметрами пород могут быть интерпретированы с помощью модели смешения магм, образующихся при частичном плавлении вещества обогащенного (или примитивного) мантийного плюма с веществом деплетированной мантии, вмещающей этот плюм (Волынец, 1993). При этом относительно низкомагнезиальные ($K_{\text{Mg}} = 60 - 65\%$) базальты, обогащенные щелочами, Sr, легкими РЗЭ, Ti, Nb и Ta, с повышенными (0.7044 - 0.7050) значениями Sr изотопных отношений рассматриваются как "чистые" производные вещества мантийного плюма, тогда как более магнезиальные ($K_{\text{Mg}} = 70 - 75\%$) лавы с относительно пониженными концентрациями литофильных редких элементов и величинами Sr изотопных отношений (0.7034 - 0.7039) – как продукты смешения.

Возможно и еще одно объяснение вариаций изотопного состава Sr и геохимических особенностей лав позднемiocеновой щелочнобазальтовой

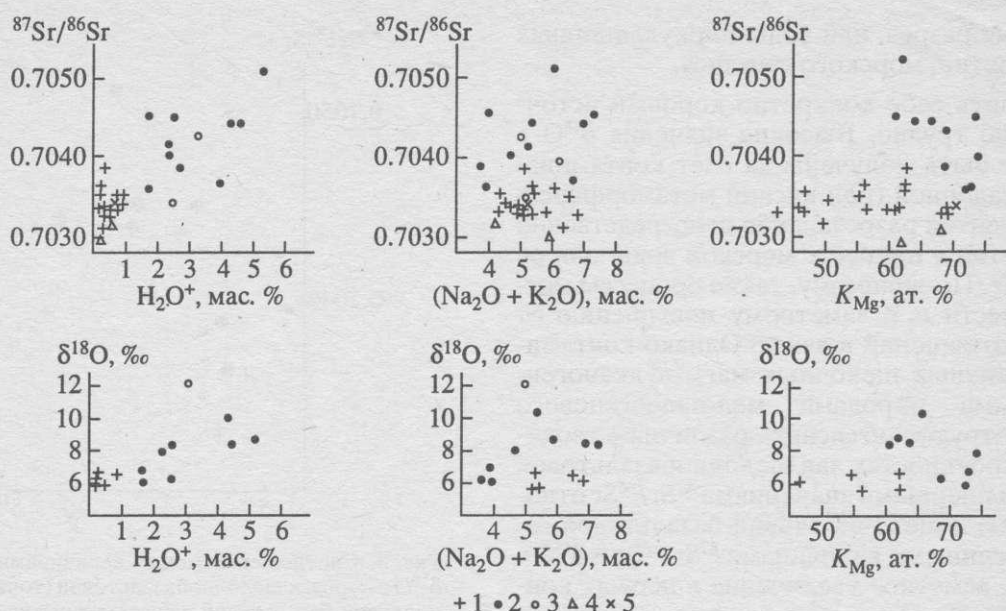


Рис. 4. Сопоставление величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отношений в лавах с содержанием в них воды, щелочей и коэффициента магнезиальности.

1 - 3 - Камчатка: 1 - щелчнооливин-базальтовая серия; 2, 3 - щелчнобазальтовая серия (2 - Валагинский хребет, 3 - Камчатский мыс); 4 - Камчатский перешеек (базаниты); 5 - мыс Наварин (базаниты).

серии: неравновесное парциальное плавление вещества обогащенного мантийного плюма с увеличением степени плавления от более щелочных к менее щелочным магмам (Минеев и др., 1992). Это согласуется с положением рассматриваемых пород в разрезе: относительно более щелочные лавы залегают в целом в более нижних частях разреза, чем менее щелочные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопный состав Sr и O в щелочных и субщелочных базальтах вулканических серий внутриплитного геохимического типа, сформированных на территории Камчатки в позднем кайнозое, неоднороден. В лавах K-Na щелчнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой серий он соответствует наблюдаемому в породах вулканических серий островодужного геохимического типа, тогда как лавы K-Na щелчнобазальтовой серии характеризуются в целом заметно более радиогенным Sr и изотопно тяжелым кислородом. Полученные результаты не могут быть интерпретированы однозначно при современном уровне изученности. Согласно одной из гипотез, наблюдаемые вариации изотопного состава базальтов связаны с контаминацией мантийных магм веществом коры (например, морской водой), а их геохимические характеристики определяются процессами смешения, частичного плавления и магматической дифференциации мантийного вещества. Согласно другой гипотезе, вариации изотопного и химического составов

базальтов взаимосвязаны и обусловлены процессами в мантии: взаимодействием частичных выплавов из вещества неистощенных мантийных плюмов с веществом деплетированной мантии типа MORB, либо неравновесным парциальным плавлением вещества плюмов.

Для выбора одной из альтернативных гипотез требуются более детальные исследования, а также анализ других изотопных систем (Nd, Pb).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-8521). Авторы благодарны М.Г. Патоке, В.С. Успенскому (ПГО Камчатгеология), В.А. Ермакову (ИФЗ РАН) и П.И. Федорову (ГИН РАН) за предоставленные образцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги - ключ к некоторым геохимическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 78 - 103.
- Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 1185 - 1188.
- Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.И., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685 - 688.

- Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990а. Т. 313. № 4. С. 955 - 959.
- Волынец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Тр. ИГиГ СО РАН. Новосибирск, 1990б. Вып. 390. С. 73 - 114.
- Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под ред. А.В. Пейве и В.И. Виноградова. М.: Наука, 1983. 183 с.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П., Богоявленский С.О. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. № 3. С. 676 - 679.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И., Ляпунов С.М. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 5. С. 904 - 907.
- Минеев С.Д., Богдановский О.Г., Векслер И.В., Карпенко С.Ф. Проблемы изотопной систематики мантийных магм: эффект низких степеней плавления // Геохимия. 1992. № 12. С. 1385 - 1394.
- Покровский Б.Г., Журавлев Д.З. Новые данные по геохимии изотопов в эффузивах Курильской островной дуги // Геохимия. 1991. № 3. С. 415 - 419.
- Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1294 - 1296.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Чурикова Т.Г., Соколов С.Ю. Магматическая эволюция вулкана. Плоские сопки, Камчатка (анализ геохимии стронция) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1439 - 1447.
- Bailey Y.C., Larsen O., Frolova T.I. Strontium isotope variations in Lowern Tertiari-Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. № 2. P. 155 - 156.
- Caffey D.Y., Gliff R.A., Wilson B.M. Characterization of the St. Helena magma source // Magmatism in the Oceanic Basins. A.D. Saunders, M.Y. Norri (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. P. 257 - 276.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Constraints on the contribution of source components to the magma genesis of the Kamchatka arc: multi-isotope approach // IAVCEI Gener. Assambley Abstr. 1993. 58 p.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcan. Geotherm. Res. 1986. V. 29. № 1 - 4. P. 293 - 309.
- Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 19. № 1. P. 1 - 71.
- Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. № 2. P. 243 - 254.