

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  $\text{H}_2\text{O}^+$  в лавах. Предложены гипотезы, объясняющие вариации изотопного состава стронция и кислорода в базальтах.

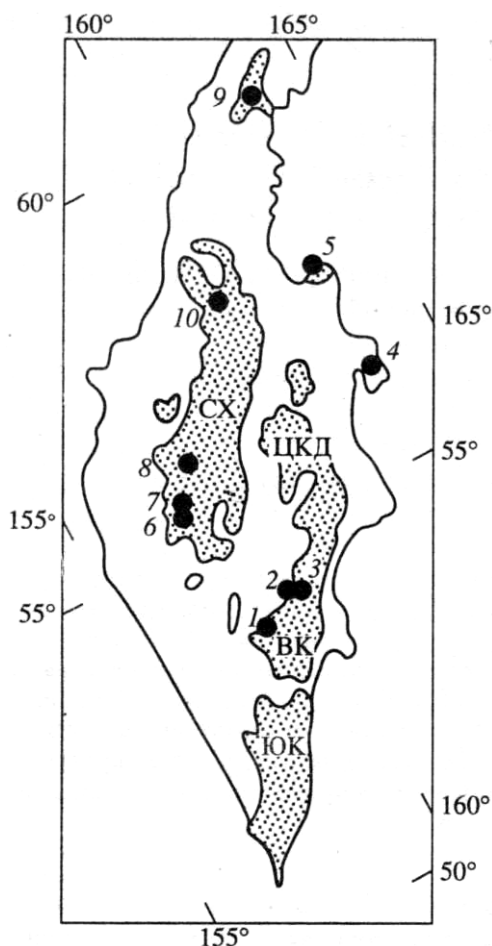
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ ВНУТРИПЛИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА И ЦЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ

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 разновидностям 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 шошонит-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 встречены в различных вулканических поясах Камчатки, имеют различный возраст и объединены в составе нескольких вулканических серий: К-На щелочнобазальтовой ( $\text{N}_1^3$ ) и К-На щелочнооливин-базальтовой ( $\text{N}_2$ ) на Восточной Камчатке, а также К-На щелочнооливин-базальтовой ( $\text{Q}_3^3$ - $\text{Q}_4$ ) и К-На базальт-комендитовой ( $\text{N}_2$ - $\text{Q}_1$ ) на Срединном хребте. К числу внутриплитных отнесена также и

К щелочнобазальтовая серия ( $\text{N}_1^3$ - $\text{N}_2$ ) 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. Валовая; 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  $\text{ClF}_3$ . Изотопный состав кислорода определялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  даны в промиллях относительно стандарта SMOW. Погрешность определения  $\delta^{18}\text{O} = \pm 0.2\text{‰}$ .

#### 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 СТРОНЦИЯ И КИСЛОРОДА**

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

| №  | Номер образца | Местонахождение      | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O | K <sub>Mg</sub> | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | δ <sup>18</sup> O |
|--|---------------|----------------------|-------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|------------------------------------|-------------------|
| <b>Щелочнооливин - базальтовая серия</b>                           |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| Срединный хребет (Q <sub>3</sub> <sup>3</sup> - Q <sub>4</sub> )   |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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*                           | —                 |
| 5  | 6849/1        | »                    | 3.79              | 1.22                          | 0.00             | 68.4            | 0.70337<br>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*<br>0.70366                | 5.7<br>—          |
| Восточная Камчатка (N <sub>2</sub> )                               |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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                            | —                 |
| <b>Базальт-комендитовая серия</b>                                  |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| Срединный хребет (N <sub>2</sub> - Q <sub>1</sub> )                |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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               |
| <b>Щелочно-базальтовая серия</b>                                   |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| Полуостров Камчатского мыса (N <sub>1</sub> <sup>3</sup> )         |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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 <sub>1</sub> <sup>3</sup> ) |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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 <sub>1</sub> )                              |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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 <sub>1</sub> )                  |               |                      |                   |                               |                  |                 |                                    |                   |
| 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 пироксена в базальте (обр. 14); остальные образцы – щелочные базальты и базаниты.  $K_{Mg} = [MgO/MgO + 0.85(FeO + 0.9Fe_2O_3)]$  ат. %. Содержания Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O – мас. %, значения  $K_{Mg}$  – ат. %, значения δ<sup>18</sup>O – ‰.

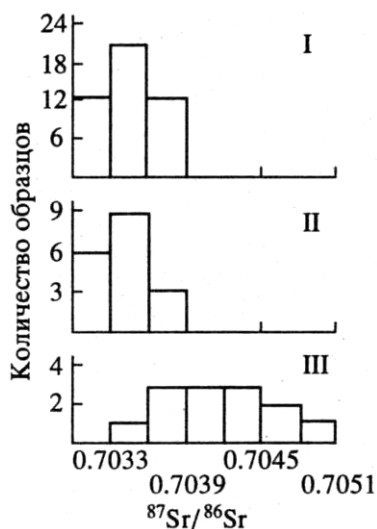


Рис. 2. Гистограмма распределения величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в позднекайнозойских базальтах Камчатки.

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, анальцим, а иногда альбит, серпентин и карбонат. Тем не менее в большинстве образцов каждой возрастной группы сохраняется модальный нефелин. Содержание  $\text{H}_2\text{O}^+$ , 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 ( $\text{N}_1^3$ ) по сравнению с базальтами K-Na 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 ( $\text{N}_1^3$ ) близки к таковым в щелочных K-Na 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, Argulus, 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 K-Na 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 K-Na щелочных базальтов Наваринского комплекса в Корякском нагорье (таблица, а также (Федоров и др., 1993)).

Изотопный состав кислорода в лавах щелочнобазальтовой серии ( $\text{N}_1^3$ ) неоднороден, причем величины  $\delta^{18}\text{O}$  колеблются от характерных для неизменных 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 неизменных 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,

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И КИСЛОРОДА

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  $\text{H}_2\text{O}^+$ , 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

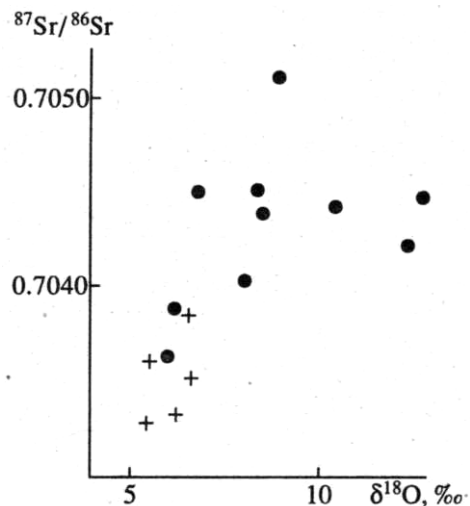
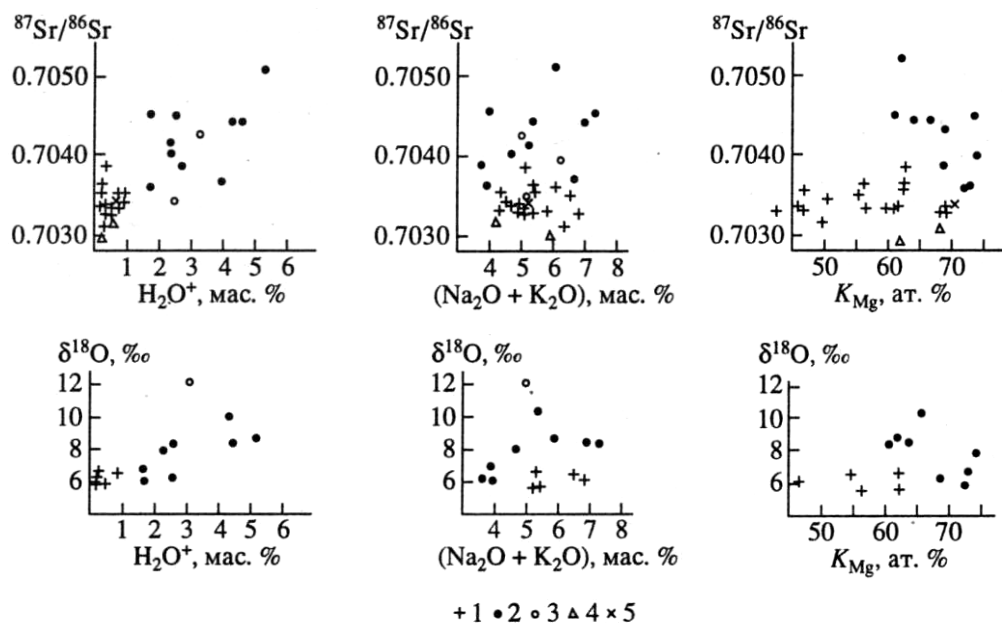


Рис. 3. Соотношение между величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породах щелочнобазальтовой (точки) и щелочнооливин-базальтовой и базальт-комендитовой (кресты) серий.

$\text{H}_2\text{O}^+$  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 (Вольнец, 1993). При этом относительно низкомагнезиальные ( $K_{Mg} = 60 - 65\%$ ) 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 ( $K_{Mg} = 70 - 75\%$ ) 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 позднемиоценовой 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 Среднего 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.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И КИСЛОРОДА

- 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., Боговяленский 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 realased from a subducted litosphere and origin of arc magmas: evidence from high-presure 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.