

УДК 550.42

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ НЕОДИМА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ К–Na-ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ КАМЧАТКИ

© 1996 г. О. Н. Волюнец, С. Ф. Карпенко, А. В. Колосков, А. В. Ляликов, В. Г. Спиридонов

Представлено академиком И.Д. Рябчиковым 26.12.94 г.

Поступило 12.01.95 г.

Среди позднекайнозойских вулканитов Камчатки по особенностям их состава (повышенные концентрации Ti, Nb, Ta, повышенная K–Na-щелочность) наряду с собственно островодужными выделяются лавы внутриплитного геохимического типа [1–3]. Последние могут быть сгруппированы в несколько геохимических серий: K–Na-щелочнобазальтовую (ЩБ), K–Na-щелочнооливинбазальтовую (ЩОБ) и K–Na-базальт-командитовую (БК). Обычно базальты этих серий нефелиннормативные, иногда с лейцитом и нефелином в основной массе, причем в ЩБ-серии они значительно более недосыщены кремнеземом, чем в ЩОБ и БК, где они близки к так называемым transitional basalts и эволюционируют в сторону гавайитов, муджеитов, а в БК-серии и далее – к трахитам, трахириолитам и комендитам.

Исходя из данных о редкоземельном составе вулканитов внутриплитного и островодужного геохимических типов было высказано предположение о различных источниках их магматических расплавов [4]. Предпринятое двумя из авторов исследование изотопного состава Sr и O в базальтах этих серий [5] не позволило дать однозначный ответ на этот вопрос, в связи с чем и было проведено изучение изотопного состава Nd в 15 образцах камчатских базальтов внутриплитного геохимического типа, отнесенных к ЩБ (6 проб), ЩОБ (8) и БК (1) сериям.

Для сравнения также определен изотопный состав Nd в 4 образцах базальтов островодужного типа и в 1 образце базальта внутриплитного геохимического типа с Камчатского перешейка (табл. 1).

Химическая обработка проб, выделение Nd для масс-спектрометрических измерений и сами измерения изотопного состава проведены в ГЕОХИ РАН на модифицированном масс-спектрометре TSN 206 SA с трехленточным источником ионов [6]. Измеренные изотопные отношения нормализованы по  $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} \equiv 0.209627$ , при этом величина отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в CHUR принимается равной 0.511847 [7]. В табл. 1 наряду с результатами наших измерений приведены также

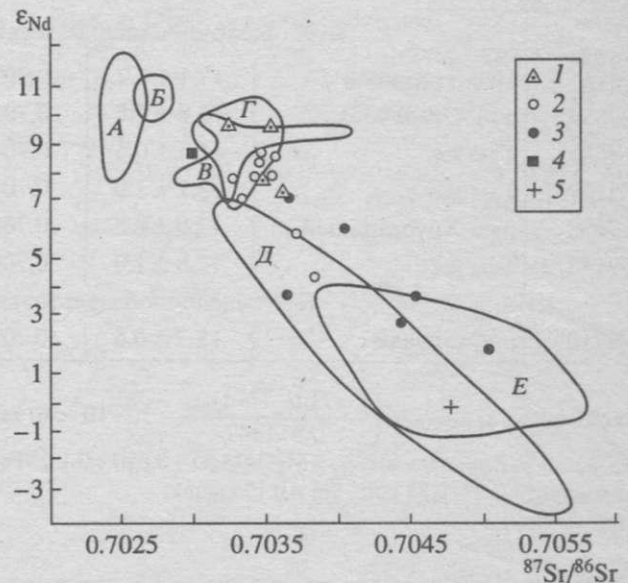


Рис. 1. Изотопный состав Nd и Sr в K–Na-щелочных базальтах Камчатки. 1 – островодужные базальты; 2 – внутриплитные базальты базальт-командитовой и K–Na-щелочнооливинбазальтовой серии; 3 – породы K–Na-щелочнобазальтовой серии, Восточная Камчатка; 4 – то же, Камчатский перешеек; 5 – CHUR. А – MORB северной части Тихого океана, рис. 13 из [11]; Б – базальт-дацитовые лавы Зап. Алеут, подводного массива Командор и влк. Пийпа [11]; В – базальт-риолитовые лавы Курил [8]; Г – островодужные базальт-дацитовые лавы Камчатки [12]; Д – щелочные базальты Северо-Восточного Китая [13]; Е – щелочные базальты Юго-Западной Японии [10].

Институт вулканической геологии и геохимии  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук,  
Петропавловск-Камчатский  
Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского  
Российской Академии наук, Москва

Таблица 1. Изотопный состав неодима в позднекайнозойских базальтах Камчатки

№ обр.	Местонахождение	$\epsilon_{Nd(0)}$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$K_{Mg}$	$Na_2O + K_2O$	$(La/Sm)_N$	$Sm/Nd$
		а)	б)	в)	г)	д)	е)
Островодужные вулканические серии Срединного хребта ( $Q_1-Q_4$ )							
6396	Ичинская зона	$+7.7 \pm 1.4$	0.70343	0.67	4.15	1.49	0.27
6607	Анаунская зона	$+9.6 \pm 0.8$	0.70349	0.61	4.21	1.41	0.28
6522	влк. Уксичан	$+9.6 \pm 0.8$	0.70320	0.50	5.52	1.55	0.29
6943	влк. Б. Кетепана	$+7.3 \pm 1.4$	0.70359	0.54	5.23	—	—
Внутриплитные геохимические серии							
К-На-базальт-комендитовая Срединного хребта ( $N_2-Q_1$ )							
6257	влк. Белоголовский	$+7.1 \pm 0.6$	0.70329	0.46	6.88	2.55	0.22
К-На-щелочнооливинбазальтовая Срединного хребта ( $Q_3^3-Q_4$ )							
6341	Ичинская зона	$+8.3 \pm 0.8$	0.70341	0.61	5.01	2.41	0.21
6805	Дол Геологов	$+7.7 \pm 0.8$	0.70337	0.69	4.85	1.76	0.25
6771	Там же	$+7.7 \pm 0.8$	0.70322	0.50	6.35	2.16	0.23
1019/1	влк. Теклетунуп	$+5.9 \pm 0.4$	0.70366	0.63	5.38	2.38	0.22
К-На-щелочнооливинбазальтовая Восточной Камчатки ( $N_2$ )							
H-291	п-ов Озерной	$+7.9 \pm 0.8$	0.70349	0.55	6.54	2.59	0.24
4090/2	гора Плоская	$+8.7 \pm 1.4$	0.70341	0.50	4.54	1.25	0.30
7657	руч. Степанова	$+8.5 \pm 1.2$	0.70351	0.43	5.10	2.02	0.27
92-23/2	Авачинский хребет	$+4.4 \pm 1.2$	0.70380	0.63	5.08	1.95	0.24
К-На-щелочнооливинбазальтовая Восточной Камчатки ( $N_1^3$ )							
112	руч. Звериный	$+7.1 \pm 1.2$	0.70362	0.73	3.97	2.34	0.25
7637	руч. Степанова	$+3.8 \pm 0.8$	0.70363	0.72	5.96	2.58	0.21
7651	Там же	$+6.1 \pm 0.6$	0.70417	0.68	4.95	2.10	0.27
3177/1	Там же	$+3.2 \pm 1.0$	0.70452	0.61	7.25	4.14	0.19
7658	руч. Хрустальный	$+2.0 \pm 0.8$	0.70512	0.62	5.93	4.31	0.20
2138/2	Там же	$+2.8 \pm 1.0$	0.70442	0.63	6.03	4.31	0.18
К-На-щелочобазальтовая Камчатского перешейка ( $Q_1$ )							
8710	р. Валоваям	$+8.7 \pm 0.6$	0.70296	0.62	5.89	3.25	—

Примечание. а)  $\epsilon_{Nd(0)} = \left( \frac{^{143}Nd/^{144}Nd}{0.511847} - 1 \right) \cdot 10^4$ ; б) из работы [4], для островодужных базальтов – неопубликованные данные О.Н.Волынца; в)  $K_{Mg} = MgO/(MgO + 0.85(FeO + 0.9Fe_2O_3))$ , ат. %; г) концентрации  $K_2O$  и  $Na_2O$ , мас. %; д) нормировано по хондриту ( $La = 0.31$  ppm,  $Sm = 0.195$  ppm).

некоторые петролого-геохимические параметры, использованные при обсуждении результатов, а также данные по изотопному составу Sr из более ранней работы части авторов [5].

Из приведенных данных следует, что в целом наблюдается последовательное уменьшение изотопных отношений Nd от базальтов островодужного геохимического типа через базальты ЩОБ-и БК-серий к базальтам ЩБ-серии. Эти изменения происходят одновременно с возрастанием изотопных отношений Sr, измеренных в этих же породах [5] (рис. 1). Единственным исключением

из этой закономерности является проба 8710, отобранная на Камчатском перешейке. Из этого же рисунка видно, что основная масса точек изученных пород располагается на этой диаграмме несколько правее области мантийной корреляции, что вообще характерно для многих островных дуг, в том числе Курильской [8] и Алеутской [9]. Причину таких отклонений в случае островодужных вулканитов обычно принято связывать с особенностями состава островодужной мантии, обогащенной компонентами субдуцируемой плиты за счет флюидов и частичных выплавов из нее.



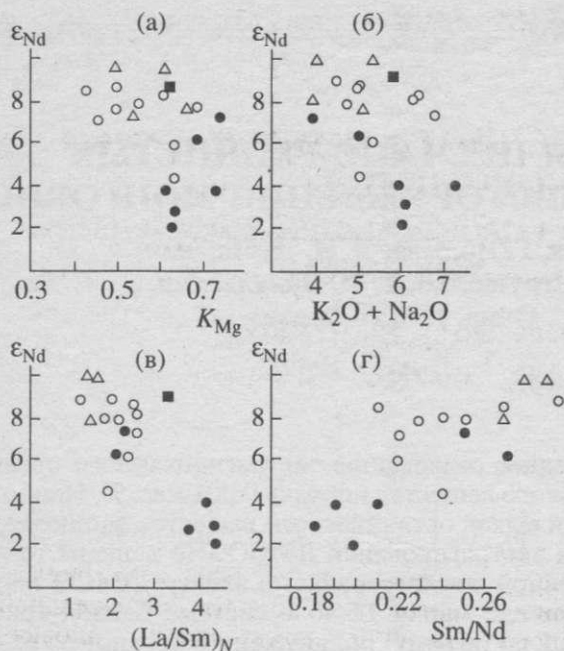


Рис. 2. Зависимость изотопного состава Nd от петрологических параметров  $K_{Mg}$  (а),  $K_2O + Na_2O$  (б),  $(La/Sm)_N$  (в),  $Sm/Nd$  (г). Обозначения те же, что и на рис. 1.

В этом случае, очевидно, следует признать также влияние подобного источника, модифицирующего островодужную мантию, и на состав исходных базальтовых магм внутриплитного геохимического типа. Любопытно, что значительная часть К-На-щелочных базальтов Юго-Западной Японии, относимых по особенностям редкоэлементного состава к внутриплитному геохимическому типу [10], обладает изотопными характеристиками Nd и Sr, сходными с наблюдаемыми в лавах ЩБ-серии Камчатки (рис. 1).

Как уже отмечалось [1-4], геохимические особенности вулканитов внутриплитного типа указывают на участие в генезисе продуцировавших их расплавов и мантийного вещества, обогащенного высокозарядными литофильными элементами, т.е., вероятно, вещества недеплетированной мантии. Наблюдаемое на диаграмме  $\epsilon_{Nd(0)}-^{87}Sr/^{86}Sr$  (рис. 1) смещение точек базальтов всех геохимических серий внутриплитного типа вправо вниз вдоль тренда мантийной корреляции относительно поля островодужных базальтов Камчатки может служить подтверждением такого участия.

Особенно определенно это проявляется в случае базальтов ЩБ-серии, для которых устанавливается достаточно четкая корреляция изотоп-

ного состава Nd с магнезиальностью, щелочностью пород, а также с величинами  $(La/Sm)_N$  и  $Sm/Nd$ -отношений. Ранее [5] наличие подобных корреляционных зависимостей отмечено также для изотопного состава Sr и O в базальтах этой серии. Представляется, что подобное взаимно скоррелированное изменение петролого-геохимических и изотопно-геохимических характеристик обусловлено процессами смешения и могло бы наблюдаться при образовании базальтов внутриплитного геохимического типа в результате взаимодействия поднимающегося из зоны недеплетированной мантии мантийного плюма с веществом деплетированной мантии. Более подробное описание такого механизма образования магм внутриплитного геохимического типа интересующиеся могут найти в недавней работе одного из авторов [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-8521).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С. // ДАН. 1987. Т. 293. № 3. С. 685-688.
2. Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-27.
3. Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1990. В. 390. С. 73-114.
4. Вольнец О.Н. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1993.
5. Вольнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 200-206.
6. Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А. и др. // Геохимия. 1984. № 7. С. 958-970.
7. Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J. et al. // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. № 12. P. 2311-2323.
8. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др. // Геохимия. 1985. № 12. С. 1723-1736.
9. McCulloch M.T., Perfit M.R. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. № 1. P. 167-179.
10. Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 207-233.
11. Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V. et al. // J. Petrol. 1994. V. 35. Pt 1. P. 163-204.
12. Kepezhinskas P., Dermott F.Mc., Defant M.J. et al. // Geochim. et cosmochim. acta (in press).
13. Peng Z.C., Zartman R.E., Futa K., Chen D.G. // Chem. Geol. (Isotope Geosci.). 1986. V. 59. P. 3-33.