

УДК 571.63:550.93 552.33

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd И ИСТОЧНИКИ ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

© 2007 г. В. А. Баскина, Ю. В. Гольцман, Э. Д. Баирова

Представлено академиком Н.П. Лаверовым 04.05.2006 г.

Поступило 10.05.2006 г.

В настоящем сообщении приведены новые данные по изотопному составу Sr и Nd в основных вулканитах Южного Приморья в районе 43°30'–47° с.ш. и 134°–137° в.д.

В литературе, посвященной геохимической типизации и источникам кайнозойских базальтов востока Азии ([1, 2] и др.), практически отсутствуют сведения об этом ареале. Для основных вулканитов этого региона в последние годы в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН получены многочисленные K–Ar изотопные датировки [3–5]. По геолого-геохимическим признакам с учетом этих датировок мы подразделили позднеюрские, меловые и раннепалеогеновые базальты на три группы. Первая группа – это щелочные и повышенной щелочности разности с высокими концентрациями высокозарядных элементов, (Ti, Zr, Nb, Hf), а также Ba, K, Rb и легких РЗЭ. Они залегают в нарушенных, шарьированных пластинах триасово-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений и олистостромах. Вулканиты этого типа формировались периодически, в интервале от поздней юры до палеогена. Вторая группа – высокотитанистые субщелочные разности, обедненные элементами с большими ионными радиусами. Начало формирования этих разностей – ранний мел. Они залегают в тех же структурах, что и разновозрастные образования первого типа. К третьей группе мы относим преобладающие на описываемой территории палеоценовые – эоценовые континентальные базальты. Перечисленные вулканиты являются внутриплитными, частью плюмовыми образованиями, и этот вывод согласуется с обсуждаемыми нами данными по изотопному составу Nd и Sr. Схемы размещения вулканитов, данные об их возрасте и о содержании главных и аксессуарных элементов приведены в [3–5]. Вулканиты первого типа – высокотитанистые щелочные и повышенной щелочности, с высокими

концентрациями бария широко распространены в Сихотэ-Алинской складчатой области. Они образуют пологие согласные залежи, дайки, трещинные интрузивы, трубки взрыва в юрских и раннемеловых яшмах, кремнистых и глинистых сланцах, алевролитах, а также в триасовых известняках и юрских кремнях – олистоплаках валанжинской олистостромы. На современном срезе выходы щелочных базальтов образуют поясовые скопления в тектонических горстах и системах разломов. К наиболее ранним из датированных относятся меймечиты трубки близ с. Ариадное (возраст керсутитов 158 ± 6 млн. лет), а также щелочные долериты среди юрских песчаников г. Больничной в долине р. Нежданки (160 ± 2 , 158 ± 6 млн. лет). Интрузивным аналогом вулканитов первой группы является Кокшаровский трещинный интрузив площадью 17×2 км. Он сложен титан-авгитовыми пироксенитами (с керсутитом, биотитом, апатитом), сопровождается дайками щелочных пород и карбонатитов. K–Ar возраст пироксенитов и нефелиновых сиенитов, определенный по биотиту, составляет 160 ± 7 млн. лет. Изотопные составы Nd и Sr в пироксенитах и карбонатитах массива по данным [6] однородны ($\epsilon_{Nd}^T = +4.2 \dots +4.3$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7035–0.7039$). В целом, по результатам K–Ar датирования установлен ряд импульсов внедрения щелочных базальтов этого типа в интервале от поздней юры до палеогена. В центре Дальнегорского рудного узла трещинные интрузии, силлы и дайки щелочных габбро-долеритов, базальтов и трахитов датируются как альбские и позднемеловые [3, 5]. Там же локализована и главная масса тел базальтов второй группы. Эти субщелочные базальты образуют мелкие пологие залежи, дайки, кольцевые дайки, трещинные интрузии в алевролитах, кремнистых сланцах, яшмах горбушинской серии ($J_2–K_1$) и в известняках T_{2-3} . Они образуют скопления в разломах северо-восточного и меридионального простирания. При высоких (2% и более) концентрациях TiO_2 и умеренных Nb (25–50 г/т) они отличаются

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

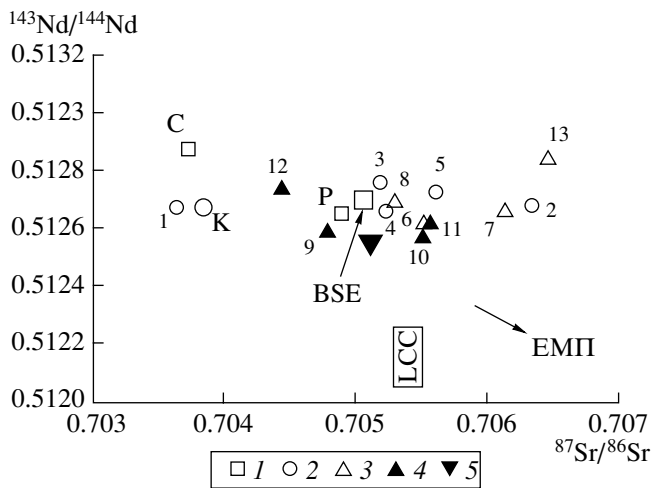


Рис. 1. Диаграмма Sr–Nd для позднемезозойских – палеогеновых основных вулканитов Южного Приморья. 1 – средние составы: С – плюмов; P – примитивной мантии, LCC – нижней коры [9], обогащенной мантии (EMI, EMII), BSE [8]. 2–5 – типы пород: 2 – щелочные плюмовые базальты 1-го типа. К – пироксенит Кокшаровского массива [6]; 3 – раннеорогенные субщелочные плюмовые вулканиты 2-го типа и телеиты; 4 – палеогеновые континентальные базальты и андезито-базальты 3-го типа; 5 – два образца эоценовых базальтов Ю. Приморья (53–49 млн. лет) по [1]. Цифры – авторский номер образца.

от пород первого типа низким содержанием крупноионных литофильных и легких редкоземельных элементов: K, Rb, Ba, La, Ce. Время внедрения этих пород соответствует раннеорогенному этапу и согласно изотопным датировкам ограничивается интервалами 116–104, 90–85, 80–72 млн. лет. По отношениям Zr/Nb, равным 2–4 в щелочных и 4–8 в раннеорогенных субщелочных базальтах, как первые, так и вторые соответствуют расплавам горячих точек (OIB) с участием обогащенной мантии типа EMI.

Третий тип основных вулканитов – преобладающие в ареале палеоценовые и эоценовые посторогенные базальты и андезито-базальты. Они залегают преимущественно в виде крутопадающих даек мощностью 0.5–2 м, иногда 3–5 м. Скопления даек образуют субмеридиональные и северо-северо-восточные пояса, редко превышающие первые сотни метров по ширине и первые километры по простиранию. Дайки пересекают терригенно-кремнистые отложения складчатого фундамента, тела мезозойских щелочных базальтов, толщи мел-палеогеновых кислых вулканитов и интрузии гранитоидов. Известны единичные мелкие покровы основных лав, поперечником 1.5–2 км и мощностью в десятки метров. В базитах третьего типа концентрация Nb 8–12 г/т и Zr 70–130 г/т. Изотопные датировки наиболее ранних тел этого

типа 64–58 млн. лет, возраст остальной массы даек 54–53, 51–49, 45 млн. лет.

До настоящего времени имелись единичные данные по изотопному составу Nd и Sr для мезозойских и раннекайнозойских базальтов ареала, а именно для пород Кокшаровского массива [6], и для палеогеновых базальтов близ Кавалерова [1]. Имеющиеся в литературе сведения о Sr^{87}/Sr^{86} суммированы в [7]. Новые данные по изотопному составу Sr и Nd представительных образцов, полученные авторами настоящей работы, даны в табл. 1 и на рис. 1.

Подготовка образцов, их химическое разложение с добавлением смешанных трасеров $^{85}Rb-^{84}Sr$ и $^{150}Nd-^{149}Sm$ для определения содержания исследуемых элементов методом изотопного разбавления и выделение фракций Rb, Sr, Sm и Nd проведены по стандартным методикам с использованием ионообменной хроматографии. Изотопный состав этих элементов измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Sector 54 Micromass. Точность измерения отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ не хуже $\pm 0.15\%$ и $\pm 0.002\%$ соответственно. Точность измерения отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляла $\pm 0.5\%$ и $\pm 0.002\%$ соответственно.

При интерпретации полученных результатов мы используем представление об изотопных составах глобальных резервуаров BSE (Bulk Silicate Earth) по [8], практически совпадающее с PRIMA (Primitive Mantle) по [9]. Точка С [9], отвечающая составу плюмов, смещена в область, обедненную Nd. Область между С и BSE характеризует изотопные составы мантийных источников магм в различных геодинамических обстановках – базальтов OIB, т.е. океанических островов, горячих точек океанов и континентов, рифтов в асейсмичных поднятиях дна океана, континентальных рифтов, континентальных плато, окраинно-континентальных орогенов [8–10]. Породы, обедненные радиогенным неодимом и обогащенные радиогенным стронцием по отношению к BSE, свидетельствуют об участии обогащенных источников (EMI) и (EMII) [8].

В изученных нами породах составы, отвечающие обстановкам островных дуг и срединных океанических хребтов (NMORB), не встречены. Изотопные составы Nd и Sr плюмовых тел первого типа (Кокшаровские пироксениты, [6]) группируются вблизи точки С (“средний плюм” по [9]). Составы остальных образуют скопление вблизи BSE (рис. 1), в пределах области изотопных составов OIB (по [8]) и базальтов активных окраин [10]. Один образец (№ 73, раннемеловые габбро трещинного интрузива) характеризуется высокой степенью коровой контаминации. Тренды составов внутри групп почти горизонтальные. Такое смещение в сторону более высоких значений

Таблица 1. Rb–Sr, Sm–Nd и K–Ar данные для основных вулканитов Южного Приморья

№ п/п	№ Образца	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}^0 \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}^T	$T_{\text{K-Ar}}$
1	71	92	560	0.49	0.703654	0.704769 ± 13	47	8	0.109	0.512797 ± 9	0.512683	3.1 ± 2	4.9	160 ± 2
2	59	75	545	0.41	0.706333	0.706866 ± 13	40	8	0.122	0.512756 ± 10	0.512683	2.3 ± 2	3.2	92 ± 2
3	38	210	730	0.82	0.705202	0.706102 ± 11	32	6	0.121	0.512829 ± 9	0.512768	3.7 ± 2	4.5	77 ± 2
4	89	180	1000	0.54	0.705242	0.705798 ± 11	87	14	0.094	0.512715 ± 7	0.512670	1.5 ± 1	2.5	72 ± 3
5	2427	25	1060	0.07	0.705623	0.705695 ± 11	80	10	0.0745	0.512771 ± 7	0.512735	2.6 ± 1	3.7	72 ± 4
6	20	14	463	0.088	0.705533	0.705640 ± 13	33	7.0	0.129	0.512703 ± 8	0.512631	1.3 ± 2	2.0	85 ± 3
7	29	34	346	0.29	0.706154	0.706481 ± 13	17	4.3	0.154	0.512753 ± 9	0.512672	2.2 ± 2	2.7	80 ± 4
8	191	4.9	230	0.062	0.705312	0.705393 ± 13	9.0	2.8	0.189	0.512820 ± 9	0.512706	3.6 ± 2	3.6	92 ± 6
9	308	22	770	0.086	0.704810	0.704875 ± 13	13	3.0	0.114	0.512645 ± 10	0.512605	0.1 ± 2	0.69	53 ± 5
10	1936	26	750	0.10	0.705522	0.705594 ± 11	27	6.0	0.128	0.512623 ± 10	0.512580	-0.3 ± 2	0.16	51 ± 2
11	438	33	1520	0.065	0.705582	0.705624 ± 11	20	5.0	0.133	0.512663 ± 6	0.512623	0.5 ± 1	0.86	46 ± 1
12	385	7	560	0.038	0.704454	0.704476 ± 14	26	6.0	0.136	0.512784 ± 9	0.512748	2.9 ± 2	3.2	40 ± 3
13	73	5	609	0.025	0.706479	0.706516 ± 14	19	5.0	0.160	0.512962 ± 8	0.512853	6.3 ± 2	6.8	104 ± 6

Примечание. Образцы пород: 1–5 плумовые 1 типа и их дифференциаты (номера образцов: 1 – 71/03 щелочной долерит, р. Нежданка; 2 – 59/9, щелочной долерит, р. Высокогорская (образец предоставлен В.П. Симаненко); 3 – 38/03, габбро-долерит, Дальнегорское борное месторождение; 4 – 89/86, такситовый шонкинит, там же; 5 – 2427/90, натровый трахит, ключ Клубный, Дальнегорск); 6–8 – раннеорогенные 2 типа (6 – 20/03 долерит, падь Малышева; 7 – 29/03 габбро-долерит, там же; 8 – 191/86 толеитовый базальт, г. Сахарная голова); 9–12 – палеогеновые 3 типа: (9 – 308/87 роговообманковый андезит-базальт, дайка, ключ Светлый отвод; 10 – 1936/88 базальт, послерудная дайка, месторождение Верхнее; 11 – 438/87 трахибазальт, послегранитная дайка, Дальнегорское борное месторождение; 12 – 385/85 плагиобазальт, покров, бухта Пластун); 13 – 73/03 габбро, трещинный интрузив, г. Сахарная Голова.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при равных значениях изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Зиндлер и Харт [8] считают следствием дифференциации. Изотопные составы Nd и Sr изученных нами вулканитов наиболее близки к составам вулканитов горячей точки Маркизских островов [11]. Составы палеогеновых континентальных базитов соответствуют несколько обогащенному нерадиоактивному Nd источнику и весьма близки к эоценовым базальтам (53–49 млн. лет) юга Приморья по [1], кайнозойским базальтам континентальных рифтов Японского моря и платобазальтам р. Колумбия, США [12]. Изотопные составы Sr и Nd для палеогеновых базальтов не противоречат выводу об их внутриплитной природе.

Материалы по изотопному составу Sr и Nd позднекайнозойских базальтов востока Азии в районах северо-восточного Китая, юго-западной Японии, островов Японского моря, среднего и северного Сихотэ-Алиня (равно как по типам и распределению мантийных ксенолитов в них) имеются в работах [1, 2, 15] и многих других. Авторы упомянутых работ пришли к выводу о том, что источником кайнозойских вулканитов региона служили шпинелевые лерцолиты субконтинентальной литосферной мантии, плавившиеся под влиянием астеносферного диапира, при значительной роли обогащенной мантии типов EM1 и EM2 на разных этапах кайнозойского вулканизма.

Наши данные свидетельствуют о незначительном участии обогащенной мантии EM2 в источниках позднемезозойского и раннекайнозойского вулканизма в описываемом сегменте континентальной окраины. По сравнению с базальтами Северо-Восточного Китая [15] мезозойские базальты Приморья связаны с более деплетированным и метасоматизированным субстратом, типичным для субконтинентальной литосферной мантии. Главным агентом вулканизма с раннего мела и далее были астеносферные источники.

ВЫВОДЫ

В Сихотэ-Алиньской складчатой области и восточном вулканическом поясе сегмент континентальной окраины между $43^{\circ}30'–47^{\circ}$ с.ш. и $134^{\circ}–137^{\circ}$ в.д. характеризовался в позднем мезозое–палеогене длительным развитием внутриплитного вулканизма на фоне чередующихся режимов сжатия–растяжения. В течение этого времени происходило формирование щелочнобазальтовых расплавов с высокими концентрациями Ti, Zr, Nb, La, Ba, K. На этом фоне на ранних стадиях компрессионного режима внедрялись также субщелочные базальты и толеиты, близкие по составу к обогащенным астеносферным расплавам, распространенным в окрестностях горячих точек.

После завершения в регионе интенсивного мел-палеоценового кислого магматизма в поясах растяжения на мощной континентальной коре формировались палеогеновые базальты. По условиям образования они отвечают рифтогенным базальтам континентальной окраины, и их вещественные особенности, например, отношения Zr/Nb, близки к таковым в базальтах континентальных плато и рифтов. Размещение палеогеновых базальтов контролировалось рассеянными зонами растяжения.

Вывод о внутриплитной природе вулканитов региона подтверждается новыми данными об изотопном составе Sr и Nd, свидетельствующими об источнике расплавов типа OIB.

Изотопные составы Sr и Nd в позднемезозойских плюмовых вулканитах Приморья аналогичны таковым позднемезозойских–раннекайнозойских базальтов Западного Забайкалья и Монголии [13, 14]. Этот факт и общность геохимических характеристик позволяют нам предположить, что периферия Северо-Азиатского плюма в позднем мезозое достигала континентальной окраины, позиция которой была близка к современной. Масштабы и длительность плюмовой активности на дальневосточной периферии были значительно меньшими, а источники, в частности вовлечение обогащенных мантийных компонентов, – иными. В Приморье малые объемы вулканитов свидетельствуют об активности разрозненных апофиз плюма. В предорогеновое время (в поздней юре–раннем мелу) плюмовые вулканиты формировались в эпиконтинентальных рифто-грабенах. В кайнозое были активными лишь разрозненные очаги дифференциации и каналы флюидного воздействия плюмовых магм. В отдельных тектонических узлах плюмовая магматическая и флюидная активность сохранялась и неоднократно возобновлялась в период от позднего мезозоя до эоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 03–05–64334).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 2. P. 221–253.
2. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. // *Петрология.* 2002. Т. 10. № 2. С. 189–209.
3. Баскина В.А., Лебедев В.А., Томсон И.Н. // *ДАН.* 2005. Т. 404. № 6. С. 788–792.
4. Баскина В.А. *Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений.* М.: Наука, 1985. С. 95–129.
5. Баскина В.А., Томсон И.Н., Аракелянц М.М., Полякова О.П. // *ДАН.* 2004. Т. 398. № 5. С. 652–655.

6. *Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Ленников А.М. и др.* Происхождение магматических пород. Материалы международного петрографического совещания. Апатиты, 2005. Т. 2. С.172–174.
7. *Сахно В.Г.* Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
8. *Zindler A., Hart S.R.* // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. № 14. P. 493–571.
9. *Hofmann A.W.* // *Nature.* 1997. V. 385. № 6613. P. 219–229.
10. *Tatsumi Y., Eggins S.* Subduction Zone Magmatism. Ann. Arbor: Blackwell Sci., 1995. 361 p.
11. *Dupuy C., Vidal P., Barszczus H.G., Chauvel C.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 82. P. 145–152.
12. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
13. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* // *Петрология.* 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
14. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* // *Петрология.* 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
15. *Yan Song, Frey F.A., Zhi X.* // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. P. 35–52.