

УДК 550.42:546.027

ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДАХ

Гусев А.И.

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бииск,
e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены данные по концентрациям и соотношениям изотопов стронция и неодима в шохонитовых гранитоидах Алтае-Саянской складчатой области, Большого Кавказа, Британских каледонид, Шотландии, Западного Кунь-Луна, Бразилии. Выделены 4 подтипа гранитоидов, различающихся степенями изотопной обогащённости и деплетированности. По соотношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечены широкие вариации значений от 0,7022 (мантийные значения) до 0,712958 (компонент обогащённой мантии с контаминацией корового материала). Все подтипы шохонитовых гранитоидов тяготеют к компонентам обогащённой мантии типов EM I и EM II. Это связывается с допущением о вовлечении в субдукционный процесс нижней части континентальной литосферы, или с субдуцированием в мантию терригенных осадков.

Ключевые слова: шохонитовые гранитоиды, изотопы стронция и неодима, мантийный компонент, подтипы шохонитовых гранитоидов

ISOTOPES STRONTIUM AND NEODIUM IN SHOSHONITIC GRANITOIDS

Gusev A.I.

The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru

Data on concentration and ratio isotopes strontium and neodium in shoshonites granitoids Alnai-Sajan belt area, Great Caucasus, British Caledonides, Scotland, Western Kun-Lun, Brazilia lead. Four subtypes granitoids detached that its differ by degrees isotopes enriched and depletion. The wide variations meaning of ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ noted from 0,7022 (mantle meanings) to 0,712958 (component enriched mantle with contamination of crust materials). All subtypes of shoshonite granitoids weigh upon for components enriched mantle types EM I and EM II. These connected with admission about involving in subduction process of lower continental lithosphere, or with subducing in mantle terrigenous deposits.

Keywords: Shoshonitic granitoids, isotopes strontium and neodium, mantle component, subtypes of shoshonitic granitoids

Петрогенетические типы гранитоидов пользуются большой популярностью у петрологов, занимающихся генезисом и геодинамическими обстановками их формирования. В последние годы к стандартным типам гранитоидов M, I, S, A добавлены вновь выделяемые шохонитовый (SH) и адакитовый (AD) типы [1, 7, 9].

Концентрации и соотношения изотопов стронция и неодима играют важную роль в понимании петрогенезиса изверженных пород [11]. Логично вытекает актуальность проведенных исследований в анализе соотношений изотопии указанных элементов для шохонитового типа гранитоидов. Целью настоящего исследования является – на основе авторских анализов и опубликованных данных по изотопам стронция и неодима в шохонитовых гранитоидах выявить петрологические особенности и закономерности их вариаций.

Породные типы шохонитовой группы гранитоидов включают ассоциации (кварцевый) монцодиорит – (кварцевый) монцонит – кварцевый сиенит, или монцонитовый гранит – гранит, или биотитовый (монцонитовый) гранит – диопсидовый гранит – диопсидовый сиенит. Биотит в шохонитовых гранитоидах относится к железистому флогопиту с небольшой долей эстонита и вы-

сокими отношениями $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Амфибол относится к эденитовой роговой обманке и магнезиальному гастингситу с некоторой долей эденита и высокими отношениями $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Породы показывают содержание SiO_2 от 52,77 до 71,85% и высокую сумму шлочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (более > 8%, в среднем 9,14%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (более > 1, в среднем 1,50) и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (0,85–1,51, в среднем 1,01) и низкое содержание TiO_2 (0,15–1,12%, в среднем 0,57%). Содержания Al_2O_3 варьируют от 13,01 до 19,20 мас. % и весьма вариабильны. Гранитоиды обогащены LILE, LREE и летучими компонентами, такими как F, B [1].

Нами на основе авторских анализов и литературных данных по изотопии стронция и неодима, представляющих различные регионы Мира, составлены таблица и рисунок.

Вариации $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ в различных породных группах шохонитовых гранитоидов колеблются в широком интервале значений от –15 до +3,2, а $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ – от +12,83 до +112,4, указывающих на крайнюю разнородность изотопов неодима и стронция в породах (см. таблицу).

Соотношения изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ имеются лишь для гранитов и биотитовых монцогранитов Западного Кунь-Луна, которые варьируют от 0,511879 до 0,512250.

Таблица 1

Изотопные составы стронция, неодима в шошонитовых гранитоидах

Плутон	Порода	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (t)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	ε _{Sr} (t)
Западный Датонг ⁷ (Зап. Куньлунь)	Кварцевый монцонит	0,511879	-2,8	0,708318	62,1
Северный Кудат ⁷ (Зап. Куньлунь)	Гранит	0,512190	-1,4	0,711946	112,4
Северный Кудат ⁷ (Зап. Куньлунь)	Гранит	0,512179	-3,8	0,709687	80,3
Северный Кудат ⁷ (Зап. Куньлунь)	Гранит	0,511923	-3,8	0,709842	82,5
Карибашенг ⁷	Битотитовый монцогранит	0,512250	-7,3	0,709132	65,9
Луговской (Салаир) ¹	Кварцевые монцодориты	-	1,95	-	31,3
Луговской (Салаир) ¹	Кварцевые монцодориты	-	1,93	-	30,2
Луговской (Салаир) ¹	Нордмаркит	-	2,11	-	29,71
Луговской (Салаир) ¹	Граниты умеренно-щелочные	-	2,69	-	21,12
Луговской (Салаир) ¹	Лейкограниты	-	2,93	0,7064	22,31
Айский (Горный Алтай) ¹	Монцогаббро 1 фазы	-	1,96	-	31,3
Айский (Горный Алтай) ¹	Монцонит 1 фазы	-	1,99	-	31,2
Айский (Горный Алтай) ¹	Меланоси-енит 1 фазы	-	2,15	-	30,4
Айский (Горный Алтай) ¹	Сиениты 2 фазы*	-	2,13	-	29,73
Айский (Горный Алтай) ¹	Сиениты 2 фазы	-	2,12	-	28,27
Айский (Горный Алтай) ¹	Граносиениты 2 фазы*	-	2,93	-	12,83
Айский (Горный Алтай) ¹	Граносиениты 2 фазы*	-	2,93	-	20,94
Айский (Горный Алтай) ¹	Умеренно-щелочные граниты 3 фазы*	-	2,90	0,7052	23,0,5
Айский (Горный Алтай) ¹	Умеренно-щелочные граниты 3 фазы*	-	2,72	-	21,14
Айский (Горный Алтай) ¹	Лейкограниты 4 фазы*	-	2,94	0,7068	20,37
Айский (Горный Алтай) ¹	Лейкограниты 4 фазы	-	2,93	0,7069	22,34
Бык, Бештау (Большой Кавказ) ²	Граносиениты, Граниты, Лейкограниты	-	-2,1-(-4,2)	-	70,1 70,3
Клуни (Британские каледониды) ⁴	Сиениты, граниты	0,512383-0,512587	2,6-3,2	0,705946-0,707118	23,1 22,1
Хэлмсдейл (Британские каледониды) ⁴	Сиениты, граниты	0,512036-0,512058	-3,0-(-11)	0,706808-0,712958	65,2 66,4
Стронциан (Британские каледониды) ⁴	Сиениты, граниты	0,512371-0,512445	-0,1-(+1,3)	0,706530-0,709052	45,2 50,1
Глен Дезари (Шотландия) ⁵	Сиениты	-	-1,3-(+2,5)	-	41,1 52,2
Рогарт (Шотландия) ⁶	Граниты	0,51206-0,51189	-4-(-7)	0,7057-0,7063	
Массивы провинции Борборема (Бразилия) ⁸	Сиенограниты	0,511202	-10-(-15)	0,706505	45 51
Массивы штата Бахиа (Бразилия) ¹⁰	Сиениты, монцониты	-	-10,6	0,7022-0,7042	45,5

Примечание. Данные заимствованы: 1 – Гусев, Гусев, 2011 [1]; 2 – Дубинина, Носова, 2010 [2]; 3 – Fowler et al., 2008 [6]; 5 – Fowler et al., 1992 [4]; 6 – Jiang, Jiang, et al., 2002 [7]; 7 – Guimaraes et al., 2005 [8]; 9 – Rios D.C., Conceicao H., Davis D.W. et al., 2009 [10]; 4 – Fowler et al., 2001 [5]. Прочерками в таблице отмечено отсутствие данных.

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ дают широкие вариации значений от 0,7022 (мантийные значения) до 0,712958 (компонент обогащённой мантии).

На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \epsilon_{\text{Sr}}(t)$ все значения соотношений указанных изотопов распадутся на 4 кучных поля фигуративных точек (см. рисунок).

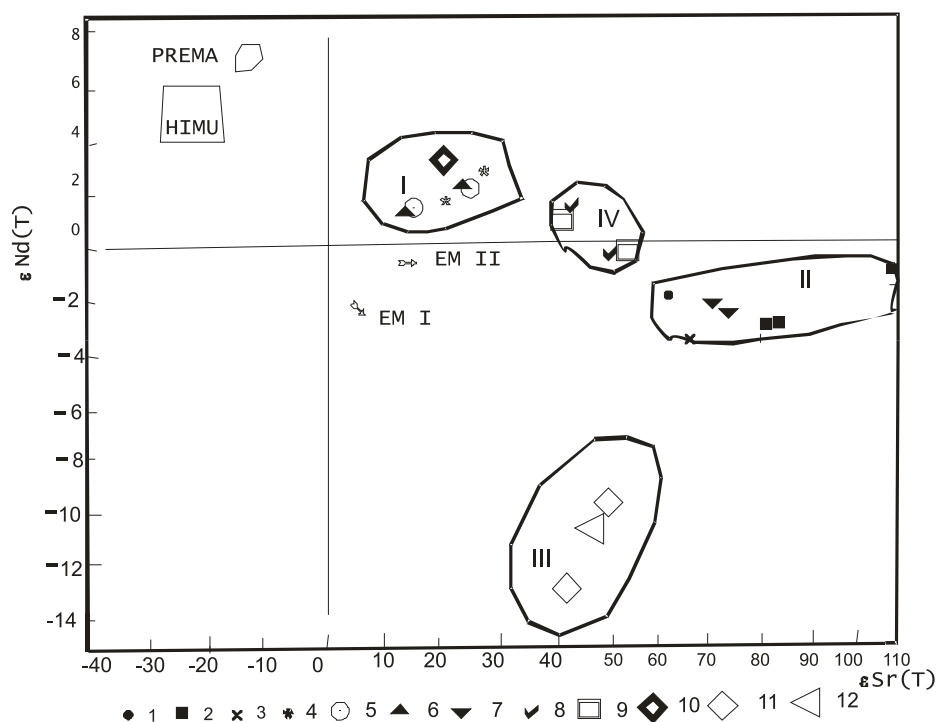


Рис. 1. Диаграмма $\epsilon_{\text{Sr}}(t) - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для шохонитовых гранитоидов.

Типы мантии по Зиндлеру и Харту [13]: EM I и EM II – обогащённая мантия типов I и II; PREMA – примитивная мантия; HIMU – мантия с высоким изотопным уран-свинцовым отношением. Поля I, II, III, IV – подтипы шохонитовых гранитоидов по степени изотопной обогащённости и деплетированности. Породы Западного Куньлуня: 1 – кварцевые монзониты (Западный Датонг); 2 – граниты биотитовые (Северный Куда); 3 – биотитовый гранит (Карибашенг); массивы Алтае-Саянской складчатой области: 4 – граниты и сиениты Луговского массива (Салаир), 5 – граниты и сиениты Айского массива (Горный Алтай), 6 – граниты и сиениты Саввушинского массива (Рудный Алтай); массивы Кавказских Минеральных Вод: 7 – граниты и граносиениты массивов Бык, Бештау, Кинжал, Верблюдка и др.; массивы Британских каледонид: 8 – монзониты и сиениты массива Стронциан; 9 – монзониты и сиениты массива Глен Дезари; 10 – монзониты и сиениты массива Клуни

Выделяются 3 крайних по степени деплетированности и обогащённости изотопами стронция и неодима и 1 промежуточный подтип шохонитовых гранитоидов по соотношению указанных изотопов.

Первый из них (Айский массив Горного Алтая, Саввушинский Рудного Алтая, Луговской Салаира и массив Клуни Британский каледонид) характеризуется наибольшей изотопной «деплетированностью» со значениями ϵ_{Nd} , варьирующими от 3,2 до 1,93 и соотношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между 0,7052 и 0,70711. Содержание стабильного изотопа $\delta^{18}\text{O}$ в этом типе Британских каледонид варьирует от 7,3 до 8,7‰ [3].

Второй крайний подтип – изотопно «обогащённый» (массивы Хэлмдэйл, Стрэт Хеллэдэйл, Лоч Лойял, Роггарт Британских каледонид, а также массивы Ка-

рибашенг, Западный Датонг Кунь-Луния и массивы Бык, Бештау, Верблюд Большого Кавказа), характеризуется отрицательными значениями ϵ_{Nd} (от –3,0 до –11), повышенными соотношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, варьирующими от 0,7065 до 0,7094. Стабильный изотоп кислорода даёт более широкий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ от +7,1 до 10,6‰. Для шохонитовых гранитоидов кавминводского комплекса Большого Кавказа установлена контаминация корового материала. Этим контаминантом считается осадочная карбонатная высокомагнезиальная порода, содержащая повышенные концентрации стронция и бария [2]. Для массива Карибашенг определены высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, негативные аномалии Nb и Ti, указывающие на источник пород с большой долей участия метаосадков [7]. Этот источник для

постколлизийных гималайских гранитоидов Кунь-Луна формировался на глубинах 55-60 км в условиях утолщённой нижней коры.

Третий подтип – изотопно «деплетированный» по неодиму и стронцию с соотношениями ϵ_{Nd} (от -10 до -15) (массивы штата Борборема и штата Бахиа в Бразилии). Для них характерны и самые низкие значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, ранжирующихся от 0,7022 до 0,706505. Значения $\epsilon_{Sr}(t)$ имеют промежуточные характеристики, варьирующие от 45 до 51. Самые низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,7022 до 0,7042 массивов штата Бахиа указывают на мантийный источник магм.

Промежуточный четвёртый тип – шошонитовые гранитоиды плутонов Стронциан и Глен Дезари, в которых обнаруживаются как низкие положительные значения, так и слабо отрицательные значения ϵ_{Nd} (от 1,3 до -0,1), а отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ ранжируются от 0,7052 до 0,7085. Для этого типа характерны самые низкие параметры стабильного изотопа кислорода ($\delta^{18}O$ от +6,7 до +8,0).

На диаграмме первый и четвёртый подтипы тяготеют к источнику мантии EM II, характеризующимися высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, низкими значениями ϵ_{Nd} и относительно обогащёнными радиогенным свинцом, что связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [3].

Третий подтип тяготеет к компоненту мантии EM I с умеренными изотопными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, низкими значениями

ϵ_{Nd} и нерадиогенным свинцом, что связывается с допущением о вовлечении в субдукционный процесс нижней части континентальной литосферы [12].

Таким образом, по соотношениям изотопов стронция и неодима в шошонитовом типе гранитоидов можно выделить 4 подтипа с варьирующими характеристиками изотопов по степени изотопной деплетированности и обогащённости.

Список литературы

1. Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. – М.: Изд-во РАН, 2011. – 125 с.
2. Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеенко А.С., Аранович Л.Я. Петрология. – 2010. – Т. 18, № 3. – С. 227-256.
3. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology // Cambridge University Press. – 1995. – 490 p.
4. Fowler M.B. Journal of the Geological Society. – London, 1992. – Vol. 149. – P. 209-220.
5. Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. Journal of the Geological Society. – London, 2001. – Vol. 158. – P. 521-534.
6. Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Lithos. – 2008. – Vol. 105. – P. 129-148.
7. Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.K., Rui X.J., Yang W.Z. Lithos. – 2002. – Vol. 63. – P. 165-183.
8. Guimaraes I.P., Filho A.F.S., Melo S.C., Macambira M.B. Gondwana Research. – 2005. – Vol. 8, №3. – P. 1-16.
9. Hou, Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X. Earth Planetary Science Letter. – 2004. – Vol. 220. – P. 139-155.
10. Rios D.C., Conceicao H., Davis D.W. et al. IV South American Symposium on Isotope Geology. – 2009. – P. 264-267.
11. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. – New York, 1993. – 345 p.
12. Tatsumoto M., Nakamura Y. Geochim. Cosmochim. – Acta, 1991. – Vol. 55. – P. 3697-3708.
13. Zindler A., Hart S.R. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1986. – Vol. 14. – P. 493-571.