

УДК 550.42:546.027

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПО ИЗОТОПАМ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДАХ**Гусев А.И.***Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск,
e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены данные по концентрациям, соотношениям изотопов стронция и неодима, а также мантийно-корового взаимодействия в шошонитовых гранитоидах Алтае-Саянской складчатой области, Большого Кавказа, Британских каледонид, Шотландии, Западного Кунь-Луна, Северо-Китайского Кратона, Бразилии. Выделены 4 подтипа гранитоидов, различающихся степенями изотопной обогащенности и деплетированности. По соотношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечены широкие вариации значений от 0,7022 (мантийные значения) до 0,712958 (компонент обогащенной мантии с контаминацией корового материала). Все подтипы шошонитовых гранитоидов тяготеют к компонентам обогащенной 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: Шошонитовые гранитоиды, изотопы стронция и неодима, мантийный компонент, мантийно-коровое взаимодействие, подтипы шошонитовых гранитоидов

MANTLE-CRUST INTERACTION ON ISOTOPES STRONTIUM AND NEODIUM IN SHOSHONITIC GRANITOIDS**Gusev A.I.***Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru*

Data on concentration and ratio isotopes strontium, neodium and mantle-crust interaction in shoshonites granitoids Alnai-Sajan belt area, Greate Caucasus, British Caledonides, Scotland, Western Kun-Lun, North China Craton, 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 contacted 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, mantle-crust interaction, 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 шошонитовый (SH) и адакитовый (AD) типы [1, 8, 10].

Концентрации и соотношения изотопов стронция и неодима играют важную роль в понимании петрогенезиса изверженных пород [13]. Логично вытекает актуальность проведенных исследований в анализе соотношений изотопии указанных элементов для шошонитового типа гранитоидов. Целью настоящего исследования является – на основе авторских анализов и опубликованных данных по изотопам стронция и неодима в шошонитовых гранитоидах выявить петрологические особенности и закономерности их вариаций, указывающих на мантийно-коровое взаимодействие. Породные типы шошонитовой группы гранитоидов включают ассоциации (кварцевый) монцодиорит – (кварцевый) монцонит – кварцевый сиенит, или монцонитовый гранит –

гранит, или биотитовый (монцонитовый) гранит – диопсидовый гранит – диопсидовый сиенит. Биотит в шошонитовых гранитоидах относится к железистому флогопиту с небольшой долей эстонита и высокими отношениями $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fet})$ и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Амфибол относится к эденитовой роговой обманке и магнезиальному гастингситу с некоторой долей эденита и высокими отношениями $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fet})$ и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Породы показывают содержание SiO_2 от 52.77 до 71.85 % и высокую сумму щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (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, 2].

Результаты исследований. Нами на основе авторских анализов и литературных данных по изотопии стронция и неодима, представляющих различные регионы Мира, составлены табл. 1 и рис. 1.

Таблица 1

Изотопные составы стронция, неодима в шошонитовых гранитоидах

| Плутон | Порода | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ |
|---|-------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|---------------------------------|------------------------------|
| Западный Датонг ⁷ (Зап. Куньлунь) | Кварцевый монзонит | 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 |
| Плутон Юквикапа (Западный Куньлунь) ¹¹ | Двуслюдяные сиенограниты | - | (-4,4) – (-6,3) | 0,7071-0,077 | - |
| Плутоны Мустага и Таэр (Западный Куньлунь) ¹¹ | Монцограниты | - | (-3,6) – (-7,3) | 0,7052 – 0,7104 | - |
| Позднепермские аппинит-гранитовые комплексы (Северо-Китайский Кратон) ¹² | Монцограниты | - | (-15,6) – (-16,3) | 0,7063 – 0,7066 | - |
| Луговской (Салаир) ¹ | Кварцевые монцодио-риты | - | 1,95 | - | 31,3 |
| Луговской (Салаир) ¹ | Кварцевые монцодио-риты | - | 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 | Монзонит 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, монзониты | - | -10,6 | 0,7022- 0,7042 | 45,5 |

Примечание. Данные заимствованы: 1- Гусев, Гусев, 2011 [1, 2]; 2 – Дубинина, Носова, 2010 [3]; 3 – Fowler et al., 2008 [7]; 5 – Fowler et al., 1992 [5]; 6- Jiang, Jiang, et al., 2002 [8]; 7- Guimaraes et al., 2005 [9]; 9 – Rios D.C, Conceicao H., Davis D.W. et al., 2009 [11]; 4 – Fowler et al., 2001 [6]; 11 – Kuritani, Kimura et al., 2013 [12]; 12 – Zhang, Xue, Yuan et al., 2012 [14]. **Прочерками в таблице отмечено отсутствие данных.**

Вариации $\epsilon_{Nd}(t)$ в различных породных группах шошонитовых гранитоидов колеблются в широком интервале значений от -15 до +3,2, а $\epsilon_{Sr}(t)$ – от +12,83 до +112,4, указывающих на крайнюю разнородность изотопов неода и стронция в породах (табл. 1). Соотношения изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ имеются лишь для гранитов и биотитовых монцогранитов Западного Кунь-Луны, кото-

рые варьируют от 0,511879 до 0,512250. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ дают широкие вариации значений от 0,7022 (мантийные значения) до 0,712958 (компонент обогащённой мантии).

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

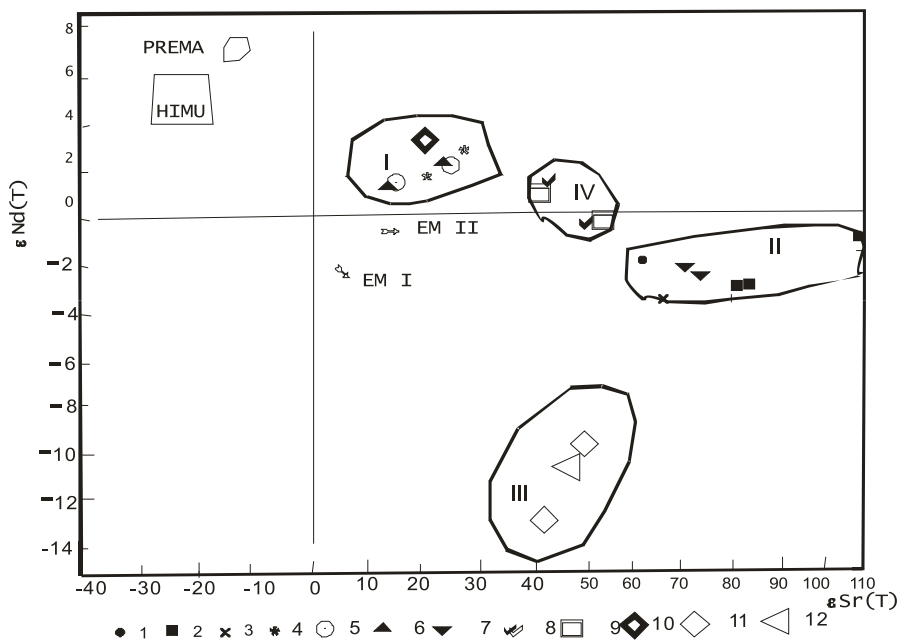


Диаграмма $\epsilon Sr(t) - \epsilon Nd(t)$ для шошонитовых гранитоидов

Типы мантии по Зиндлеру и Харту [16]: 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 шошонитовых гранитоидов по степени изотопной обогащённости и деплетированности. Породы Западного Куньлуна: 1 – кварцевые монцитоны (Западный Датонг); 2 – граниты биотитовые (Северный Кудэ); 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 – монцитоны и сиениты массива Стронциан; 9 – монцитоны и сиениты массива Глен Дезари; 10 – монцитоны и сиениты массива Клуни.

Выделяются 3 крайних подтипа по степени деплетированности и обогащённости

изотопами стронция и неода и I промежуточный подтип шошонитовых 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 ϵNd , варьирующими от 3,2 до 1,93 и соотношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ между 0,7052 и 0,70711. Содержание стабильного изотопа $\delta^{18}O$ в этом типе Британских каледонид варьирует от 7,3 до 8,7 ‰ [4]. Второй крайний подтип – изотопно «обогащённый» (массивы Хэлмсдэйл, Стрэт Хеллэдэйл, Лоч Лойял, Роггарт Британских каледонид, а также массивы Карибашенг, Западный Датонг Кунь-Луна и массивы Бык, Бештау, Верблюд Большого Кавказа), характеризуется отрицательными значениями ϵNd (от -3,0 до -11), повышенными соотношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, варьирующими от 0,7065 до 0,7094. Стабильный изотоп кислорода даёт более широкий разброс значений $\delta^{18}O$ от +7,1 до 10,6 ‰. Для шошонитовых гранитоидов кавминводского комплекса Боль-

шого Кавказа установлена контаминация корового материала. Этим контаминантом считается осадочная карбонатная высокомагнезиальная порода, содержащая повышенные концентрации стронция и бария [3]. Для массива Карибашенг определены высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, негативные аномалии Nb и Ti, указывающие на источник пород с большой долей участия метаосадков [8]. Этот источник для постколлизонных гималайских гранитоидов Кунь-Луна формировался на глубинах 55-60 км в условиях утолщенной нижней коры. Третий подтип – изотопно «деплементированный» по неодиму и стронцию с соотношениями ϵNd (от -10 до -15) (массивы штата Борборема и штата Бахиа в Бразилии). Для них характерны и самые низкие значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ранжирующихся от 0,7022 до 0,706505. Значения $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ имеют промежуточные характеристики, варьирующие от 45 до 51. Самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7022 до 0,7042 массивов штата Бахиа указывают на мантийный источник магм. Промежуточный четвертый тип – шошонитовые гранитоиды плутонов Стронциан и Глен Дезари, в которых обнаруживаются как низкие положительные значения, так и слабо отрицательные значения ϵNd (от 1,3 до -0,1), а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ранжируются от 0,7052 до 0,7085. Для этого типа характерны самые низкие параметры стабильного изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от +6,7 до +8,0).

На диаграмме первый и четвертый подтипы тяготеют к источнику мантии EM II, характеризующимися высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, низкими значениями ϵNd и относительно обогащенными радиогенным свинцом, что связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [4].

Третий подтип тяготеет к компоненту мантии EM I с умеренными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, низкими значениями ϵNd и нерадиогенным свинцом, что связывается с допущением о вовлечении в субдукционный процесс нижней части континентальной литосферы [14].

Обсуждение результатов. Изотопы стронция и неодима в шошонитовых гранитоидах колеблются в широких пределах, что связано с различной степенью проявления контаминации корового материала, первичным источником плавления мантийного субстрата и насыщенностью флюидами. По мнению китайских исследователей разнообразие шошонитовых гранитоидов связано с субдукцией в мантию терригенных коровых компонентов [14]. По нашим данным некоторые шошонитовые

гранитоиды обязаны своим происхождением в результате плюмтектоники и контаминацией коровых источников на путях движения и становления мантийных магм в глубинных очагах [1, 2]. Все подтипы шошонитовых гранитоидов тяготеют к компонентам обогащенной мантии типов EM I и EM II, связанных с вовлечением в сферу глубинных очагов терригенных компонентов нижней и верхней коры.

Выводы. Таким образом, по соотношениям изотопов стронция и неодима в шошонитовом типе гранитоидов можно выделить 4 подтипа с варьирующими характеристиками изотопов по степени изотопной деплементированности и обогащенности, обязанные разнообразным процессам мантийно-корового взаимодействия.

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. Гусев А.И. Изотопы стронция и неодима в шошонитовых гранитоидах // Успехи современного естествознания, 2011. – № 11. – С. 16-19.
3. Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеенко А.С., Аранович Л.Я. Изотопная (Sr, Nd, O) систематика высоко-Sr-Ba гранитоидов позднемиоценовых интрузивов района Кавказских Минеральных Вод // Петрология, 2010. – Т. 18. – № 3. – С. 227-256.
4. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1995. – 490 p.
5. Fowler M.B. Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessarry syenite, NW Scotland // Journal of the Geological Society. – London, 1992. – Vol. 149. – Pp. 209-220.
6. Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // Journal of the Geological Society, London, 2001, v.158, p.521-534.
7. Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highland Terrane of the British Caledonian Province // Lithos, 2008. – V. 105. – P. 129-148.
8. Jiang Y-H, Jiang S-Y, Ling H-F, Zhou X-K, Rui X-J, Yang W-Z. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjing, northwestern China: implications for granitoids genesis // Lithos, 2002. – V.63. – P. 165-183.
9. Guimaraes I.P., Filho A.F.S., Melo S.C., Macambira M.B. Petrogenesis of A-type Granitoids from the Alto Moxoto and Alto Pajeu Terranes of the Borborema Province, NE Brazil: Constraints from Geochemistry and Isotopic Composition // Gondwana Research, 2005. – V. 8. – No. 3. – Pp. 1-16.
10. Hou, Z.-Q., Gao, Y.-F., Qu, X.-M., Rui, Z.-Y., Mo, X.-X. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in South Tibet // Earth Planetary Science Letter, 2004. – V. 220. – Pp. 139-155.
11. Kuritani T., Kimura J-I, Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudaanchi volcano, northeast China // Lithos, 2013. – V. 156-159. – Pp. 1-12.
12. Rios D.C., Conceicao H., Davis D.W. et al. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data // IV South American Symposium on Isotope Geology, 2009. – P. 264-267.
13. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, 1993. – 345 p.
14. Tatsumoto M., Nakamura Y. Isotopes in granite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991. – V. 55. – Pp. 3697-3708.
15. Zhang S-H., Zhao Yu., Ye H., Hou K-J., Li C-F. Early Mesozoic alkaline complexes in the northern North China Craton: implications for cratonic lithospheric destruction // Lithos, 2012. – V. 155. – Pp. 1-18.
16. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986. – V.14. – P. 493-571.