

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПИИ Sm–Nd И Sr МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

© 2010 г. Г. А. Валуй, Е. Ю. Москаленко

Представлено академиком А.И. Ханчуком 20.04.2010 г.

Поступило 07.05.2010 г.

При изучении сложных процессов образования гранитных магм и особенно влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов широко используют изотопные составы Sm, Nd и Sr и геохимические исследования [8, 9 и др.]. Однако гранитоидные породы Приморья в изотопном отношении слабо изучены, так как систематических исследований изотопов до недавнего времени здесь не проводили. Имеются только отдельные определения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ гранитоидов в районе рудных месторождений – Востока-2, Тигриного, Лермонтовки, Арсеньевского и Вознесенского [5, 6, 11, 12 и др.] – и определение изотопов кислорода [2].

Нами впервые изучены изотопы Sm–Nd и первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах некоторых гранитоидных интрузивов Приморья. Объектами исследования явились позднемиеловые-палеоценовые магнетитовые гранитоиды приморской серии – Оприченский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский массивы (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) [1, 3], образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, и альб-сеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии (Южно-Приморская зона) – Успенский [10, 13] и Ливадийский массивы, а также эоценовые щелочные граниты мыса Орлова, сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины, согласно геодинамическим реконструкциям А.И. Ханчука [14], рис. 1. Таким образом гранитоидные объекты наших исследований, расположенные в зоне перехода континент–океан, позволяют сравнить условия выплавления расплавов в разных геодинамических обстановках – надсубдукционных и зонах скольжения литосферных плит.

Измерения изотопного состава Nd, а также концентрации Sm и Nd методом изотопного разбавления проводили на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Re + Re- и Ta + Re-лент в ГИН КНЦ РАН (Апатиты).

Определения Rb, Sr и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ производили прямыми измерениями на масс-спектрометрах МИ-1201В и МИ-1201 в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО

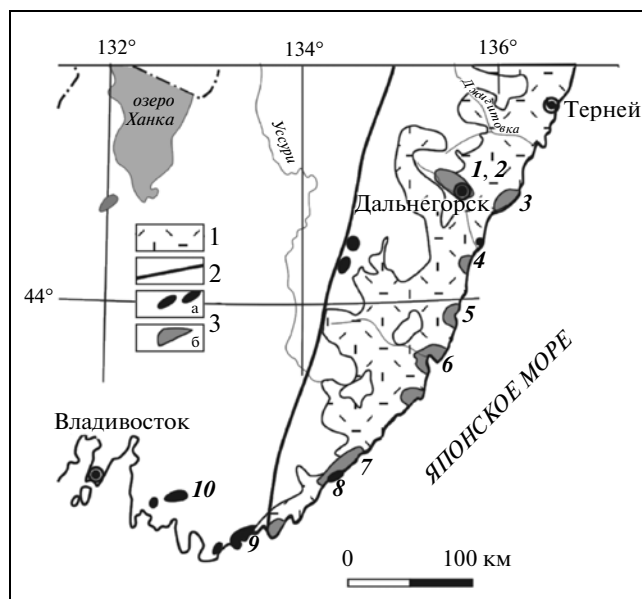


Рис. 1. Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья.

1 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом, 3 (а – раннемеловые и эоценовый, б – позднемиеловые-палеоценовые интрузивы). Жирным шрифтом указаны интрузивы: 1 – Дальнегорский, 2 – Николаевский, 3 – Оприченский, 4 – Бринеровский, 5 – Владимирский, 6 – Ольгинский, 7 – Валентиновский, 8 – мыса Орлова, 9 – Успенский, 10 – Ливадийский.

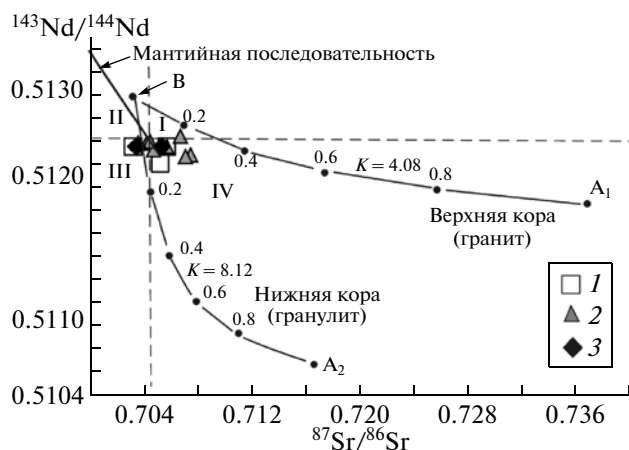


Рис. 2. Зависимость $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Показаны гиперболы смешения для пород континентальной коры (A_1 и A_2) и континентальных толеитовых базальтов (B), смешанных в различных соотношениях; квадранты I–IV по данным [3]. 1 – гранодиорит, 2 – гранит, 3 – диорит.

РАН (Магадан). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассчитывали, исходя из данных Ar–Ar-возраста.

Анализ полученных результатов показывает, что отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных породах изменяется в пределах 0.51234–0.51267. Это отношение имеет наибольшую величину в гранодиоритах Ливадийского массива, наименьшую – в адамеллитах Дальнегорского массива, слабо увеличиваясь при переходе от ранних основных (диоритов) к более поздним (гранитным) фазам внутри одного интрузива (табл. 1).

Величина ϵ_{Nd} для изученных пород колеблется от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до –5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Положительная величина ϵ_{Nd} означает, что Nd поступал из “обедненных” источников, имеющих более высокое отношение Sm/Nd по сравнению с CHUR, тогда как отрицательное значение ϵ_{Nd} подразумевает его поступление из “обогащенных” источников с более низкими отношениями Sm/Nd, чем в хондритовом резервуаре [9]. Положительные значения ϵ_{Nd} , обнаруженные для позднемеловых-палеоценовых гранитов восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса – Опричненского (+0.94), Валентиновского (+0.05 и +0.17) массивов и мыса Орлова (0.17), а также гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69), показывают, что эти породы могли произойти из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в более ранний период времени [9].

Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение ϵ_{Nd} . Это свидетельствует о

том, что они могли произойти путем переработки или ассимиляции древних коровых пород, в которых отношение Sm/Nd было понижено при их первоначальном отделении от хондритового резервуара. Самые большие отрицательные величины ϵ_{Nd} имеют надсубдукционные позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: дальнегорские адамеллиты (–5.13), николаевские габбро-диориты (–3.42), раннемеловые гранодиориты (–3.29) и граниты (–3.14) Успенского массива трансформной континентальной окраины.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов вулканического пояса имеет достаточно низкие значения первичного (Sr_0) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7032–0.7034 для диоритов и гранодиоритов и 0.704–0.706 для гранитов), тогда как для раннемеловых гранитоидов Успенского массива оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями Sr_0 обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083, обр. В-1053а, табл. 1). При этом при контактовые фации гранитов имеют заметно более низкие отношения, чем центральные части массивов. Например, в Опричненском массиве при контактовые (закаленные) фации гранитов имеют первичные отношения Sr_0 , равные 0.7056 (обр. В-231д), а в центральной части – 0.7067 (обр. В-267), в Ольгинском интрузиве – 0.7047 (обр. В-591) и 0.7074 (обр. В-767) соответственно. Как было показано ранее [1, 3], вкост простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса происходит углубление магматических очагов от 12–15 км (прибрежная зона) до 18–20 км (Дальнегорский район). В этом же направлении возрастает первичное отношение Sr_0 : в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034 (обр. В-300), тогда как в габбро-диоритах Николаевского массива – 0.7059 (обр. В-1554а), в прибрежных гранитах восточной части вулканического пояса – 0.7044–0.7048 (обр. В-940, В-1022 и В-591), а в дальнегорских адамеллитах западной части пояса – 0.7061 (обр. В-1498о).

Для генетической интерпретации полученные результаты анализов были нанесены на диаграмму $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2), на которой показаны линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, смешанных в различных соотношениях, по Г. Фору [9].

На диаграмме точки изученных пород располагаются на продолжении линии мантийной последовательности, преимущественно в верхней левой части IV квадранта, тяготея в основном к гиперболе смешения базальт–гранулит с небольшой долей последнего в расплаве (~10%). Это мо-

Таблица 1. Изотопные Sm–Nd- и Rb–Sr-данные для мел-палеогеновых гранитоидов Приморья

№ п/п	Образец	Возраст, млн. лет	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε ₀	ε _{Nd}
Раннемеловые (альб-сеноманские) гранитоиды								
1	К-159к	103	3.157	10.165	0.187739	0.512471	–3.26	–3.14
2	В-1342	100	5.995	32.235	0.112431	0.512414	–4.37	–3.29
3	В-29	98	3.88	21.046	0.11146	0.51267	0.62	1.69
Позднемеловые-палеоценовые гранитоиды								
4	В-1021в	90	4.687	23.442	0.12079	0.512556	–1.60	–1.05
5	В-1554а	83 (60)	4.905	22.637	0.130976	0.512437	3.92	–3.42
6	В-300	81	4.016	18.723	0.129652	0.512569	–1.35	–0.65
7	В-494	70	3.521	17.677	0.120409	0.512594	–0.86	–0.18
8	В-909а	67	5.56	32.556	0.103248	0.512412	–4.41	–3.61
9	В-1472	63	4.107	20.827	0.119218	0.512556	–1.80	–0.98
10	В-1475а	59	6.644	34.64	0.115955	0.512561	–1.50	–0.89
11	В-1498о	59 (64)	7.667	39.727	0.11669	0.512344	–5.74	–5.13
12	В-940	57	4.051	22.746	0.107668	0.512507	–2.56	–1.91
13	В-1022	57	2.856	15.782	0.10941	0.512608	–0.59	0.05
14	В-591	57	3.746	21.058	0.107524	0.512526	–2.18	–1.54
15	В-767	57	4.025	20.758	0.117221	0.512493	–2.83	–2.25
16	В-231д	54	8.811	42.967	0.123968	0.512555	–162	–1.12
17	В-267	54(65)	5.866	31.997	0.110823	0.512656	0.35	0.94
18	В-338	54	4.972	28.32	0.102286	0.51259	–0.94	–0.29
Эоценовые гранитоиды								
19	В-1053а	41	8.563	40.78	0.126937	0.512628	–0.20	0.17
№ п/п	Образец	<i>T</i> _{DM-1}	<i>T</i> _{DM-2}	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	Rb/Sr, ат. отн.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr ₀
		млн. лет		ppm				
1	К-159к	3969	1181	–	–	–	–	0.707*
2	К-1342	1110	1191	–	–	–	–	0.705*
3	В-29	718	775	27.18	46.00	0.5834	0.7065	0.7057
4	В-1021в	978	969	25.48	32.86	0.767	0.7059	0.7053
5	В-1554а	1316	1169	8.62	52.69	0.162	0.7061	0.7059
6	В-300	1056	956	19.82	35.56	0.551	0.7040	0.7034
7	В-494	911	908	32.27	23.48	1.359	0.7048	0.7035
8	В-909а	1021	1191	39.07	20.78	1.859	0.7066	0.7051
9	В-1472	961	968	25.20	33.53	0.743	0.7038	0.7032
10	В-1475а	921	958	44.65	12.52	3.524	0.7089	0.7058
11	В-1498о	1268	1311	33.01	21.55	1.514	0.7074	0.7061
12	В-940	927	1041	40.48	19.62	2.040	0.7064	0.7048
13	В-1022	795	878	32.27	19.23	1.659	0.7057	0.7044
14	В-591	898	1010	36.52	17.69	2.041	0.7064	0.7047
15	В-767	1040	1069	39.07	14.30	2.700	0.7096	0.7074
16	В-231д	1013	973	25.76	7.63	3.336	0.7082	0.7056
17	В-267	735	801	28.31	7.92	3.5312	0.7094	0.7067
18	В-338	769	904	29.73	14.98	1.962	0.7057	0.7042
19	В-1053а	920	855	39.44	2.02	19.296	0.7195	0.7083

Примечание. Успенский массив: 1 – граниты, 2 – гранодиориты; Ливадийский: 3 – гранодиориты; Валентиновский: 4 – диориты, 8 – гранодиориты, 12, 13 – граниты; Николаевский: 5 – габбро-диориты; Опричненский: 6 – диориты, 16–18 – граниты; Владимирский: 7 – гранодиориты; Бринеровский: 9 – гранодиориты, 10 – граниты; Дальнегорский: 11 – адамеллиты; Ольгинский: 14, 15 – граниты; мыса Орлова: 19 – щелочные граниты.

* Данные [15].

жет свидетельствовать о происхождении таких пород из расплавов, возникших при контаминации мантийных расплавов гранулитом с низким отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в связи с тем, что в процессе образования они были обеднены Rb. Состав наших гранитов занимает на этой диаграмме промежуточное место между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии [9]. Часть наших анализов смещена влево в III квадрант из-за более низких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703) в отличие от составов некоторых батолитов Сьерра-Невады (рис. 13.8 в работе [9]).

Как отмечает Г. Фор [9], модельные датировки соответствуют времени в прошлом, когда отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породе было равно этому отношению в CHUR. Модельные Sm–Nd-датировки, полученные для изученных образцов (табл. 1), свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеоценовых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, генетически связанных с мантией, и контаминированы нижнекоровыми породами протерозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и, согласно [4, 7], представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, ϵ_{Nd} которых равно +3.8 [7]. Возможно, именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Позднемеловые-палеоценовые породы массивов западной части вулканического пояса – Николаевские габбро (обр. В-1554а), Дальнегорские адамеллиты (обр. В-1498о) и раннемеловые Успенские гранодиориты (обр. В-1342) – образовались при контаминации магм наиболее древними породами (1200–1300 млн. лет), а Ливадийские гранодиориты (обр. В-29) – более “молодыми” (718 млн. лет), табл. 1. Самый древний модельный возраст (и, видимо, нереальный) получен для мусковит-гранатовых гранитов Успенского массива (обр. К-159к) $T_{\text{DM-1}} = 3.969$ млрд. лет, тогда как $T_{\text{DM-2}} = 1181$ млн. лет (табл. 1).

Таким образом, позднемеловые-палеоценовые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, сформировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, характеризуются более низкими и даже положительными значениями ϵ_{Nd} , более низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Гранитоиды западной части этого вулканического пояса (Дальнегорские адамеллиты и Николаевские габбро), раннемеловые Успенские (Южно-Приморская зона) и эоценовые граниты мыса Орлова

(Прибрежная зона), образовавшиеся в геодинамической обстановке трансформной окраины, имеют изотопную характеристику, свидетельствующую о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

В целом, впервые полученные авторами изотопные Sm–Nd- и Rb–Sr-характеристики мел-палеоценовых гранитоидов Приморья свидетельствуют об их образовании из расплавов, ведущих свое происхождение из мантии с небольшой долей корового компонента, что характерно для пород молодой коры, формирующейся в зоне перехода континент–океан.

Авторы благодарны Т.Б. Баяновой и П.А. Серову (Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты) и В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, Магадан) за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (грант 09-3-Ф-08-396).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валуй Г.А.* // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. С. 37–51.
2. *Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А.* // ДАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 363–367.
3. *Валуй Г.А., Стрижкова А.А.* Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 199 с.
4. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969. 695 с.
5. *Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н.* // ДАН. 1990. Т. 312. № 5. С. 1183–1185.
6. *Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И.* // ДАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 473–476.
7. *Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. и др.* // ДАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813–815.
8. *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Тр. ГИН. 2000. В. 535. 226 с.
9. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
10. *Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А. и др.* // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 664–668.
11. *Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А. и др.* // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 2. С. 17–28.
12. *Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. и др.* // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 1. С. 99–108.
13. *Шипулин Ф.К.* Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связанное с ними оруденение // Тр. ИГЕМ. 1957. В. 3. 280 с.
14. *Khanchuk A.I.* // Earth Sci. 2001. V. 55. № 5. P. 275–291.
15. *Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al.* // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 2004. V. 16. P. 227–271.