

ЭВОЛЮЦИЯ Nd-Sr ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

Г.А. Валуй, Е.Ю. Москаленко

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: gvalui@mail.ru

Поступила в редакцию 21 марта 2012 г.

Впервые проведено изучение изотопов Nd и Sr в позднемеловых–палеогеновых магнетитовых гранитоидах приморской серии – Опричненском, Дальнегорском, Бринеровском, Владимирском, Ольгинском и Валентиновском массивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВП), и раннемеловых ильменитовых гранитоидах татибинской серии Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса (ЦСАПП) – Успенском и Ливадийском массивах, а также в эоценовых щелочных гранитах мыса Орлова. Установлено, что гранитоиды восточной части ВСАВП характеризуются более низкими отрицательными и даже положительными значениями ϵ_{Nd} , более низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704–0.706) в целом по сравнению с гранитоидами западной части пояса (дальнегорские адамеллиты и николаевские габбро) и раннемеловыми успенскими гранитоидами ЦСАПП (0.706–0.707 и $\epsilon_{Nd} = (-3.14)–(-3.29)$), изотопная характеристика которых свидетельствует о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании. Выявлено синхронное возрастание $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от ранних основных к поздним кислым фазам и от приконтактовых к центральным частям внутри одного массива, тогда как в парах порода – автолит $^{87}Rb/^{86}Sr$ уменьшается, а $^{87}Sr/^{86}Sr$ – увеличивается. В целом полученные авторами Sm-Nd и Rb-Sr изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Приморья свидетельствуют об их образовании из расплавов, ведущих свое происхождение из пород с мантийными параметрами и непродолжительной коровой историей, не проходивших рециклинга, что характерно для гранитообразования в зоне перехода континент–океан.

Ключевые слова: изотопы Nd, Sr, гранитоиды, мел, палеоген, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd системы широко используются при изучении сложных процессов образования гранитных магм и особенно влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов [11, 16]. Однако систематических исследований изотопов в гранитоидах Приморья до недавнего времени не проводилось, имеются только отдельные определения первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ гранитоидов в районе рудных месторождений: Востока-2, Тигриного, Лермонтовки, Арсеньевского и Вознесенки [7, 8, 18, 19] – и определение изотопов кислорода [4].

Авторами впервые проведено изучение изотопных систем Sm-Nd, Rb-Sr и $\delta^{18}O$ [4] в породах некоторых гранитоидных интрузивов Приморья: в раннемеловых ильменитовых гранитоидах татибинской серии Сихотэ-Алинского плутонического пояса (Южно-Приморская зона) – Успенском и Ли-

вадийском массивах, позднемеловых–палеогеновых магнетитовых гранитоидах приморской серии Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса – Опричненском, Дальнегорском, Бринеровском, Владимирском, Ольгинском и Валентиновском массивах, а также в эоценовых щелочных гранитах мыса Орлова (рис. 1).

Полученные результаты предоставили нам не только количественные отношения изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных породах, но и позволили рассмотреть изменения величин этих отношений при дифференциации расплавов в глубинных условиях и при внутрикамерной кристаллизации.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерения изотопного состава Nd и концентрации Sm и Nd методом изотопного разбавления проводилось на семиканальном твердофазном масс-

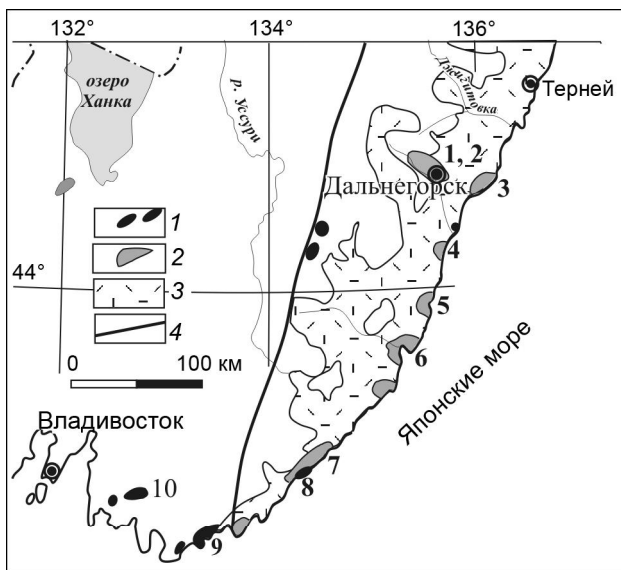


Рис. 1. Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья.

1–2 – гранитоидные интрузивы: 1 – татибинской серии, 2 – приморской серии; 3 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Цифрами обозначены интрузивы: 1 – Дальнегорский, 2 – Николаевский, 3 – Опричненский, 4 – Бринеровский, 5 – Владимирский, 6 – Ольгинский, 7 – Валентиновский, 8 – мыса Орлова, 9 – Успенский, 10 – Ливадийский.

спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Re+Re и Ta+Re лент в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике.

Определения Rb, Sr и современных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ производились прямыми измерениями на масс-спектрометрах МИ-1201В и МИ-1201 в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) по стандартной методике. Расчет первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) произведен, исходя из данных Ar-Ag возраста, сделанных ранее.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМЫХ ГРАНИТОИДОВ

Объектами исследования явились образовавшиеся в субдукционной геодинамической обстановке массивы мел-палеогеновых магнетитовых гранитоидов приморской серии Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса – Опричненский, Дальнегорский, Бринеровский, Владимирский, Ольгинский и Валентиновский [1, 2], и сформировавшиеся в условиях трансформной континентальной окраины альбсеноманские ильменитовые гранитоиды татибинской серии Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса – Успенский [17, 20], Ливадийский массивы, и эоценовые щелочные граниты мыса Орлова, согласно геодинамическим реконструкциям А.И. Ханчука [21].

Детальная петрогеохимическая характеристика изученных массивов приводится в работах [1, 3, 9, 13, 14].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Установлено, что отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных породах изменяется в пределах 0.51234 до 0.51267. Наибольшая величина этого отношения наблюдается в гранодиоритах Ливадийского массива, наименьшая – в адамеллитах Дальнегорского массива, обнаруживая слабое увеличение этого отношения от ранних основных (диоритов) к более поздним (гранитным) фазам внутри одного интрузива (табл. 1).

Величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ для изученных пород варьирует от +1.69 (гранодиориты Ливадийского массива) до -5.1 (адамеллиты Дальнегорского массива). Самые низкие отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ имеют позднемеловые–палеоценовые породы массивов западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса – дальнегорские адамеллиты (-5.13), николаевские габбродиориты (-3.42), а также раннемеловые гранодиориты (-3.29), граниты (-3.14) Успенского массива южной части Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса.

Большинство изученных мел-палеогеновых гранитоидов вулкано-плутонического пояса имеют достаточно низкие значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) (0.7032–0.7034 для диоритов и гранодиоритов и 0.704–0.706 для гранитов), тогда как для раннемеловых успенских гранитоидов оно составляет 0.707. Самыми высокими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) обладают самые молодые эоценовые щелочные граниты мыса Орлова (0.7083, обр. В-1053а, табл. 1). Как было показано ранее [1, 2], вкрест простирания Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса происходит углубление магматических очагов от 12–15 км (Прибрежная зона) до 18–20 км (Дальнегорский район) и в этом же направлении происходит возрастание первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0): в диоритах Опричненского массива оно составляет 0.7034 (обр. В-300), тогда как в габбродиоритах Николаевского массива – 0.7059 (обр. В-1554а); в прибрежных гранитах 0.704–0.705, а в дальнегорских адамеллитах – 0.706 (обр. В-1498о).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На диаграмме начальных изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2), на которой показаны линии смешения расплавов для пород континентальной коры (гранитов и гранулитов) и континентальных толеитовых базальтов, по Г. Фору [16], точки изученных пород располагаются на продолжении линии «мантийной последовательности», преимущественно в

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

п/п	Образец	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd0	$\epsilon\text{Nd(T)}$
Раннемеловые (альб-сеноманские) гранитоиды								
1	К-159к	103	3.157	10.165	0.1877	0.51247	-3.3	-3.1
2	В-1342	100	5.995	32.235	0.1124	0.51241	-4.4	-3.3
3	В-29	98	3.880	21.046	0.1115	0.51267	0.6	1.7
Позднемеловые-палеоценовые гранитоиды								
4	В-1021в	90	4.687	23.442	0.1208	0.51256	-1.6	-1.1
5	В-1554а	83 (60)	4.905	22.637	0.1310	0.51244	3.9	-3.4
6	В-300	81	4.016	18.723	0.1297	0.51257	-1.4	-0.7
7	В-295в	-	3.923	19.116	0.1241	0.51244	-3.9	-3.1
8	В-494	70	3.521	17.677	0.1204	0.51259	-0.9	-0.2
9	В-909а	67	5.56	32.556	0.1032	0.51241	-4.4	-3.6
10	В-1472	63	4.107	20.827	0.1192	0.51256	-1.8	-1.0
11	В-1472а	-	3.327	15.946	0.1261	0.51253	-2.1	-1.5
12	В-1475а	59	6.644	34.64	0.1159	0.51256	-1.5	-0.9
13	В-1498о	59 (64)	7.667	39.727	0.1167	0.51234	-5.7	-5.1
14	В-940	57	4.051	22.746	0.1077	0.51251	-2.6	-1.9
15	В-1022	57	2.856	15.782	0.1094	0.51261	-0.6	0.1
16	В-1022з	-	3.506	19.101	0.1110	0.51257	-1.4	-0.8
17	В-591	57	3.746	21.058	0.1075	0.51253	-2.2	-1.5
18	В-767	57	4.025	20.758	0.1172	0.51249	-2.8	-2.3
19	В-231д	54	8.811	42.967	0.1240	0.51256	-1.6	-1.1
20	В-1771	-	4.542	22.383	0.1227	0.51265	0.1	0.7
21	В-267	54(65)	5.866	31.997	0.1108	0.51266	0.4	0.9
22	В-338	54	4.972	28.320	0.1023	0.51259	-0.9	-0.3
23	В-314в	-	4.348	17.718	0.1483	0.51262	-0.4	-0.1
Эоценовые граниты								
24	В-1053а	41	8.563	40.78	0.1269	0.51263	-0.2	0.2

№	Образец	T_{DM-1}	T_{DM-2}	^{87}Rb	^{87}Sr	Rb/Sr, ат. отн	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr_0
		млн лет		ppm				
Раннемеловые (альб-сеноманские) гранитоиды								
1	К-159к	3969	1181					0.707*
2	К-1342	1110	1191				-	0.705*
3	В-29	718	775	27.18	46.00	0.583	0.7065	0.7057
Позднемеловые-палеоценовые гранитоиды								
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-295в	1210	1161	15.12	39.37	0.384	0.7065	0.7061
8	В-494	911	908	32.27	23.48	1.359	0.7048	0.7035
9	В-909а	1021	1191	39.07	20.78	1.859	0.7066	0.7051
10	В-1472	961	968	25.20	33.53	0.743	0.7038	0.7032
11	В-1472а	1080	1014	20.09	38.08	0.521	0.7033	0.7028
12	В-1475а	921	958	44.65	12.52	3.524	0.7089	0.7058
13	В-1498о	1268	1311	33.01	21.55	1.514	0.7074	0.7061
14	В-940	927	1041	40.48	19.62	2.040	0.7064	0.7048
15	В-1022	795	878	32.27	19.23	1.659	0.7057	0.7044
16	В-1022з	871	949	31.93	32.07	0.984	0.7072	0.7064
17	В-591	898	1010	36.52	17.69	2.041	0.7064	0.7047
18	В-767	1040	1069	39.07	14.30	2.700	0.7096	0.7074
19	В-231д	1013	973	25.76	7.63	3.336	0.7082	0.7056
20	В-1771	849	826	39.41	30.47	1.272	0.7067	0.7057
21	В-267	735	801	28.31	7.92	3.531	0.7094	0.7067
22	В-338	769	904	29.73	14.98	1.962	0.7057	0.7042
23	В-314в	1241	883	18.40	39.24	0.464	0.7088	0.7085
Эоценовые граниты								
24	В-1053 а	920	855	39.44	2.02	19.296	0.7195	0.7083

верхней левой части IV квадранта, тяготея в основном к гиперболе смещения «базальт–гранулит» с небольшой долей последнего в расплаве (около 10 %), что может свидетельствовать о происхождении изученных гранитоидов из расплавов, возникших в результате плавления пород мантийного происхождения при незначительной контаминации нижнекоровыми породами с низкими первичными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0). Составы наших гранитов занимают на диаграмме рис. 2 промежуточное положение между калифорнийскими батолитами и каледонскими гранитами Шотландии [16]. Часть фигуративных точек наших образцов смещена влево в III квадрант из-за более низких первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) = 0.703 в отличие от составов некоторых батолитов Сьерра-Невады [16], причем не выявлено существенных отличий для гранитоидов, сформированных в надсубдукционных условиях и трансформных окраинах континентов.

Полученные положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ означают, что расплав поступал из «обедненных» источников, имеющих более высокое отношение Sm/Nd по сравнению с CHUR, тогда как отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ подразумевают происхождение расплавов из «обогащенных» источников с более низкими отношениями Sm/Nd , чем в хондритовом резервуаре [16]. Положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, обнаруженные для альб-сеноманских гранодиоритов Ливадийского интрузива (+1.69) Южно-Приморской зоны Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса, поздне-меловых–палеоценовых гранитов Валентиновского (+0.05) восточной части Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и эоценовых щелочных гранитов мыса Орлова (+0.17), показывают, что сформировавшие их расплавы могли произойти из источника со значительной долей вещества деплетированной мантии.

Большая часть изученных образцов имеет отрицательное значение $\epsilon\text{Nd}(T)$, что свидетельствует о том, что они могли произойти путем ассимиляции древних коровых пород, в которых было понижено отношение Sm/Nd .

Модельные Sm-Nd датировки, полученные для изученных образцов (табл. 1), свидетельствуют о том, что материнские расплавы меловых и мел-палеогеновых гранитоидов Приморья могли произойти из магм, контаминированных нижнекоровыми породами про-

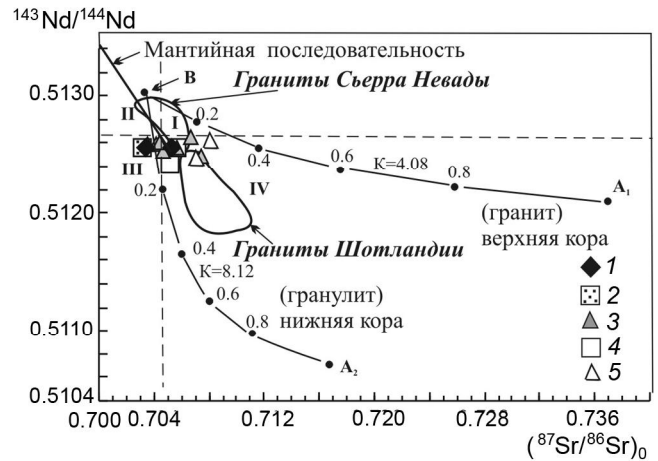


Рис. 2. Зависимость $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Гиперболы смещения для пород континентальной коры (A_1 и A_2) и континентальных толеитовых базальтов (В), смешанных в различных соотношениях, и поля I–IV по [16], с точками изученных массивов. Надсубдукционные гранитоиды: 1 – диорит, 2 – гранодиорит, 3 – гранит; гранитоиды трансформных окраин: 4 – гранодиорит, 5 – гранит.

терозойского возраста. Протерозойские породы на территории Приморья обнажаются в пределах Ханкайского массива и представлены [6, 10] биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов. Согласно [10], $\epsilon\text{Nd}(T)$ амфиболитов равно +3.8. Возможно, именно они или продукты их разрушения и послужили источником первичных магм рассматриваемых интрузивов.

Поздне-меловые–палеогеновые породы массивов западной части вулканического пояса – Дальнегорские габбродиориты (обр. В-1554а) и адамеллиты (обр. В-1498-о) – и ранне-меловые успенские гранодиориты (обр. В-1342) образовались при контаминации магм наиболее древними породами (1200–1300 млн л.), а ливадийские гранодиориты – более «молодыми» (обр. В-29 – 718 млн л., табл. 1). Самый древний модельный возраст (и, видимо, нереальный) получен для мусковит-гранатовых гранитов Успенского массива (обр. К-159к, TDM-1 = 3.9 млрд л., тогда как их TDM-2 = 1182 млн л., табл. 1). Необходимо отметить, что детально петрологически изученные мусковит-гранатовые граниты являются не метасоматическими образованиями, а магматическими породами, кри-

Примечание к таблице 1. Успенский массив: 1 – граниты, 2 – гранодиориты; Ливадийский: 3 – гранодиориты; Валентиновский: 4 – диориты, 9 – гранодиориты, 14, 15 – граниты, 16 – автолит в гранитах; Николаевский: 5 – габбродиориты; Оприченский: 6 – диориты, 7 – автолит в диоритах, 19, 21, 22 – граниты, 20, 23 – автолиты в гранитах; Владимирский: 8 – гранодиориты; Бринеровский: 10 – гранодиориты, 11 – автолит в гранодиорите, 12 – гранит; Дальнегорский: 13 – адамеллиты; Ольгинский: 17, 18 – граниты; Мыса Орлова: 24 – щелочные граниты; * – по [23].

сталлизовавшимися из расплавов с высоким содержанием воды.

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}(T)$ (рис. 3) фигуративные точки пород изученных массивов Приморья лежат на продолжении мантийной совокупности ниже фигуративных точек для пород островных дуг, на уровне значений для морской воды Тихого океана, наводя на мысль, что морская вода принимала участие в плавлении пород верхней континентальной коры при образовании исходных расплавов [15].

По мнению ряда исследователей [21, 24], Sr-O изотопная систематика изверженных пород может быть важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации. Коровая контаминация (ассимиляция вмещающих пород в магматической камере) должна сопровождаться обратной корреляцией концентраций и начальных изотопных отношений Sr, а Sr-O линия смешения должна тяготеть к гиперболе, выгнутой вверх. Контаминация же источника (мантийный метасоматоз) должна сопровождаться увеличением содержания Sr, а линия смешения будет представлять гиперболу, сильно прогнутую вниз [11, 24].

Точки состава пород некоторых массивов были нанесены на диаграмму $\delta^{18}\text{O} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) (S_r_0)$, построенную ранее для гранитоидных пород массивов Центрального Сихотэ-Алиня и побережья Японского моря [4] (рис. 4). Установлено, что изотопные характеристики гранодиоритов Валентиновского массива, также как и адамеллитов Зимнего и монцонитов ключа Лапшина, соответствуют таковым магм (расплавов), образованных путем контаминации источника с отношением концентраций Sr в контаминанте 1:5, а граниты Валентиновского и гранодиориты Ливадийского – с соотношением 1:2. Граниты Водораздельного и Успенского массивов татибинской серии по изотопным характеристикам соответствуют модельной линии коровой контаминации с отношением $Sr(M):Sr(K) = 2:1$, а диориты Опричненского, граниты Владимирского и гранодиориты Успенского и Криничного массивов – вблизи линии коровой контаминации 5:1. Фигуративные точки всех пород интрузивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (надсубдукционные образования) на этой диаграмме расположены значительно ближе к мантийной координате, чем точки пород массивов татибинской серии (образования трансформной окраины), обнаруживающие большую степень контаминации коровыми породами (рис. 4).

Наряду с Nd-Sr изотопными систематиками содержание Ni и Sr в породах также может служить индикатором генезиса магм – в верхней или нижней коре появились искомые расплавы. Содержание Ni и

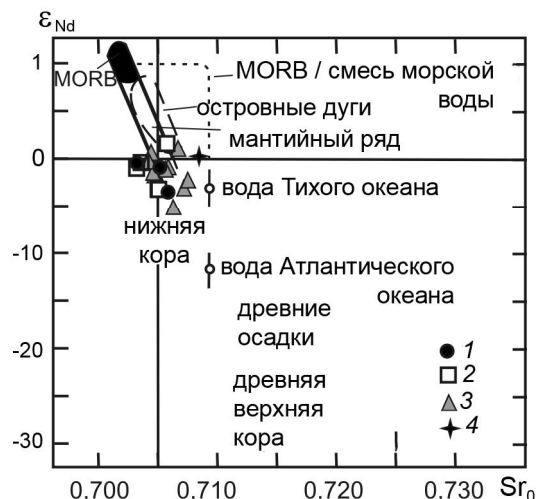


Рис. 3. Зависимость $\epsilon\text{Nd}-S_r_0$ [15] для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты, 4 – щелочной гранит.

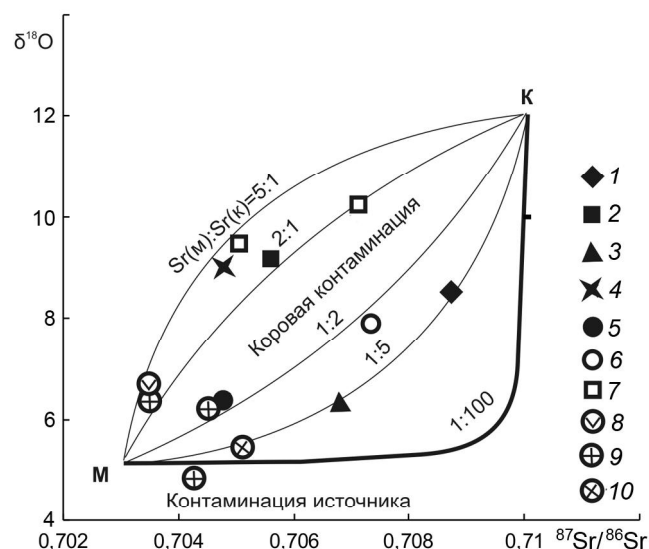


Рис. 4. Модельные Sr- $\delta^{18}\text{O}$ изотопные графики смешения мантийного (M) и корового (K) вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминанте [15].

Цифры на линиях – отношения концентраций Sr в мантии или магме к концентрациям в контаминанте. Точки массивов: 1 – монцонит (кл. Лапшина), 2 – гранит (Водораздельный), 3 – адамеллит (Зимний), 4 – гранодиорит (Криничный), 5 – гранодиорит (Ливадийский), 6 – гранит (Гродековский), 7 – гранодиорит и гранит (Успенский), 8 – диорит (Опричненский), 9 – граниты (Владимирский, Валентиновский, Опричненский), 10 – гранодиорит (Валентиновский).

Sr в породах верхней коры (20 и 35 млн⁻¹) незначительно ниже, чем в современных андезитах и других породах островных дуг. Предполагается, что Ni и Sr в процессе частичного плавления должны оставаться в оста-

точных фазах в нижней коре в результате кристаллизационного фракционирования, происходящего при выплавлении магм, из которых впоследствии образовались граниты [15]. На диаграмме Sr-Ni (рис. 5) точки пород гранитов изученных массивов (табл. 2) занимают нижнее поле диаграммы – ниже точки «Верхняя кора». Точки приморских базальтов, нанесенных на диаграмму по данным [12], занимают поле вокруг точки «Нижняя кора» в верхней части прямой линии Sr/Ni=1.7 [15]. Составы диоритов и гранодиоритов на этой диаграмме располагаются между точками «Верхняя кора» и «Нижняя кора» (рис. 5), что свидетельствует о принадлежности изучаемых гранитных расплавов к верхнекоровым образованиям.

Таким образом, по содержанию Ni и Sr породы изученных гранитоидных интрузивов подобны породам верхней коры (рис. 5), тогда как по Nd-Sr изотопным характеристикам они имеют мантийные характеристики (рис. 2–4). По мнению С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана [15], изотопные характеристики гранитоидов, близкие мантийным, указывают на краткое время пребывания в коре вещества, за счет которого сформировались расплавы, образовавшие впоследствии гранитоиды данных интрузивов.

ИЗМЕНЕНИЕ ОТНОШЕНИЙ ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (SR₀) В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАССИВОВ

Анализ полученных Rb-Sr изотопных данных показал, что отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀) и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr не остаются постоянными в процессе образования интрузивов. При кристаллизации от ранних фаз к поздним внутри одного массива (в ряду пород основной – кислый) происходит одновременное увеличение отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀), что наблюдается в Опричненском плутоне в паре диорит – гранит (0.550–3.529 и 0.7034–0.7067) и в Бринеровском интрузиве в паре гранодиорит – гранит (0.742–5.524 и 0.7032–0.7058, соответственно), тогда как в парах порода – включение (автолит) ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr отношение уменьшается, а ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀) возрастает [5], подтверждая мнение Г. Фора [16], что после охлаждения до температуры, при которой породы образуют замкнутые системы, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀) в них начинает увеличиваться в результате распада ⁸⁷Rb с образованием ⁸⁷Sr. Каждый акт распада ⁸⁷Rb уменьшает отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и увеличивает отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀), что мы можем наблюдать в наших анализах пар диорит – включение и гранит – включение (табл. 1, рис. 6).

Приконтактные фации гранитов по величине отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr₀) также заметно отличаются от пород центральных частей массивов. Например, в

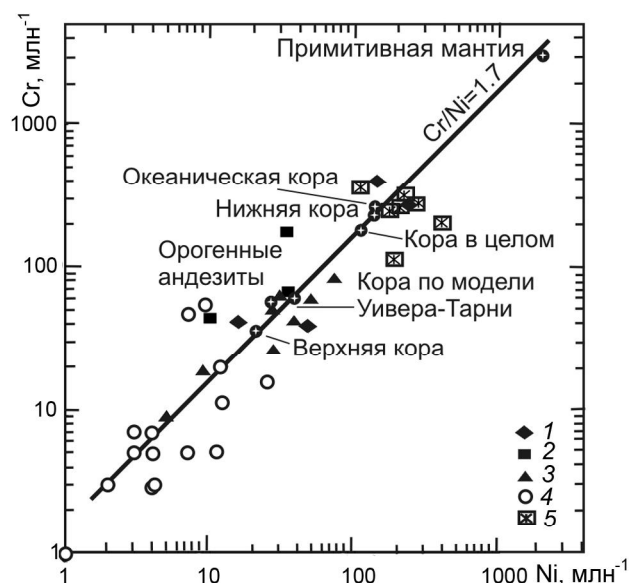


Рис. 5. Содержание Sr и Ni в мантии и коре [15] и породах изученных массивов.

1 – габбро и диориты, 2 – монцитониты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты, 5 – базальты [12].

Таблица 2. Содержание Ni и Sr в мел-палеогеновых гранитоидах некоторых интрузивов Пиморья (г/т).

№ образца	Массив, порода	Ni	Sr
	Ливадийский		
B-14	гранодиорит	74	83
B-29	“_“	51	60
	Успенский		
B-1342	гранодиорит	28	27
B-1341	“_“	39	43
B-1353	гранит	25	15
T-59ж	“_“	4	3
T-60д	“_“	4	3
B-1333м	габбродиорит	400	270
	Опричненский		
B-30	диорит	44	47
B-1248	гранит	7	47
B-1212	“_“	9	54
	Бринеровский		
B-1472	гранодиорит	30	63
B-1475а	гранит	12	20
B-476	“_“	22	29
	Владимирский		
B-431	гранодиорит	9	19
B-720	гранит	4	5
B-710	“_“	2	3
	Ольгинский		
B-565	гранит	5	9
B-765	“_“	11	5
B-551	“_“	4	7
B-596	“_“	3	7
	Валентиновский		
B-1014	диорит	16	39
B-934	гранит	1	1

Опричненском массиве приконтактные фации гранитов имеют первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) = 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 (табл. 1, рис. 6), подтверждая тот же самый вывод об увеличении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) при кристаллизации в замкнутых системах за счет распада ^{87}Rb . Таким образом, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) в приконтактных фациях пород больше соответствуют первичным отношениям Sr_0 расплавов, из которых происходила кристаллизация гранитов, чем отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_0) в породах центральных частей интрузивов.

ВЫВОДЫ

Установлено, что позднемиоценовые–палеогеновые гранитоиды восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, формировавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке. Они характеризуются более низкими и даже положительными $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$, более низкими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в целом по сравнению с гранитоидами западной части вулканического пояса (дальнегорские адамеллиты и николаевские габбродиориты) и раннемиоценовыми усепенскими (Южно-Приморская зона) и эоценовыми гранитами мыса Орлова, образовавшимися в геодинамической обстановке трансформной окраины. Изотопные характеристики последних свидетельствуют о более древних модельных возрастах и большей степени контаминации первичных расплавов при их образовании.

В целом, впервые полученные авторами Sm-Nb и Rb-Sr изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Приморья показывают, что они образовались из расплавов, ведущих свое происхождение из пород с мантийными параметрами и непродолжительной коровой историей, не проходивших рециклинга, что характерно для гранитообразования в зоне перехода континент–океан.

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

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (грант № 09-3-Ф-08-396)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М: Наука, 1979, 146 с.
2. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 199 с.
3. Валуй Г.А. Петрологические особенности гранитоидов

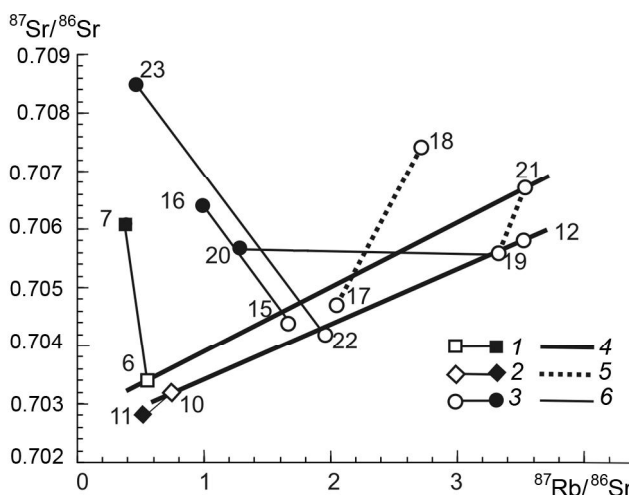


Рис. 6. Соотношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород изученных массивов.

Пары пород: 1 – диорит – включение, 2 – гранодиорит – включение, 3 – гранит – включение. Толстыми линиями (4) соединены породы от ранних фаз к поздним внутри одного интрузива: т.т. 6 – 21 (диорит – гранит, Опричненский массив), т.т. 10 – 12 (гранодиорит – гранит, Бринеровский массив); пунктирными (5) – от центральных к приконтактным частям массива; тонкими (6) – пары породы – включение. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 37–51.

4. Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А. Новые данные по изотопии кислорода гранитоидов Приморья // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 363–367.
5. Валуй Г.А. Первые данные по Nd-Sr изотопии гранодиоритовых включений в гранитоидах Восточного Сихотэ-Алиня и их генетическое значение // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 225–228.
6. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое строение. М: Недра, 1969. 695 с.
7. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловосных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1183–1185.
8. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня и их геохимическая интерпретация // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473–476.
9. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижкова А.А. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. М: Наука, 1980, 160 с.
10. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.Н. Первые данные по Sm-Nd-систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приамурья // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 6. С. 813–815.
11. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Тр. ГИН. Вып. 535. М: Наука, МНК «Наука/Интерпериодика», 2000. 226 с.
12. Сахно В.Г., Вржосек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности

- состава лав дна окраинных морей // Изверженные породы Востока Азии / Отв. ред. П.Е. Бевзенко. Владивосток, 1976. С. 19–30.
13. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические особенности обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 93–105.
 14. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
 15. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 289 с.
 16. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
 17. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуи Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Киринова Т.И., Травин А.В. Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Док. РАН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664–668.
 18. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А., Герасимов Н.С., Гвоздев В.И. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарометрических исследований // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 17–28.
 19. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 99–108.
 20. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связанное с ними оруденение // Тр. ИГЕМ. 1957. Вып. 3. 280 с.
 21. James D.E. The combine use of oxygen and radiogenetic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual. Rev. Earth Planet. Sci. 1981. V. 9. P. 311–344.
 22. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Sci. 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
 23. Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. Crustal control on the redox state of granitoid magmas: tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces in the circum-Japan Sea Region // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 2004. V. 95. P. 319–337.
 24. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope of plutonic granitic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 177–210.
 25. Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47, N 2. P. 243–254.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

G.A. Valuy, E.Yu. Moskalenko

Evolution of Nd-Sr ratios through formation of the Cretaceous-Paleogene granitoids of Primorye

Nd and Sr isotopes were first studied in the Late Cretaceous-Paleogene magnetite granitoids of the Primorskaya series (Oprichnensky, Dal'negorsky, Brinerovsky, Vladimirsky, Ol'ginsky, and Valentinovsky massifs of the East-Sikhote-Alin volcano-plutonic belt, in the Early Cretaceous ilmenite granitoids of the Tatibinskaya series of the Central-Sikhote-Alin plutonic belt – Uspensky and Livadiisky massifs, as well in the Eocene alkaline granites of Orlov Cape. It was established that the granitoids of the ESAPB eastern part are characterized by lower negative and even positive values of ϵNd and by lower initial ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704–0.706) as a whole in comparison with the granitoids of the belt western part (Dal'negorsk adamellites and Nikolaevsk gabbro) and the Early Cretaceous Uspensk granitoids of the CSAPB (0.706–0.707 and $\epsilon\text{Nd} = -3.14$ to -3.29) whose isotopic characteristics testifies to more ancient model ages and a greater degree of contamination of the initial melts through their formation. We have revealed a synchronous increase of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from early basic to late acid phases and from near-contact to central parts within a single massif, whereas in the rock-autolith pairs the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio decreases and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio increases. As a whole, the obtained Sm-Nd and Rb-Sr isotope characteristics of the Cretaceous-Paleogene granitoids of Primorye point to the fact that they originated from the melts derived from the rocks with the mantle parameters and short-term crustal history, which have not undergone recycling, that characterizes the granite formation in the continent-ocean transition zone.

Key words: Nd, Sr isotopes, granitoids, Cretaceous, Paleogene, Primorye.