

УДК 552.321.1: 552.11

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПИИ КИСЛОРОДА ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

© 2008 г. Г. А. Валуй, Е. Ю. Москаленко, А. А. Стрижкова

Представлено академиком А.И. Ханчуком 15.03.2007 г.

Поступило 04.04.2007 г.

Изучение изотопного состава кислорода в породообразующих минералах дает ценную информацию об условиях происхождения содержащих их пород. Коровые магматические породы обогащены  $^{18}\text{O}$  по сравнению с мантийными магмами, для которых  $\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰}$ . Наиболее высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  имеют осадочные породы (+12 до +20‰ и более) [11, 15].

Гранитоидные породы Приморья в изотопном отношении слабо изучены. Систематических исследований отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  здесь не проводилось, имеются только отдельные определения стронциевых отношений в районе рудных месторождений: Восток-2 [4, 5], Тигриное [3], Лермонтовское [4], Арсеньевское [6].

Задача данной работы дать генетическую интерпретацию первых определений изотопного состава кислорода в гранитных породах Приморья.

Объектами нашего исследования служили мелпалеогеновые граниты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), образовавшиеся в надсубдукционной геодинамической обстановке, и верхнемеловые гранитоиды татибинской серии (Центральный Сихотэ-Алинь), сформировавшиеся в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины, согласно геодинамическим реконструкциям А.И.Ханчука [13]. Схема размещения изученных интрузивов приведена на рис. 1.

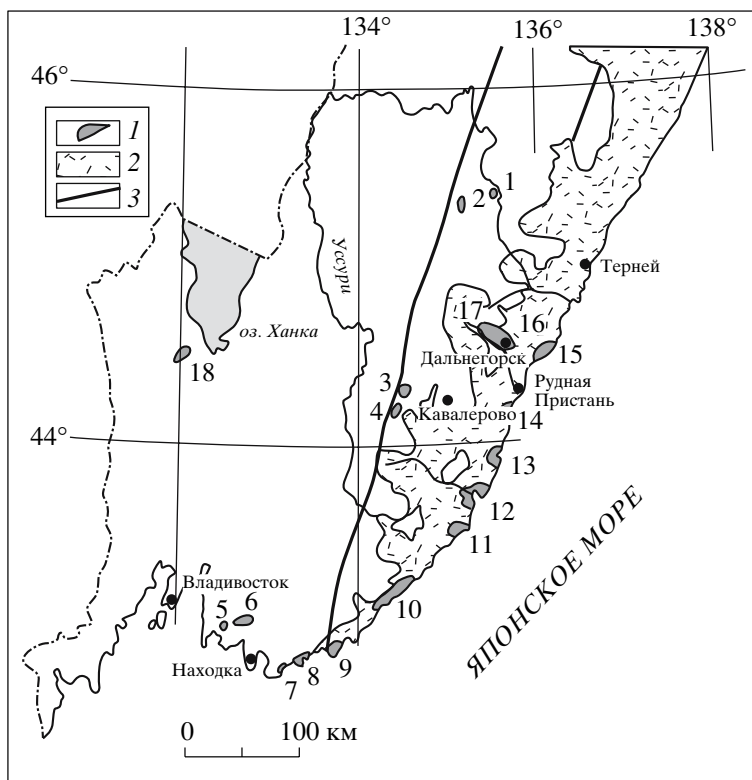
Авторами [1, 2] установлено, что на побережье Японского моря интрузивы восточной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Оприченский, Владимирский, Валентиновский, Заповедный) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернозернистыми диоритом (88–72 млн. лет)-гранодиоритом (69–65 млн. лет)-гранитными (64–60 млн. лет) породами с магнетитом. Массивы западной части вулканического пояса в пределах Дальнегорского района

(Дальнегорский и Николаевский) и Краснореченского поднятия (Ключ Лапшин) однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии. Возраст дальнегорских габбро-диоритов 83 млн. лет, гранодиоритов 69–72 млн. лет, гранитов 60–63 млн. лет, краснореченских монцогранодиоритов 83–87 млн. лет. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском).

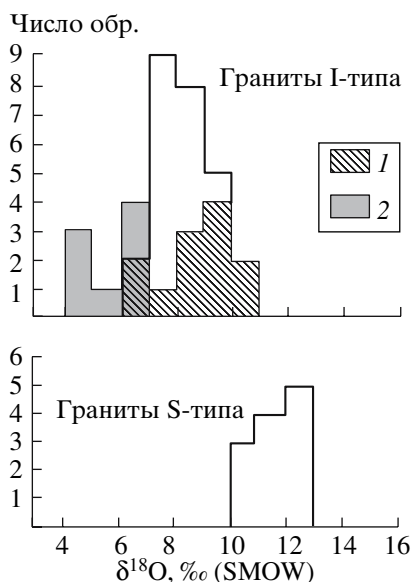
Интрузивы татибинской серии Сихотэ-Алинского плутонического пояса распространены преимущественно в зонах Западного и Центрального швов Приморья и оперяющих их разломов, образуя Хунгари-Татибинский или Сихотэ-Алинский [7, 8] полутонический пояс. Он не имеет эффузивных аналогов и состоит из отдельных линейно-вытянутых плутонов северо-восточного простирания. Пояс протягивается с севера на юг более чем на 500 км и включает Дальне-Арминский комплекс интрузивов биотит-амфиболовых гранодиорит-адамеллит-гранитов, а также близкие им по возрасту габбро-монзонит-сиениты (Березовский и Аратский интрузивы).

Массивы татибинских гранитов многофазны, образуют тела площадью до 400 км<sup>2</sup>. В комплексе выделяется два типа пород: 1) гранодиорит-адамеллитов (86–72 млн. лет) – Дальний, Излучинский, Усть-Арминский, Приисковый массивы; 2) адамеллит-гранитов (81–72 млн. лет) – Арминский, Водораздельный, Мечта и др. Иногда оба типа совмещены в одном массиве – например в Приисковом. В южной части Приморья к татибинской серии относят массивы гранодиоритов – Ливадийский (98–102 млн. лет), Криничный (104 млн. лет) и гранодиорит-гранитный – Успенский (гранодиориты 106–124 и граниты 80–96 млн. лет).

Определение изотопного состава кислорода в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов Приморья проведено в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ по стандартной методике на изотопном масс-спектрометре “Finnigan MAT 252” с использованием двойной системы напуска. Воспроизводимость определения  $\delta^{18}\text{O}(1\sigma)$  образцов



**Рис. 1.** Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья. 1 – гранитоидные интрузивы; 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 3 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Цифрами обозначены интрузивы: 1 – Зимний, 2 – Водораздельный, 3 – Березовский, 4 – Араратский, 5 – Криничный, 6 – Ливадийский, 7 – Тазгоу, 8 – Успенский, 9 – Заповедный, 10 – Валентиновский, 11 – Евстафиевский, 12 – Ольгинский, 13 – Владимирский, 14 – Бринеровский, 15 – Опричненский, 16 – Дальнегорский и Николаевский, 17 – Краснореченские (Ключ Лапшин), 18 – Гродековский.



**Рис. 2.** Гистограмма значений  $\delta^{18}\text{O}$  пород ильменитовой (1) и магнетитовой (2) серий гранитоидов Сихотэ-Алия. Контуром показаны значения  $\delta^{18}\text{O}$  для батолитов Нью-Ингленд, Новый Южный Уэльс (Австралия) [12].

составляет 0.2‰,  $n = 5$ . Результаты определений представлены в табл. 1 и рис. 2.

Все исследованные образцы образуют по величине  $\delta^{18}\text{O}$  три группы со значениями  $\delta^{18}\text{O}$ : 1) +5.5 до +6.5‰; 2) +7.6 до +10.2‰ и 3) менее +5.5 и до -0.2‰. К первой группе относятся диориты Опричненского массива и гранодиориты всех исследуемых массивов, ко второй – ильменитовые граниты массивов Водораздельного и Успенского, монзониты массива Ключ Лапшин, а к третьей группе – граниты наиболее поздних фаз Владимирского и Валентиновского интрузивов, а также диориты Валентиновского и габбро-диориты Николаевского штока.

На гистограмме (рис. 2) отчетливо видно, что ильменитовые граниты татибинской серии имеют значения  $\delta^{18}\text{O}$  от +6 до +11, максимум от +8 до +10, тогда как в магнетитовых гранитах ВСАВП эти значения менее +7. Те и другие практически совпадают с полем I-типа гранитов батолита Нью-Ингленд (Австралия) [12].

Эти результаты могут быть интерпретированы следующим образом. Породы первой группы со значениями  $\delta^{18}\text{O} = +5.5 \dots +6.5\%$ , аналогичными

**Таблица 1.** Содержание изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}\text{‰ SMOW}$ ) в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов некоторых интрузивов Приморья

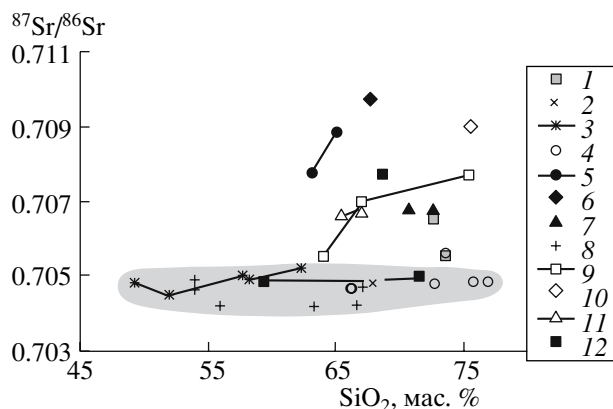
Интрузив	№ обр.	Порода	SiO <sub>2</sub> , мас. %	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<b>Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса</b>					
Магнетитовые					
Опричненский	В-300	Диорит	60.84	+6.5	
	В-1212	Гранит	72.26	+4.7	
Владимирский	В-496	Адамеллит	69.46	+6.4	
	В-720	Гранит	72.58	+0.2	
Валентиновский	В-1007в	Диорит	53.45	+3.5	
	В-901	Гранодиорит	66.78	+5.6	
	В-915	Гранит	71.64	+6.2	
	В-991	То же	72.50	+3.2	
Заповедный	В-1154а	Диорит	58.35	-0.2	
	В-1147в	Гранит	71.92	+2.0	
Ильменитовые					
Ключ Лапшин	А-192в	Монцонит	65.28	+8.5	0.7088*
Николаевский	В-1554а	Габбро-диорит	53.0	+2.3	
Дальнегорский	В-1498и	Адамеллит	69.3	+4.7	
<b>Гранитоиды татибинской серии Сихотэ-Алинского плутонического пояса</b>					
Ильменитовые					
Водораздельный	А-6	Гранит	73.75	+9.2	0.7056 [4]
Зимний	С-1006	Адамеллит	69.75	+6.3	0.7068 [4]
Успенский	В-1341	Гранодиорит	67.16	+9.6	0.7050 [14]
	В-1352	Гранит	75.52	+10.2	0.7070 [14]
Кричный	КС-20/68	Гранодиорит	68.05	Пл +9.0 Кв +10.6	0.7048 [6]
Ливадийский	В-29	Гранодиорит	62.62	+6.4	0.7048 [14]
Тазгоу	В-1356	Гранит	70.50	+8.6	
Гродековский комплекс					
Гродековский	Гр-17	Гранодиорит	68.38	+7.6	0.7074 [5]

Примечание. Изотопы кислорода определены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, аналитики Н.П. Коновалова, Е.С. Ермоленко. Звездочкой отмечено определение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в монцонитах массива Ключ Лапшина в лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ СО РАН, Иркутск, аналитик Г.С. Плюснин. Остальные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  приведены по литературным данным.

таковым в океанических базальтах, могли возникнуть за счет парциального плавления пород базальтовой коры.

Породы второй группы, представленные гранитами татибинской серии Центрального Сихотэ-Алиня, формировались в условиях более мощной коры (36 км) по сравнению с корой прибрежной зоны Приморья (25 км). Они обладают более высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , что согласно исследованиям С. Ишихары и И. Мацухизы [12] гранитоидов Внешней зоны юго-западной Японии, может указывать на участие осадочного материала при формировании первичных расплавов. Породы первой и второй групп относятся к “нормальным” гранитам по классификации [15].

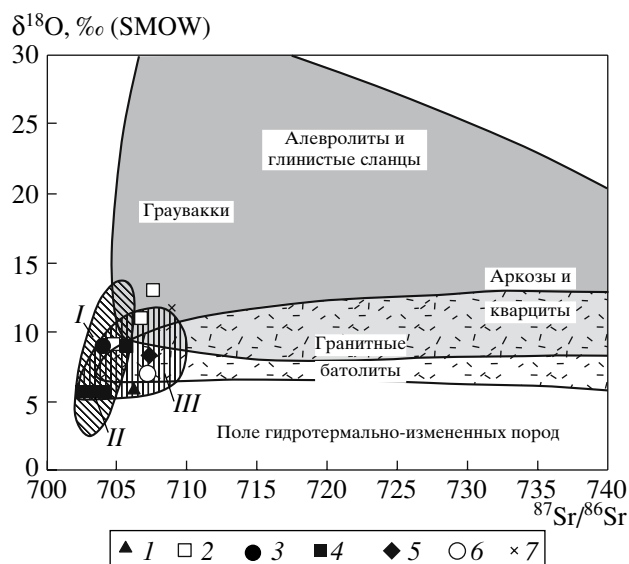
Породы третьей группы с низкими и отрицательными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  относятся к гранитам, обедненным  $^{18}\text{O}$ . Как отмечает Х. Тейлор [15], они могут быть образованы либо путем расплавления существовавших ранее пород с низким содержанием  $^{18}\text{O}$ , либо путем позднего обмена с обедненными  $^{18}\text{O}$  гидротермальными флюидами или метеорными водами в субсолидусных условиях. Среди изученных гранитных массивов в третьей группе оказались граниты последних фаз многофазных интрузивов Восточного Сихотэ-Алиня и штоки габбро и диоритов, имеющие небольшие размеры (сотни метров в диаметре) и внедренные в трещиноватые породы, где наиболее вероятен обмен изотопами кислорода магматических



**Рис. 3.** Зависимость  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{SiO}_2$  для гранитоидов изученных интрузивов Приморья: 1 – угловский комплекс и Арсеньевское месторождение (Кавалеровский район) [6]; 2 – Криничный [6]; 3 – Березовский комплекс [5]; 4 – Дальненский, Бисерский [4] и Присковый, Водораздельный [3]; 5 – Ключ Лапшин, Желтый [9]; 6 – Шивкинский [7]; 7 – Зимний [3]; 8 – Баппинский и Таунгинский [7]; 9 – Успенский [14]; 10 – Тигринный [3]; 11 – Восток-2 [4, 5]; 12 – вулканы приморской серии [10]. Выделено поле массивов, первичные расплавы которых не испытали значительной коровой контаминации. Линиями соединены точки составов одного интрузива.

расплавов с метеорными водами. Самыми низкими из изученных значениями  $\delta^{18}\text{O}$  обладают диориты ( $-0.2\text{‰}$ ) и граниты ( $+2.0\text{‰}$ ) Заповедного интрузива, формировавшегося в зоне глубинного Центрального разлома, где облегчена циркуляция метеорных вод и изотопный обмен в системе вода–порода.

Соотношение изотопов кислорода и стронциевых отношений может быть показателем генезиса и эволюции кислых магм [11, 15]. Анализ диаграммы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\text{SiO}_2$  (рис. 3), построенной по литературным данным [3–7, 9, 14], показывает, что гранитоиды татибинской серии при различном содержании  $\text{SiO}_2$  имеют  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7048$ – $0.7050$ . Такую же независимость первичных отношений стронция от основности породы показывают монцонитоиды березовского комплекса и гранитоиды Баппинского и Таунгинского массивов (Северный Сихотэ-Алинь). Это свидетельствует о том, что они могли быть продуктом плавления нижнекорово-мантийного субстрата, в то время как расплавы, образовавшие интрузивы месторождений (Восток, Тигриное, Зимнее), монцонитоиды массива Ключа Лапшин, гранитоиды Шивкинского массива хунгарийской серии, приведенные для сравнения по [7], и гранитоиды Успенского массива, видимо, образованы с участием осадочных пород, о чем говорит увеличение в них отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.7068 до 0.7088 (рис. 3).



**Рис. 4.** Вариации изотопных составов земных пород [15] и составы пород изученных массивов: 1 – Зимний, адамеллиты; 2 – Успенский, гранодиориты и граниты; 3 – Криничный, гранодиориты; 4 – Водораздельный, граниты; 5 – Ключ Лапшин, монцогранодиориты; 6 – Гродековский, граниты; 7 – Шивкинский, граниты [7]. I – офиолиты; II, III – неизменные (II) и измененные (III) базальты.

Для сравнения на эту же диаграмму были нанесены точки составов андезитов самаргинской и риолиты и дациты приморской серий [10], считающиеся комагматами гранитоидов ВСАВП, для которых, к сожалению, нет ни одного определения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Низкие отношения стронция для андезитов и риолитов свидетельствуют в пользу образования их в результате парциального плавления базальтовой коры, тогда как высокие стронциевые отношения для дацитов этой же серии должно предполагать участие осадочных пород в образовании дацитовых расплавов.

На диаграмме  $\delta^{18}\text{O}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 4), показывающей вариации изотопных характеристик земных пород [15], точки составов изученных гранитоидов находятся в области перекрытия полей гранитных батолитов и измененных океанических базальтов. Гранодиориты Криничного и Успенского массивов лежат в поле перекрытия офиолитов и базальтов, тогда как граниты Успенского и Шивкинского – в поле граувакк (рис. 4). Принято считать [11, 15], что гранитоиды сохраняют изотопные характеристики пород, за счет которых произошли их первичные расплавы. Поэтому можно предположить, что источниками магм изученных гранодиоритов служили породы базальтовой коры, а гранитов – те же породы с добавлением осадочного материала.

Таким образом, впервые проведенное исследование изотопного состава кислорода в гранитных

породах Приморья выявило широкие вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$ , которые обусловлены как различиями в генезисе исходных магм, так и большой вероятностью изотопного обмена между магмой и флюидами в магматических и субсолидных условиях.

Авторы благодарят акад. А.И. Ханчука, чл.-корр. РАН В.Г. Сахно и Ю.А. Мартынова за плодотворное обсуждение статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуй Г.А. // Тихоокеан. геология, 2004. Т. 23. С. 37–51.
2. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района. Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
3. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. // ДАН. 1990. Т. 312. № 5. С. 1183–1185.
4. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. // ДАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 473–476.
5. Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. // ДАН. 1984. Т. 275. № 5. С. 1164–1169.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтман Р. В сб.: Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109–125.
7. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н. и др. // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 70–87.
8. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
9. Стрижкова А.А., Василенко Г.П., Говоров И.Н. В сб.: Рудномагматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 114–120.
10. Филимонова Л.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. // ДАН. 1980. Т. 252. № 5. С. 1243–1245.
11. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
12. Isihara S., Matsuhisa Y. // Lithos. 1999. V. 46. P. 523–534.
13. Khanchuk A.I. // Earth Sci. 2001. V. 55. № 5. P. 275–291.
14. Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 2004. V. 95. P. 319–337.
15. Taylor H.P., Sheppard S.M. // Revs. Miner. 1986. V. 16. P. 227–271.