

УДК 552.321.1/553.212

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО Nd–Sr-ИЗОТОПИИ ГРАНОДИОРИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНИТОИДАХ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2011 г. Г. А. Валуй

Представлено академиком А.И. Ханчуком 03.03.2011 г.

Поступило 24.03.2011 г.

Мелкозернистые гранодиоритовые включения являются характерной особенностью мало-глубинных гранитов различных регионов, их генезис до сих пор остается спорным [1, 6, 7, 10, 11 и др.]. Автор столкнулся с этой проблемой при изучении гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня, прекрасно обнаженных на побережье Японского моря. Они слагают единый пояс северо-восточного простирания и отделены друг от друга полями верхнемеловых вулканитов. Интрузивы слагают крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные диорит-гранодиорит-гранитными породами, содержащими магнетит. В них широко проявлена внутрикамерная дифференциация. Ранее в [1] были выявлены признаки различных механизмов дифференциации и в том числе флюидно-магматическое расслоение, в результате которого, по мнению автора, возникли микрогранодиоритовые мелкозернистые округлые включения.

Наиболее характерные особенности этих образований состоят в следующем. Включения встречаются в разных породах — от диоритов до гранитов и аплит-пегматитовых даек, образуя в них одиночные выделения и скопления в форме линз или горизонтов, многократно повторяющихся в обнажениях (Опричненский массив), а иногда слагают целиком некоторые фации пород (Валентиновский массив), тяготея в основном к приконтактовым частям плутонов.

Они обладают большей пористостью (2–3 против 0.8–1.2%) и магнитной восприимчивостью (1100–1200 против $500–700 \times 10^{-5}$ в ед. СИ), чем вмещающие их породы. Всегда имеют магматическую структуру, характерную только для них и не встречающуюся в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании. Ее можно на-

звать призматически-зернистой. Она образована удлинёнными призмами плагиоклазов (иногда с роговой обманкой), интерстиции между которыми заполнены кварцем, каликатровым полевым шпатом и биотитом, причем плагиоклаз бывает ориентирован вдоль контакта включения. В гранофировых гранитах структура некоторых включений сферолитовая. Включения не несут следов воздействия на них вмещающих гранитоидов.

Включения нередко зональны — имеют мелкозернистую краевую часть, а иногда состоят из множества мелких и тонкозернистых в одном более крупном и представляют собой как бы “включения во включении”. В одном обнажении наблюдаются включения различного состава и размеров, но в целом выдерживается закономерность: среднезернистые являются более основными и крупными по размеру, чем мелкозернистые, которые нередко срезают контакты среднезернистых с гранитами.

При удалении от контактов интрузива размеры включений и степень контрастности состава пары гранит–включение увеличиваются так же, как и при возрастании глубинности плутона. Размер включений увеличивается от диоритов (10–15 см) и гранодиоритов (15–30 см) к гранитам, достигая в последних 100–150 см в диаметре.

Химический состав включений колеблется: в гранитах — от гранитов до гранодиоритов, в гранодиоритах — до диоритов и т.д., всегда сохраняя более высокое содержание суммы ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) и относительно меньшее SiO_2 и K_2O .

Минеральный состав включений в гранитах довольно однообразен: зональный плагиоклаз составляет 40–50% (до 70%) объема породы, кварц 10–20%, калишпат 1–3% (во включениях сферолитовой структуры до 17%), биотит 4–5% (до 20%), роговая обманка 3–5% (до 10%). Характерна обогащенность апатитом и магнетитом. Плагиоклазы включений более основные и резкоанальные ($\text{An}_{40-35}-\text{An}_{16-14}$) и менее упорядоченные, чем в гранитах ($\text{An}_{25-30}-\text{An}_{22-18}$). Включения

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток*

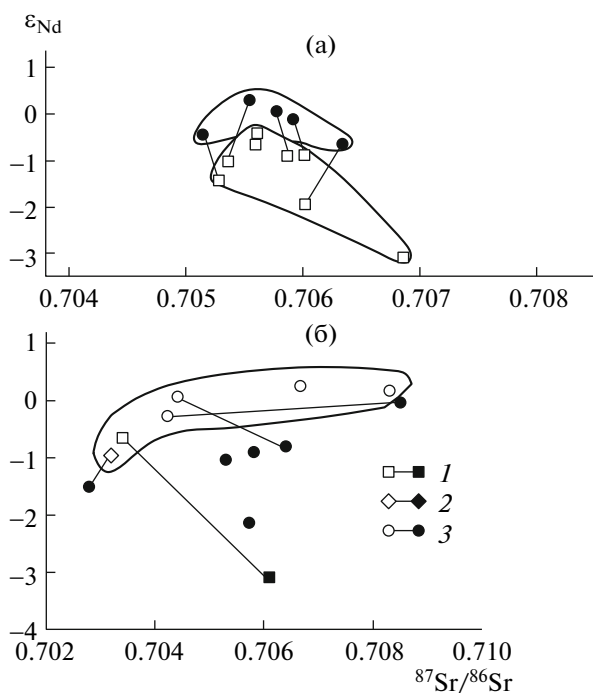


Рис. 1. Соотношение $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ для включений и содержащих их пород. 1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – граниты; черные значки – включения, светлые – содержащие их породы. а – по [11], б – анализы автора (табл. 1).

обогащены флюидами и содержат повышенные количества H_2O , H_2 и CO .

Все указанные особенности включений и прежде всего зависимость их состава от состава вмещающих пород, от положения внутри массива и его глубинности, сходство структурного облика включений из разных пород и отсутствие таких структур в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании, по мнению автора, однозначно свидетельствуют об образовании их на месте своего нахождения (*in situ*) в результате закономерного процесса, возможного в расплавах разного состава (от диоритового до аплит-пегматитового), приведшего к расслоению первоначально гомогенного расплава, т.е. дифференциации.

Механизмом этого расслоения мог быть процесс, подобный динамической кавитации в момент заполнения магматической камеры, рассмотренный автором ранее [1, 2]. Как отмечает Р. Кнэпп с соавторами [4], кавитация является фундаментальным свойством всякой жидкости и расплавы, по-видимому, не являются исключением. Теоретически жидкость начинает кипеть, когда величина давления в некоторых участках потока снижается до давления ее насыщенных паров. Кавитация происходит, если в жидкости имеются ядра кавитации, которыми являются примеси, например растворенные газы или твер-

дые частицы, в магмах ими могут быть примокристы. Причем при кавитации в жидкости с низким давлением насыщенного пара и малым содержанием растворенного газа (“маловодные” и “сухие” расплавы) пузырь схлопывается до конца и практически вся энергия схлопывания (“фокусирования”) должна затратить на сжатие окружающей жидкости. В случае достаточно большого содержания растворенного газа (флюида) каверна до конца не схлопывается и может поглотить значительную часть энергии, что уменьшает и максимальное давление.

Поэтому, вероятно, автолиты широко развиты в малоглубинных гранитах и отсутствуют в глубинных (“водных”). В объеме жидкости волна давления при схлопывании каверны вызывает массовое зародышеобразование кристаллов в более высокотемпературных условиях, что давно используется в металлургии для повышения качества сплава путем уменьшения зернистости отливки, в частности, алюминия [8]. В случае гранитных расплавов это будут зародыши плагиоклазов. Массовое образование центров кристаллизации хорошо объясняет мелкозернистую структуру включений. Газы и флюиды после схлопывания вновь переходят в расплав, создавая тем самым участок некоторого обогащения летучими. Преобладающий компонент гранитных флюидов – вода – понижает вязкость и поверхностное натяжение, обогащение же Ca , Mg , Fe^{+2} увеличивает эти параметры. В итоге происходит изменение вязкости и образуются две жидкости, различающиеся по своим физическим свойствам и поэтому имеющие границу раздела. Поверхностное натяжение, возникающее на этой границе, видимо, вызывает ориентировку кристаллов плагиоклаза вдоль контакта капли–включения, наблюдающуюся в некоторых включениях [1].

Вопрос о происхождении включений до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают их ксенолитами (фрагментами ранней фазы), другие – автолитами, т.е. продуктом той же магмы, что и вмещающие гранитоиды. В последние годы начинает преобладать мнение, что включения являются результатом смешения расплавов различного состава или синплутоническими дайками [5, 6, 10–13 и др.]. В качестве подтверждения этой точки зрения привлекают $Sm-Nd$ - и $Rb-Sr$ -изотопные данные.

Обзор опубликованных результатов таких исследований включений и вмещающих их пород из разных регионов показывает, что включения имеют изотопные характеристики более основных пород, что позволяет авторам делать вывод об их происхождении в результате смешения расплавов различного состава, не останавливаясь на рассмотрении вопроса о вероятном механизме этого процесса [10–13].

Таблица 1. Изотопные данные включений и вмещающих пород в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня

Образец	Порода	Возраст, млн лет	SiO ₂	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	ε _{Nd}
Оприченский массив						
В-300	Диорит	81	59.22	0.550	0.7034	–0.65
В-295в	Включение	–	59.56	0.380	0.7061	–3.11
В-338	Гранит	54	71.78	3.333	0.7056	–0.29
В-314в	Включение	–	65.14	0.463	0.7085	–0.44
В-267	Гранит (без включений)	54	74.06	3.529	0.7067	–0.31
Бринеровский массив						
В-1472	Гранодиорит	63	66.10	0.742	0.7032	–0.98
В-1472а	Включение	–	59.10	0.521	0.7028	–1.52
В-1475а	Гранит (без включений)	59	72.50	3.524	0.7058	–0.89
Валентиновский массив						
В-1022	Гранит	57	71.13	1.657	0.7044	+0.05
В-1022з	Включение	–	63.79	0.984	0.7064	–0.80
В-1043б	Включение в аплит-пегматитовой дайке	–	70.86	1.772	0.7057	–2.15

Примечание. Измерения изотопного состава Nd, а также Sm и Nd методом изотопного разбавления проводили на семиканальном твердофазовом масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом двухленточном режиме на коллекторах с использованием Re + Re- и Ta + Re- лент в ГИН КНЦ РАН (Апатиты). Определение Rb, Sr и отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr производили прямыми измерениями на масс-спектрометрах МИ-1201В и МИ-1201 в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН (Магадан).

Полученные нами Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопные данные пар включение–порода в интрузивах Восточного Сихотэ-Алиня показывают, что включения в гранитоидах, являясь породами более основного состава, имеют изотопные характеристики более кислых пород (табл. 1, рис. 1).

Анализ полученных нами Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных данных показал [3], что в ряду пород от диоритов к гранитам в одном массиве происходит одновременное увеличение отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, что наблюдается в Оприченском плутоне в паре диорит–гранит (0.550–3.529 и 0.7034–0.7067) и в Бринеровском интрузиве в паре гранодиорит–гранит (0.742–3.524 и 0.7032–0.7058 соответственно), тогда как в парах порода–включение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-отношение уменьшается, а ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возрастает (табл. 1), подтверждая мнение Г. Фора [9], что после охлаждения до температуры, при которой породы образуют замкнутые системы, отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них начинает увеличиваться в результате распада ⁸⁷Rb с образованием ⁸⁷Sr. Каждый акт распада ⁸⁷Rb уменьшает отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и увеличивает отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в одной и той же мере, что мы наблюдали в наших анализах пар диорит–включение и гранит–включение (табл. 1). Возрастание отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с одновременным уменьшением отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr во включениях, по нашему мнению, од-

нозначно свидетельствует об имевшей здесь место внутрикамерной дифференциации расплава.

Таким образом, включения в гранитах при внешней схожести могут иметь различный генезис: образовавшиеся в результате смешения кислых и основных расплавов сохраняют изотопные характеристики основных пород [10–13 и др.], а образовавшиеся в результате дифференциации гранитоидных расплавов будут иметь изотопные характеристики, аналогичные более кислым породам, что наблюдается в описанных выше включениях в гранитоидах интрузивов Восточного Сихотэ-Алиня и, вероятно, во включениях в гранитах области Нелас в центральной Португалии, описанных М. Сильва и др., хотя сами авторы считают описанные ими включения результатом процесса смешения (“mingling”) [13].

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 09–3–Ф–08–396).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валу́й Г.А. // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 11–20.
2. Валу́й Г.А. // Природа. 2004. № 11. С. 31–38.
3. Валу́й Г.А., Москаленко Е.Ю. // ДАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 365–368.
4. Кнэ́пп Р., Дейли Дж., Хэммит Ф. Кавитация. М.: Мир, 1974. 687 с.

5. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Колманович М.А., Шадаев М.Г. // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 70–81.
6. Попов В.С. // Зап. ВМО. 1986. Ч. 115. В. 3. С. 311–325.
7. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 36–48.
8. Флемингс М. Процессы затвердевания. М.: Мир, 1977. 360 с.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
10. Elburg M.A. // Lithos. 1996. V. 38. P. 1–22.
11. Holden P., Halliday A.N., Stephens W.E. // Nature. 1987. V. 330. P. 53–56.
12. Maas R., Nicholls I.A., Legg C. // J. Petrol. 1997. V. 38. № 7. P. 815–841.
13. Silva M.V., Neiva A.M.R., Whitehouse M.J. // Lithos. 2000. V. 50. P. 153–170.