

12. Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm - Nd изотопная систематика офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 3-9.
13. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.
14. Ляшенко О.В. Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская область). Дисс. к.г.-м.н. Москва, 1984. 193 с.
15. Меляховецкий А.А., Склярёв Е.В. Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 58-71.
16. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
17. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966. 210 с.
18. Сарбаа Я.В., Токунов В.Ф., Вареник В.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг, Туран. N-46-128-А (в, г), Б (в, г), В, Г. Кызыл, 1973. ФГУ «ГФИ Республики Тыва». 304 с.
19. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск, Наука, 1980. 126 с.
20. Pfander J., Jochum K., Kroner I. et al. Age and geochemical evolution of Early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, Central Asia // International Ophiolite Symposium and field excursion Espoo, Finland, 1998. Geological Survey of Finland, 1998. p. 42.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИС АРСЕНТЬЕВСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

Бадмацыренова Р.А.*, Бадмацыренов М.В.*, Сандимиров И.В.**

**Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

e-mail: brose@gin.bscnet.ru

***Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия*

COMPOSITION PROPERTIES AND PETROGENESIS OF THE ARSENTYEV GABBRO-SYENITE LAYERED INTRUSION

Badmatsyrenova R.A.*, Badmatsyrenov M.V.*, Sandimirov I.V.**

**Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

e-mail: brose@gin.bscnet.ru

***Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia*

Geochemical and isotopic studies of the Arsenyev gabbroids and syenites were carried out. The rocks of the Arsenyev intrusion are enriched in LREE relative to HREE, and exhibit the positive Sr, Ba, Nb, Ta, Ti and negative Zr, Hf anomalies. The Sr-Nd isotopic data suggests about the involvement of EM-II mantle source.

Основные и ультраосновные породы всегда вызывали пристальный интерес исследователей, так как являются одними из немногих источников информации о составе вещества глубинных зон Земли, а также носителями, в том числе, титаномагнетит-ильменитовой минерализации (Бушвельд, Виндимура, Маскок, Паньчжихуа). Проблема образования магматических титаномагнетит-ильменитовых месторождений принципиально важна и занимает особое место в анализе рудогенерирующей способности магматических систем, ибо относится к ключевым вопросам теории рудообразования. В этом плане расслоенные рудоносные габбро-сиенитовые массивы Моностойского комплекса (Западное Забайкалье) являются благоприятными объектами для исследований.

Одним из типичных представителей этой ассоциации является Арсентьевский габбро-сиенитовый массив. Этот массив изучен С.М. Смирновым и А.И. Перелыгиной [3], О.А. Богатиковым [1] которые пришли к выводу об одновозрастности щелочных и основных пород хребта Моностой. Позднее, на основании взаимоотношений Арсентьевского массива с раннепалеозойскими гранитами, габброиды были отнесены к образованиям, предшествующим раннепалеозойским гранитам, а сиениты – к интрузиям средне- или даже мезозойского возраста [2].

Массив расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4-5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенги. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км². Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты – северную. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов, перидотитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически-зональном строении интрузива. Центральная часть его занята анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет, по-видимому, форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород.

Породы отвечают по всем петрохимическим признакам базитовым ассоциациям повышенной щелочности и титанистости. Им свойственна относительно низкая магнезиальность, но соответственно высокая железистость. Обращают на себя внимание в целом высокие содержания в породах P₂O₅, составляющие в среднем 1,29 % и достигающие в отдельных случаях 6,53%.

На классификационной диаграмме (Na₂O+K₂O)-SiO₂ породы выделенных этапов образуют две дискретные группы. Первая характеризуется единым трендом в поле субщелочных основных и средних пород, а вторая – в поле щелочных сиенитов. Аналогичные закономерности фиксируются на дискриминантных диаграммах зависимости содержания петрогенных оксидов и некоторых индикаторных микроэлементов от магнезиальности.

По содержанию Na₂O+K₂O габброиды близки к составу щелочного габбро. Габброиды относятся к субщелочной калиево-натриевой серии (Na₂O/K₂O=1,8), характеризуются высокой глиноземистостью (al'=2). Коэффициент агпаитности достигает 0,6 или несколько ниже, магнезиальность варьирует от 40 до 28, а концентрация некоторых оксидов, таких как TiO₂ и P₂O₅ возрастает в несколько раз, что можно рассматривать как свидетельство ведущей роли фракционной кристаллизации в становлении пород первой фазы. Они характеризуются повышенными содержаниями FeO*, TiO₂, CaO и P₂O₅. При этом их можно разделить на без- и апатитовые подгруппы.

Для пород габброидной серии характерна приуроченность оруденения к апатитосодержащим и керсутитсодержащим разностям, которые можно считать индикаторами оруденения. С учетом этих данных на графике зависимости содержания P₂O₅ от TiO₂ видно, что с возрастанием в породе фосфора до 1% параллельно возрастает и концентрация рудного компонента. В дальнейшем количество титана постепенно уменьшается. С увеличением содержания в габброидах апатита и керсутита от 0,3 до 10% параллельно увеличивается содержание Fe-Ti рудных минералов. Максимальная концентрация рудного компонента в породах отмечается при содержании суммы апатита и керсутита в пределах 10-15%. При более высоком их содержании концентрация рудного компонента падает.

От ранних к поздним дифференциатам габбро-сиенитовой ассоциации наблюдается накопление MgO, Na₂O, K₂O, Rb, Zr, Nb, Ba, Pb и, напротив, уменьшение FeO*, TiO₂, CaO, P₂O₅. В целом для габбро характерно повышенные содержания Y, Pb, Zr, Nb, Ti, Fe и V. Породы несколько обеднены Cr, Ni и Co. Распределение REE в габброидах Арсентьевского массива характеризуется резким обогащением LREE относительно HREE, величина La/Yb_(n) составляет 5,1-24,2. В габброидах наблюдается Eu максимум, что обусловлено фракционированием плагиоклаза, приводящим к образованию анортозитовых горизонтов. Основным концентратором PЗЭ является апатит, что подтверждается прямой корреляцией содержаний P₂O₅ и суммы PЗЭ. Данные по распределению PЗЭ в породах Арсентьевского массива свидетельствуют о том, что состав родона-

чальной магмы сопоставим с основными магмами повышенной щелочности, имеющими плюмовую природу [4].

Сиениты I фазы относятся к субщелочной калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,2$), по коэффициенту глиноземистости относятся к высокоглиноземистым (в среднем $al'=2,1$). По химическому составу сиениты ближе всего к щелочным сиенитам, отличаясь от них несколько меньшим содержанием кремнекислоты и повышенной железистостью и титанистостью, высокими Ba, Zr. Сиениты второй фазы относятся к субщелочной калиево-натровой серии ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=11,7$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,96$), по коэффициенту глиноземистости относятся к весьма высокоглиноземистым (в среднем $al'=5,8$). Щелочно-полевошпатовые сиениты по сравнению с сиенитами раннего этапа характеризуются более низкими содержаниями FeO^* , TiO_2 , MgO, CaO, а также Sr, Ba, Y, Zr, Zn, V, что в целом соответствует общей эволюции родоначальной магмы. Величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для сиенитов первой фазы варьирует от 1,1 и выше, тогда как для сиенитов второй фазы максимальное значение до 1,1, коэффициент глиноземистости до 3, в последних от 3,43, коэффициент агпаитности 0,53, в последних 0,8. Сумма щелочей в среднем 10 мас. % для первой фазы, 11 мас.% – для второй. Конфигурация кривых РЗЭ для сиенитов второй фазы имеет отрицательный наклон с Eu максимумом, в то время как для сиенитов первой фазы Eu аномалий не наблюдается.

Клинопироксены и ранняя роговая обманка из габбро характеризуются пониженными значениями величины $\delta^{18}\text{O}$ (5,5-5,8‰), что свидетельствует о мантийном источнике родоначального магматического расплава для габброидов массива и отсутствие контаминации коровым материалом. Магнетиты из вкрапленных и сплошных руд имеют еще более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (2,4-2,7‰), указывающие на мантийную природу рудномагматической системы и свидетельствующие о генетическом родстве и отделении окисно-рудного расплава от силикатного, возможно, в промежуточной магматической камере.

В дифференцированной серии Арсентьевского массива I_{Sr} варьируют в широких пределах 0,70433-0,70572. Это связано с тем, что первичная магма, проникая через континентальную кору, может взаимодействовать с древними сиалическими породами, в результате чего происходит заражение стронцием. Поэтому вариации величины $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в пределах одной интрузии или вулканической провинции не могут быть приписаны только различиям этих отношений в их мантийных источниках.

По изотопным составам породы габбро-сиенитовой серии попадают в поле базальтов океанических островов (ОИВ), по [5]. Точки составов дифференцированной серии, включая сиениты I фазы массива, образуют единый тренд. Они расположены ниже поля Гавайских островов и соответствуют базальтам островов Кергелен. По полученным изотопным Sr-Nd характеристикам можно предположить, что источником мантийного расплава для исследованных пород могло служить вещество обогащенной мантии типа EM-II.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.
2. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
3. Смирнов С.М., Перельгина А.И. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3-12.
4. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
5. Zindler A., Hart S.R. geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.