

**ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОЗОИД
(ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ И СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)**

Хромова Е.А.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, hromy-u@mail.ru

Джидинская зона палеозоид в геологическом отношении представляет покровно-складчатое горное сооружение, расположенное в южном обрамлении Сибирской платформы. Эта обширная территория охватывает бассейн р. Джиды (Юго-Западное Забайкалье) и бассейн р. Эгийн – Гол (Северная Монголия) и является уникальным районом широкого распространения гранитоидов различного возраста и генезиса. Интрузивные массивы, сложенные палеозойскими островодужными, коллизионными, постколлизионными и внутриплитными гранитоидами, играют значительную роль в строении зоны и занимают более половины ее площади [1]. Однако их возраст, условия формирования и геодинамическая природа до сих пор окончательно не выяснены.

Наиболее распространенными являются верхнепалеозойские гранитоиды, они слагают большую группу интрузивных плутонов и находятся в тесной комагматичной связи с позднепалеозойскими вулканитами [3]. Вулканиты представлены миндалекаменными трахиандезитами, риолитами, кварцевыми и дацитовыми порфирами, фельзитами и другими кислыми и средними разновидностями.

В рамках проблемы принадлежности гранитоидных массивов Джидинской зоны к определенным геодинамическим обстановкам нами был изучен вещественный состав Шабартайского, Улегчинского, Дабанского и других массивов Джидинской зоны, которые относятся к дабанскому интрузивному комплексу [1,2], а так же Эрдэнибулганского, Борильжугийнгольского массивов тесского интрузивного комплекса Северной Монголии.

Геохронологические исследования по нашим пробам проводились в Аналитическом центре СО РАН В.А. Понамарчуком, В.А. Травиным. Было произведено датирование гранитоидов аргон-аргоновым методом и получены следующие результаты: Улегчинский массив – 274±1 млн лет, по биотиту; Сангино-Мылинский массив – 263.2±0.6 млн лет (валовая проба); Дабанский массив 292.3±1.6 млн лет, по биотиту; Шабартайский массив, 289±2,5 млн лет, по биотиту. Породы, слагающие вышеназванные массивы, помимо близкого возраста, имеют сходные петрографические и петрохимические характеристики.

Граниты, которыми сложена большая часть массивов, характеризуются преимущественно крупнозернистым порфировидным строением. В основном они состоят из кварца 25-40%, калий-натрового полевого шпата 20-50%, плагиоклаза 10-30%. Суммарное содержание цветных компонентов – роговой обманки и биотита, не превышает 15%, где главенствующее положение занимает биотит. Порфировидное строение гранитоидов обусловлено присутствием в породе крупных вкрапленников кали-натрового полевого шпата, который «погружен» в среднезернистую основную массу. Плагиоклаз в подобных породах, как правило, представлен тремя генерациями. Плагиоклаз первой генерации представлен зернами таблитчатой формы, которые равномерно распределены по породе. Так же плагиоклаз встречается в виде мелких вкраплений в зернах кали-натрового полевого шпата. Плагиоклаз третьей генерации образует каймы вокруг зерен раннего плагиоклаза. Зерна кварца слагают основную массу и почти во всех разновидностях пород имеют округлую изометричную форму. Помимо этого, кварц встречается в виде мелких вкрапленников в плагиоклазе. Темноцветные минералы распространены неравномерно, представлены таблитчатыми зернами биотита и ассоциирующего с ним амфибола. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, цирконом и единичными зернами сфена. Вторичные изменения выражены пелитизацией кали-натрового полевого шпата, серицитизацией плагиоклаза. В граносиенитах и сиенитах наблюдается такой же состав минералов, в различных пропорциях. Они прорываются серией крутопадающих даек и пологих тел аплитовидных гранитов. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами.

По особенностям химического состава породы описанных массивов относятся к породам субщелочного ряда ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в среднем составляет 8-10%). Калий, как правило, преобладает

над натрием и по отношению щелочей породы принадлежат калий-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует в пределах 0,9-1,8%) Характерной чертой гранитоидов является насыщенность кремнекислотой (SiO_2 от 62 до 72%). Породы дабанского и тесского комплексов пересыщены глиноземом; их железистость 80-90%. Содержание редкоземельных элементов в изучаемых гранитоидах невысокие, характеризуются дефицитом тяжелых по отношению к легким, европиевая аномалия ярко выражена. Петрохимические особенности всех разновидностей пород изучаемых комплексов, содержание в них петрогенных и редких элементов не имеют особых различий, что свидетельствует о схожести их состава и подчеркивает близкие условия формирования пород. Фигуративные точки пород, слагающих изученные массивы, на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса, попадают в поля внутриплитных гранитоидов.

Анализируя полученные материалы, можно констатировать, что на территории Джидинской зоны в конце карбона-начале перми господствовали обстановки внутриконтинентального рифтогенеза, связанного с развитием Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [1]. Таким образом, учитывая вещественный состав, геохронологические данные, полученные по изученным гранитоидным массивам, изученные нами интрузии дабанского и тесского комплексов Джидинской зоны палеозойского можно отнести к верхнепалеозойским внутриплитным образованиям.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-65328, 08-05-00290).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.
2. Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975. С. 49-123.
3. Хромова Е.А. Верхнепалеозойские вулканоплутонические ассоциации Джидинской рифтогенной зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Вулканизм и геодинамика. Материалы 1V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 2. С. 531-534.