

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ДЖИДИНСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.А. Хромова

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

На территории Забайкалья и Северной Монголии широко распространены верхнепалеозойские вулканоплутонические ассоциации входящие в состав трансрегионального Селенгино - Витимского вулканоплутонического пояса рифтогенного типа. Протяженность пояса свыше 2500 км, при ширине 250-300 км. Заложение пояса произошло во второй половине карбона в пределах Идэрской, Джидинской и Удино - Витимской структурно-формационных зон, вдоль крупной шовной глубинной структуры, по которой в нижнем палеозое произошло столкновение островных дуг, океанических островов (гайотов) и микроконтинентов Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном [Гордиенко, 2006]. В пределах Селенгино – Витимского вулканоплутонического пояса выделены две вулканические области: Северо-Монгольская и Западно-Забайкальская. Последняя, протягивается от бассейнов рек Джиды и Чикой до верховий рек Витим и Олекама. Верхнепалеозойский вулканоплутонизм в пределах Западно – Забайкальской вулканической области проявился наиболее полно в пределах Джидинской зоны. Территориально зона охватывает бассейны р. Джиды Юго-Западного Забайкалья и бассейн р. Эгийн-Гол Северной Монголии.

В настоящее время Джидинская зона рассматривается в качестве сложно построенного, палеозойского коллизионного орогена, геологическая структура которого определяется дислокациями позднеколлизионного этапа со значительной сдвиговой компонентой. Здесь, в составе выделяемой вулканоплутонической ассоциации значительную роль играют интрузивные породы, которые обнаруживают отчетливые признаки внедрения. Вулканиды находятся в тесной пространственной и генетической связи с плутоническими гранитоидами. Вулканизм был развит широко, но практически все породы, за исключением единичных полей эродированы, вулканические породы слагают отдельные фрагменты, в прошлом, по-видимому, крупных вулканических построек. В бассейне р. Джиды выделен ряд вулканических полей и отдельных вулканотектонических структур (ВТС), относимых к гунзанской свите. Возраст свиты определен по многочисленным остаткам флоры (C₂₋₃-P₁). В основании разрезов свиты наблюдаются кислые эффузивно-пирокластические породы с конглобрекциями в основании. По левому борту р. Хурай-Цакир описан разрез толщи вулканитов, который входит в состав гунзанской свиты. Здесь, по обоим бортам названной реки наблюдаются выходы толщи нижнепермских трахиандезитовых и базальтовых порфиритов, которые с туфоконгломератами в основании перекрывают кремнисто-известковую толщу нижнего кембрия. Следующая, небольшая (2,0-2,5 км²) ВТС расположена западнее, в верховье р. Шара-Азарга. Здесь по левому борту р. Балагатуй наблюдаются выходы миндалекаменных трахиандезитов, трахитовых порфиритов и массивных афировых трахитов. Их возраст 256,3±2,4 млн лет, определен аргон-аргоновым методом. Мощность разреза 200 м. В верховьях р. Эрэн-Гол (Северная Монголия) наблюдается следующий разрез: миндалекаменные базальты, массивные трахиандезиты, лавобрекчии и туфы трахириолитов. Общая видимая мощность разреза 710 м, возраст соответствует ранней перми. Фрагменты крупной, площадью около 20 км², ВТС выделены в бассейне р. Улегчин. По данным аргон-аргонового датирования возраст ВТС соответствует 263,9±0,9 млн лет. Она сложена кварцевыми и дацитовыми порфирами, фельзитами, туфоконгломератами, флюидалными кластолавами фельзитов. Общая мощность разреза 340 м.

Плутоническими аналогами пермо-карбоневой вулканической серии являются породы, которыми сложены многочисленные массивы дабанского комплекса. Шабартайский гранитоидный массив расположен в бассейне р. Шабартай (правый приток р. Джиды). Его площадь составляет около 120 км², имеет овальную форму, с отчетливой ориентировкой в северо-западном направлении, которая не согласуется с направлением главных складчатых структур района. Контакты с вмещающими породами интрузивные. На востоке массив прорывает собранные в складки ордовикские (?) флишоидные карбонатно-терригенные отложения, а на западе венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и магматические образования Джидотского гайота [Хромова, Елбаев, 2004]. Экзоконтактовые изменения

выражены ореолами роговиков и скарнов. Время образования изученного массива определяется как позднепалеозойское на основании прорывания им островодужных и коллизионных (раннеордовикских) гранитоидов. Согласно изотопно-геохронологическим исследованиям возраст пород Шабартаевского массива соответствует ранней перми ($289 \pm 2,5$ млн лет). Эти данные получены $^{39}\text{Ar}\text{-}^{40}\text{Ar}$ методом (А.В. Травин, ИГМ СО РАН) из отобранной нами пробы гранита Шабартайского массива по биотиту и они не противоречат полученным ранее U-Pb методом по циркону для сиенита Шабартайского массива [Резницкий и др., 2005] 298 ± 1 млн лет (граница карбона и перми). Дабанский плутон имеет в плане сложные, извилистые очертания. Его площадь составляет 600км^2 . Южная и юго-западная части массива уходят на территорию Монголии. Дабанский плутон прорывает все венд-кембрийские вулканогенно – осадочные породы района, а так же более древние гранитоиды коллизионного типа.

Все разновидности пород, слагающие массивы дабанского комплекса связаны между собой постепенными переходами. Контактное взаимодействие с вмещающими породами слабое, выражено в скарнировании и ороговиковании. Жильная серия проявлена слабо. Встречаются дайки пегматоидного состава и кварцевые жилы. По данным Ar-Ar датирования возраст пород Дабанского массива - $292,3 \pm 1,6$ млн лет. Баянский массив площадью более 200км^2 , вскрывается р. Джидой, ниже устья р. Желтуры. Основная масса пород, развитая преимущественно в краевых частях массива, представлена серыми и розовато-серыми средне-крупнозернистыми калишпатовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами и мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Гранитоиды Дабанского массива обнаруживают комагматические связи с гунзанской вулканогенной толщей пермо-карбона.

Вулканическая серия пород объединяет трахибазальты, трахиандезиты, кварцевые и дацитовые порфиры, фельзиты, туфоконгломераты, флюидалные кластолавы фельзитов, туфы, туфолавы и туфобрекчии, щелочные трахиты и андезиты. Все вулканы практически не затронуты процессами метаморфизма и имеют свежий облик. Базальтоиды характеризуются близким составом, породы представлены порфиоровыми разновидностями трахиандезитов и афировыми трахибазальтов. Основная масса пород сложена плагиоклазом, пироксеном, в качестве второстепенных минералов присутствует биотит, роговая обманка. Вторичные образования представлены мелкозернистыми, округлыми зернами кварца, эпидотом, карбонатами. Порфиновый облик трахиандезитам придает присутствие в породе вкрапленников плагиоклаза, которые имеют размер $0,3\text{-}3$ мм в поперечнике. Базальтоиды принадлежат к высококалиевой группе субщелочного ряда пород, общая щелочность варьирует в пределах $5,3\text{-}8,2\text{мас. \%}$, $\text{K}_2\text{O} = 2,1\text{-}2,6\text{мас. \%}$. Все породы обогащены Ba, Sr, Nb, Zr, и относятся к высокоглиноземистым породам. Состав кислых разновидностей вулканических пород, определяется калий – натриевым полевым шпатом, кварцем. Редкие зерна плагиоклаза образуют оторочкой вторичного калиевого полевого шпата. Обломочная часть пород характеризуется наличием обломков карбонатных и кремнистых пород, реже присутствуют обломки андезитов и базальтов. Вулканогенные породы кислого состава можно отнести к калий – натриевой субщелочной серии, где сумма щелочей колеблется от $7,9$ до $10,5\text{мас. \%}$, в отдельных пробах она достигает $12,3\text{мас. \%}$, в этом случае эти пробы на классификационной диаграмме ложатся в поле щелочных пород. Количество SiO_2 колеблется в широких пределах от 63 до 76мас. \% . Общая щелочность пород довольно высокая от $8,0$ до $10,5\text{мас. \%}$ в среднем, в единичных пробах до $12,3\text{мас. \%}$, как правило, здесь калиевая составляющая играет существенную роль (K_2O достигает $7,2\text{мас. \%}$). Для этих пород характерно высокое содержание крупноионных элементов, таких как Ba, Sr, Nb, Zr. Все разновидности пород являются весьма высокоглиноземистыми.

Породы комагматичной плутонической серии охарактеризованы на примере дабанского комплекса, в состав которого входит Дабанский массив, являющийся петротипом. Шабартаевский, Утухтуйский, Улегчинский, Сангино-Мылинский, Баянский и другие массивы Джидинской зоны палеозой по своему составу сходны с гранитоидами Дабанского комплекса. В составе Дабанского комплекса выделены граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты. Субщелочные породы комплекса обладают единым набором породообразующих минералов в различных соотношениях их содержаний в той или иной разновидности. Фациальный облик пород выражен в развитии порфировидных структур. Породы сложены пертитовым и антипертитовым калинатровым полевым шпатом. Содержание микроклин-

пертита варьирует от 60мас.% в гранитах до 80-90мас.% в сиенитах. Содержание темноцветов (биотит и роговая обманка) не превышает 10мас.%. Количество кварца варьирует в пределах 3-35мас.%. Плагноклаз встречается крайне редко. По химическому составу породы описанных массивов относятся к кремнекислым, содержание SiO₂ в среднем колеблется от 62 до 72%, они богаты щелочами, (Na₂O+K₂O составляет 8-10%), что соответствуют субщелочному ряду. Некоторым исключением служат щелочные породы, в которых сумма щелочей достигает 12,2мас.%. Калий, как правило, преобладает над натрием и по отношению щелочей породы принадлежат калий-натриевой серии (Na₂O/K₂O варьирует в пределах 1,2-1,8%). Содержание Ba, Sr, увеличивается пропорционально уменьшению кремнекислотности. Все гранитоиды имеют лейкократовый облик и относятся к высокоглиноземистым породам. Наблюдается большое сходство в составах пород по содержанию в них петрогенных и редких элементов, что, вероятно, подчеркивает близкие условия формирования пород слагающих массивы.

Как указывалось выше, верхнепалеозойская вулканоплутоническая ассоциация Джидинской зоны является частью трансрегионального Селенгино-Витимского (Монголо-Забайкальского) вулканоплутонического пояса. На огромном протяжении этого пояса распространены комагматичные субщелочные и щелочные вулканические и плутонические породы по своему составу наиболее характерные для внутриплитной рифтогенной геодинамической обстановки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты: 05-05-640-35, 08-05-00290).

Список литературы

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006. Т. 47, № 1. С.53-70.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007. Т. 48, № 1. С. 120-140.

Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П. и др. Палеозойский интрузивный магматизм Джидинского террейна – новые геохронологические и Nd изотопные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 2. С. 77-80.

Хромова Е.А., Елбаев А.Л. Островодужные и коллизионные гранитоиды Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Сибирская Международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: Новосибирский Государственный Университет, 2004. С. 190.