

Т. С. Якимов, А. В. Малышев, Е. В. Кислов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
yakimov-timur@mail.ru

Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья

Тектоническая позиция, вещественный состав и возраст магматических комплексов, формирование которых происходит в глубинных уровнях земной коры, являются одними из фундаментальных проблем петрологии, геохимии и геодинамики. Понимание петрогенезиса этих магматических образований позволяет не только по-новому взглянуть на рост земной коры в протерозое, но и разработать петрологические индикаторы геодинамических обстановок, отражающих мантийно-коровое

взаимодействие. Изучение этих проблем актуально как для решения фундаментальных задач петрологии и геохимии, так и для конкретных прикладных задач, связанных с геологическим картированием метаморфических и магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Главной целью работы являлся анализ этапов, особенностей и источников ультрамафит-мафитового магматизма протерозойского этапа развития Байкальского региона.

Метешихинский массив расположен на хр. Урлак в междуречье рр. Метешиха и Большая. Массив имеет сложное строение: центральную часть слагают мелкие тела дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов; основной объем массива (~80 %) представлен различными габброидами [Малышев, 2011].

Все породы Метешихинского массива относятся к толеитам нормального ряда и характеризуются высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2 и K_2O (рис.). Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO (см. рис.), содержание глинозема при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO . По мере увеличения содержания SiO_2 в породах этой ассоциации уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO (см. рис.).

Для пород массива установлены низкие содержания редкоземельных и других некогерентных элементов. Спектры распределения РЗЭ габброидов Метешихинского массива имеют пологий $((La/Yb)_N = 0.24)$ положительный наклон и положительную Sr и Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 1.9$). Ярко выражены минимумы Th , Nb и Zr с низкими содержаниями и пологим отрицательным трендом тяжелых редких земель, что характерно для пород островодужной серии.

$Ar-Ag$ возраст роговой обманки из габбро составляет 809 ± 8 млн лет, что согласуется с данными о формировании в это время рифейских активных континентальных окраин [Малышев, 2011].

Массив Острая Сонка располагается в 15 км вверх по течению р. Метешиха от Метешихинского плутона. Массив сложен породами двух фаз, которые образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива [Малышев, 2011]. По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 43–53 мас. %, сумма щелочей 0.43–5.0 мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью (7.14–30 мас. % Al_2O_3) и низкой титанистостью (0.1–1.0 мас. % TiO_2), бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O > 4$). Магнезиальность пород колеблется от $Mg\# = 60$ в перидотитах до $Mg\# = 14$ в лейкогаббро. На вариационных диаграммах MgO –элемент составы пород образуют тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO 14.5 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO 0.4 мас. %). Такие тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением содержания MgO возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (см. рис.), что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в породе уменьшается доля оливина и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остается постоянным, а содержание Al_2O_3 возрастает от 12.5 мас. % в оливиновом габбро до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза.

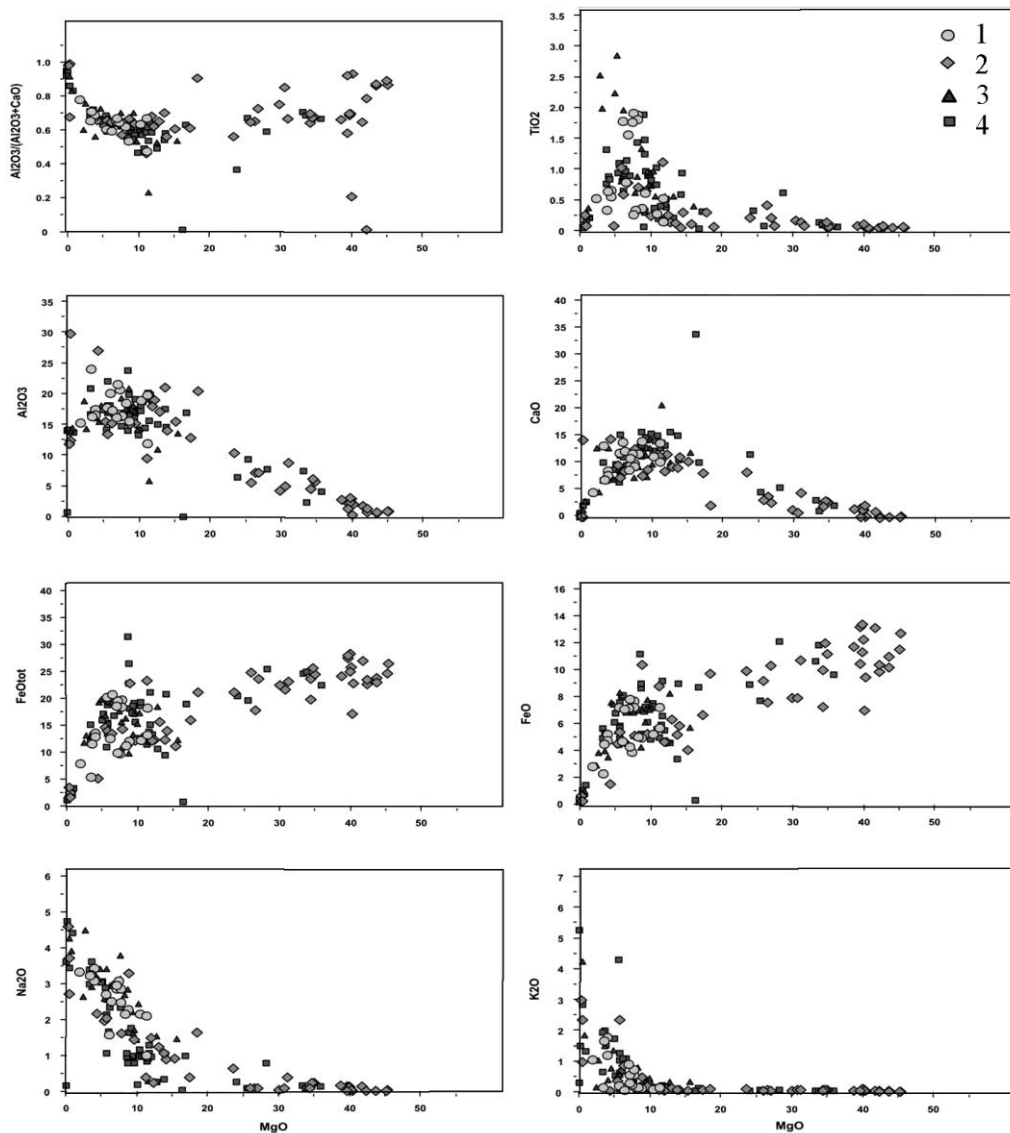


Рис. Особенности петрохимии позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья.

1 – Острая Сопка, 2 – Маринкин, 3 – Урбикан, 4 – Метехишинский.

Для всех пород массива характерны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц, с пологими отрицательными спектрами. Нормализованное к хондриту $(La/Yb)_N$ отношение варьирует от 2.5 до 6.4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами. Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*)_N = 1.7-2.4$, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на состав примитивной мантии, выделяются минимумы Ta, Hf, Ti и Zr, а также

обогащение пород крупноионными литофильными элементами и Sr, что, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для остороводужных базальтов.

Возраст пойкилитового магматического амфибола в габбро составляет 844 ± 6 млн лет [Малышев, 2011]. В целом, ряд геологических и близких петролого-геохимических особенностей позволяет утверждать о генетической близости к Метешихинскому массиву, кроме того, как показывают геохронологические данные, pluton Острая Сопка формировался на позднепротерозойском этапе закрытия Палеоазиатского океана.

Урбиканский интрузивный комплекс прослеживается в субмеридианальном направлении в среднем течении рр. Кабанья и Урбикан на протяжении около 30 км. Массивы залегают в осадочно-вулканогенной толще пород (амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов), метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, прорваны гранитоидами баргузинского комплекса и часто представляют собой останцы среди гранитоидов.

Восточная часть Урбиканского комплекса сложена дифференцированной серией пород от плагиовестеритов до габброноритов. Вкрапленность магнетита и ильменита неравномерная, иногда прожилковая. Также широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью и эпигенетическими обособлениями пирита. Западная часть отделена от восточной разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

Северо-западная эндоконтактная часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены габбро, ближе к центру располагаются пироксениты, а центральная часть сложена перидотитами, имеющими друг с другом постепенные взаимные переходы. Габбро и пироксениты в массиве сильно амфиболитизированы. В них наблюдается редкая вкрапленность сульфидов. Юго-западнее в эрозионном врезе руч. Якшакан вскрыты амфиболитизированные габбро и габбро-пегматиты, где отмечена сульфидная минерализация, приуроченная к контакту массива с вмещающими амфиболитами [Цыдыпов и др., 2006].

Породы Урбиканского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу, судя по средним значениям $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород комплекса $\tau = 7.6-36.4$ [Цыдыпов и др., 2006].

Получены новые данные по Rb-Sr изотопии: исходя из возраста 700 млн лет, были вычислены первичные изотопные отношения, варьирующие от 0.70171 до 0.70878. Возраст 750 ± 6 млн лет принят за базовый, поскольку пироксениты в ходе кристаллизации комплекса формировались раньше, чем оливинное габбро.

Предположительно, эти структурно-вещественные комплексы сформировались в северо-восточном сегменте Палеоазиатского океана, который представлял собой цепочку окраинных морей разного типа: от островных дуг, до узких задуговых бассейнов.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкиного в правом борту долины верхнего течения р. Тулдуни (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракиндинской структурно-формационной зоны в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы и контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского глубинного разлома. Это типоморфный интрузив маринкиного комплекса [Kislov et al., 2009].

Маринкин массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Его центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты [Kislov et al., 2009]. Ультраосновные породы зачастую преобразованы в аподунитовые, апоплагиодунитовые серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Периферийные части интрузива интенсивно изменены постмагматическими процессами и, по-видимому, воздействием гранитоидов, превращены в цоизитовые, цоизит- и сосюрит-актинолитовые породы. Рвущие взаимоотношения между ультрамафитами и габброидами не отмечены, на основании чего можно сделать вывод, что все разновидности пород представляют собой внутрикамерные дифференциаты единого расплава.

В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазсодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортзитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. Наряду с ритмичным переслаиванием пород имеются участки с незакономерным чередованием дунитов, троктолитов, анортзитов с флексуорообразным изгибом прослоев, асимметричным строением и частым выклиниванием слоев различного состава.

Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами [Kislov et al., 2009]. К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Sm-Nd возраст Маринкинского плутона составляет 825 ± 12 млн лет [Изох и др., 1998]; плутон отнесен к островодужной ассоциации [Цыганков, 2005].

В целом, плутоны имеют общее концентрически-зональное внутреннее строение с ультрамафитовым ядром, причем взаимоотношения ультрабазитов и базитов дают основания полагать о двух фазах становления массивов. Первой фазе соответствуют дуниты, перидотиты и пироксениты, представляющие, по-видимому, кумуляты расплава. Вторая фаза сложена габброидами, относящимися к более поздним дифференциатам. Первичный расплав соответствовал по составу высокомагнезиальному базальту. Все рассмотренные петролого-геохимические критерии позволяют отнести их к островодужным комплексам, что сочетается с геохронологическими данными закрытия в позднем протерозое Палеоазиатского океана с образованием активных континентальных окраин. Остается открытым вопрос: была ли это единая система островных дуг?

Литература

Изох А. Э., Гибшер А. С., Журавлев Д. З. и др. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

Мальшев А. В. Новые петролого-геохимические данные по ультрамафит-мафитовым комплексам Западного Забайкалья (Метешихинская группа массивов) // Мат. Всерос. молодеж. конф. «Геология Западного Забайкалья». Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 82–95.

Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

Цыдыпов Ж. Н., Мехоношин А. С., Кислов Е. В. и др. Геохимия и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса // Мат. сов. «Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИГ СО РАН, 2006. Т. 2. С. 206–209.

Kislov E. V., Malyshev A. V., Orsoev D. A. Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia Northwestern Geology. // Sup. Proc. of XI'an International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium. 2009. Vol. 42. P. 185–188.