

3. *Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б.* Магматическая история Южно-Ануйской складчатой зоны. Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985-1990 гг.). Магадан, 1991. С. 140-157.
4. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
5. *Сеславинский К.Б.* Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Доклады АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1181-1185.
6. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др.* Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80-84.
7. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195-218.
8. *Шараськин Л.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
9. *Kay R.W., Senechal R.G.* The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // J. of Geophysical Research. 1976. V. 81. № 5. P. 964-970.

**ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
СУТУРНЫХ ЗОН КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ВОСТОЧНОГО САЯНА
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИБИРЬ)**

Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.

Томский государственный университет, Томск, Россия

e-mail: labspm@ggf.tsu.ru

**PETROLOGY OF ULTRAMAFIC AND MAFIC COMPLEXES
FROM SUTURE ZONES OF THE KUZNETSKY ALATAU
AND THE EASTERN SAYAN RIDGES (CENTRAL SIBERIA)**

Gertner I.F., Krasnova T.S.

Tomsk State University, Tomsk, Russia

e-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Ultrabasic and basic rock associations from suture zones of the Central Siberia are geochemically and structurally studied on the example of the Eastern Sayan and Kuznetsky Alatau fold systems.

This investigation is allowed to demonstrate a different origin of oceanic crust fragments that could be mixed during the collision of autonomous subcontinental terrains on the ancient margin of the Siberian Craton. Our recent geochemical results assume a new model of interpretation in the scheme of formation and metallogeny status for magmatic ultrabasic and basic complexes in these regions.

Линейное распространение ультрамафит-мафитовых комплексов в геологических структурах Центральной Сибири интерпретируется, как правило, в качестве сутурных швов между локальными субконтинентальными блоками. Геотектоническая позиция таких фрагментов энзиматической коры обусловлена коллизионными событиями, связанными с амальгамацией Центрально-Азиатского супертеррейна [8] или последовательной аккреции Сибирского кратона на его западной (в нынешних координатах) окраине [2]. Результаты детальных петрологических исследований ультрабазит-базитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна выявили существенные различия между геохимическими особенностями пространственно сопряженных горных пород и возрастными рубежами их формирования. Полученные данные не соответствуют принятой для Сибирского региона концепции формационной типизации магматических комплексов. В подобной ситуации геодинамическая реконструкция ультрабазит-базитовых поясов

допускает только диагностику их «сутурного» происхождения, отражая исключительно тектоническую природу «коллапса» различных сегментов морского или океанического бассейна.

Представления о геологическом строении Восточного Саяна, рассматриваемого ранее в качестве однородной структуры как Каннского выступа докембрийского фундамента Сибирского кратона, претерпели существенную трансформацию в последние годы [6]. Анализ геохимических и изотопных параметров слагающих его метаморфических пород позволил обосновать выделение как минимум трех автономных террейнов: Центрального, Идарского и Шумихинско-Кирельского. Собственно зеленокаменный пояс, известный в литературе как Каннский, развит исключительно в пределах Идарского террейна. Образуя две сближенные, но пространственно разобщенные, ветви он был разделен на независимые структуры в виде Каннского и Идарского поясов. Изученные нами массивы ультрабазит-базитовых горных пород сосредоточены в пределах Кингашской рудоносной площади (общим количеством не менее 10 автономных тел) и представляют собой локальный фрагмент Идарской структуры. Петрографическое сходство данных образований позволяет говорить о близкой природе их источников вещества и сходных условиях формирования. Однако особенности минералогического и геохимического состава ультрамафитов допускают, как минимум, бимодальный характер магматизма Идарского пояса [7]. В частности, диопсидсодержащие ультрабазиты и ассоциирующие с ними габброиды толеитовой специализации характеризуются заметным обогащением РЗЭ относительно примитивной мантии, а производные энстатит- и бронзитсодержащих породных ассоциаций – содержаниями лантаноидов, близкими к уровню первичного хондрита. В настоящее время предлагается их разделение на два формационных типа, отвечающих магматогеинным (Кингашский комплекс) и метаморфогенным или реститовым (Идарский комплекс) ультрабазитам [7].

Детальный структурно-петрологический анализ пород одного из эталонных объектов данной площади, а именно, Кингашского дунит-пироксенит-габбрового массива позволяет говорить о его петрогенетической неоднородности. Например, ориентировка элементов текстурной анизотропии пород (полосчатости и минеральной уплощенности) из главных составляющих массива (тел ультрабазитов и габброидов) отличается на 10-15 градусов, что предполагает их полихронное формирование в достаточно активной тектонической обстановке. Ряд геохимических параметров (вариации Ti, Ti/Cr, Sc/V, характер распределения РЗЭ) базитовых дифференциатов ультрабазитовой и габброидной интрузий допускает автономию исходных магм последних [1, 9]. Более серьезные доказательства полиформационной природы Кингашского массива выявляются при анализе закономерностей изотопного состава неодама и стронция в валовых и отдельных мономинеральных пробах из дунитов, верлитов, апогаббровых амфиболитов и жильных альбититов [9]. Изохронные зависимости, отражающие перераспределение РЗЭ и LIL-элементов, предполагают существенный (около 500 млн. лет) временной разрыв между становлением собственно ультрамафитового массива (1410±49 млн. лет) и внедрением габброидной интрузии (874±79 млн. лет). Для верлитов и пироксенитов контактово-реакционной зоны получен близкий Sm-Nd-изотопный возраст (873±38 млн. лет), который подтверждает двухстадийное формирование Кингашского массива. В месте с тем, Sm-Nd минеральная изохрона жильного альбитита, локализованного среди ультрабазитов, отражает время завершающего этапа регионального метаморфизма (498±45 млн. лет), которое было установлено для даек трондьемитов и гнейсов вмещающей метаосадочной толщи [3]. Расчет наиболее вероятных первичных изотопных параметров родоначальных магм горнопородных ассоциаций массива подтверждает их заметные вариации, отражающие различные масштабы мантийно-корового взаимодействия и автономию источников ультрабазитовой ($\epsilon Nd_T \sim +3$; $\epsilon Sr_T \sim +4$), габброидной ($\epsilon Nd_T \sim 0$; $\epsilon Sr_T \sim +10$) и собственно метаморфогенной жильной ($\epsilon Nd_T \sim -7$; $\epsilon Sr_T \sim +25$) серий. В данной ситуации рассматривать «Кингашский» магматический комплекс как единый формационный тип не имеет смысла.

Другой подобный ультрабазитовый объект, слагающий водораздельный хребет (гора Вершина Кингаша) и расположенный в непосредственной близости от собственно Кингашского массива (~ 5 км южнее), по своему строению в большей степени соответствует дунит – гарцбургитовой ассоциации идарского комплекса. Его возраст и генетическая природа пока остаются достаточно проблематичными. По ряду петрографических и геохимических особенностей (наличие фрагментов кумулятивных микроструктур, локальное присутствие плагтоклаза и высокоглино-

земистого клинопироксена, повышенные концентрации РЗЭ в ортопироксене) предполагается магматическое происхождение данных гипербазитов. С другой стороны, некоторые особенности вещественного состава этих пород и слагающих их минералов (низкая железистость оливина и пироксена на уровне 5-8 % Fa и 6-8 % Fs соответственно, высокая магнезиальность валовых составов гипербазитов) соответствуют в большей степени реститовым продуктам литосферной мантии. Геохимические параметры пород данного массива (например, спектр РЗЭ) близки к хондритовому стандарту, что не дает однозначного ответа для генетической типизации. Изотопный состав указанных гипербазитов соответствует параметрам протерозойской деплетированной мантии (для $T=1,4$ Ga, $\epsilon Nd_T \sim +5.1$; $\epsilon Sr_T \sim -16.8$) и позволяет говорить о вероятной субдукционной природе данных образований. Проведенный анализ геохимических и изотопных параметров ультрабазит-базитовых ассоциаций Восточного Саяна допускает существенную неоднородность компонентов сутурной зоны, отражающей тектоническое совмещение совершенно различных блоков субокеанической коры.

В отличие от Восточного Саяна, геологические структуры Кузнецкого Алатау соответствуют «германотипному» или «блоковому», в обычном понимании, типу строения складчатых систем Алтае-Саянской области. Собственно сутурный шов здесь трассируется линейным распространением массивов альпинотипных гипербазитов и базитов различных фаций глубинности вдоль Кузнецко-Алатаусского линеамента. По ряду геохимических признаков среди указанных офиолитов выделяют два автономных типа, сформировавшихся на разных возрастных рубежах и в различной геодинамической обстановке [4]. В частности, в осевой зоне глубинного разлома преимущественно распространены меланжированные, в той или иной степени, образования апогипербазитовых метасоматитов и базальтоидов MORB- и OIB-типа с предполагаемым временем формирования в позднем рифее. На северо-восточном фланге линеамента представлены более сохранившимися фрагментами энсиматической коры венд-раннекембрийских задуговых бассейнов с развитием базитов BABB-, OIB- и EMORB- типа.

Главной особенностью внутреннего строения последних является развитие локальных полукольцевых парагенезисов ультрамафит-мафитовых ассоциаций. Их структурная анизотропия обусловлена разноплановыми тектоническими движениями и отражает развитие отдельных надвиговых и взбросовых структур в складчатом ансамбле региона. Не смотря на общепризнанную точку зрения о позднерифеско-раннекембрийском временном диапазоне формирования энсиматического основания земной коры в Кузнецком Алатау, существующие ныне радиологические датировки фиксируют лишь его верхнюю возрастную границу (региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации пород конжиского комплекса на уровне 700 млн. лет, а также возраст плагиориолитов и субвулканических плагиогранитов котласского комплекса на уровне 540-550 млн. лет). Нижний предел, определяемый значениями наиболее вероятного модельного возраста (T_{DM}) базитов и присутствием осадочного материала перемытой океанической коры в составе позднерифеских отложений амарской свиты северо-восточного склона Кузнецко-Алатаусского хребта, соответствует интервалу 0.82-1.4 млрд. лет.

Изученный нами ультрабазит-базитовый парагенез гор Зеленой, Северной, Заячьей и Бархатной рассматривается как один из эталонов «раннекембрийских» офиолитов региона. Он также представляет собой полукольцевую, частично тектонизированную, структуру надвигового типа, внешние сегменты которой сложены телами альпинотипных гипербазитов, а ядро – магматогенными ультрамафитами, габброидами, диоритоидами и субвулканическими базитами. Перечисленные породные ассоциации по своим геохимическим параметрам неоднородны, отвечая продуктам толеитовой и известково-щелочной серий. Например, оливиновые габбро и габбронориты характеризуются повышенной железистостью и типичным для MORB спектром распределения РЗЭ с минимальной степенью их фракционирования. Для плагиовестеритов и габбродиоритов свойственна более выраженная магнезиальная специализация и заметное обогащение легкими лантаноидами. Предварительные результаты анализа изотопных составов неодима и стронция в валовых пробах горных пород данного объекта подтверждают их вероятную геохимическую неоднородность. Положение конкретных фигуративных точек на диаграммах « $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{147}Sm/^{144}Nd$ » и « $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{87}Rb/^{86}Sr$ » отвечает эрохронным регрессионным прямым, наклон которых соответствует достаточно узкому возрастному диапазону 0.9-1.1 млрд. лет, но двум впол-

не автономным мантийным источникам. Параметры ϵNd_T (+7 ÷ +8) и ϵSr_T (-7 ÷ -9) ферродуни-тов и оливиновых габброидов близки к производным деплетированных глубинных субстратов типа древней астеносферы или слабо обогащенной литосферной мантии, модельный возраст (T_{DM}) которых соответствует наблюдаемой эррохроне (0.95-1.05 млрд. лет). Значения ϵNd_T (~ -5) и ϵSr_T (~ +28) в породах «гарцбургит–вебстерит–габбродиоритовой» ассоциации отвечают, в большей степени, источнику метасоматизированной литосферы типа EM II с заметно более древним модельным возрастом источника ($T_{DM} = 1.9-2.8$ млрд. лет). Не смотря на широкие пределы интерпретации имеющихся в нашем распоряжении аналитических данных, геохимическая гетерогенность ультрабазит-базитовых ассоциаций Кузнецкого Алатау, вряд ли, вызывает сомнение. Наблюдаемые в данном регионе структурно-вещественные комплексы представляют собой сегменты океанической коры, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках и имеющих различные источники вещества.

Таким образом, результаты комплексного структурно-петрологического исследования ультрабазит-базитовых ассоциаций Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау демонстрируют не только их вероятную полигенную и полихронную природу, но и реконструкцию различных геодинамических условий формирования, отражающих коллизионные события роста Палеоазиатского континента в раннем палеозое. В данной интерпретации одним из актуальных вопросов выступает формационная типизация фрагментов энсиматической коры, состав которых требует детального анализа на примере конкретных геологических объектов. Их близкая петрографическая специализация не может рассматриваться в качестве главного критерия, т.к. допускает значительные вариации геохимических и изотопных параметров. Другим важным аспектом современного геологического картирования рассматривается металлогеническая специализация конкретных магматических комплексов, которая обязательно отражается в региональной геологической легенде. Учитывая полученные нами результаты, можно достаточно жестко обосновать не только гетерогенность выделяемых ранее магматических комплексов, но и специфику наблюдаемых формационных парагенезисов, которые отражают эволюцию рудогенерирующих систем на примере конкретных массивов.

Исследования поддержаны Министерством образования и науки РФ (проект № 2.1.1/208).

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медноникелевое месторождение. Иркутск: ИГТУ, 2003. 192 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории ССРМ.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
3. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Этапы метаморфизма и гранитоидного магматизма в зеленокаменных поясах Восточного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Материалы Всероссийской научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2004. С. 264-268.
4. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80-85.
6. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. 2007. № 1. С. 80-92.
7. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Геохимическая типизация ультрамафитов Идарского зеленокаменного пояса Канской глыбы (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 6. Томск: ЦНТИ, 2007. С. 160-167.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2003. Т. 209. № 3. С. 354-359.
9. Gertner I.F., Glazunov O.M., Vrublevskii V.V. et al. Geochemical and isotopic constrains for the formation model of the Kingash ultramafic and mafic complex, Eastern Sayan ridge, Central Siberia // Deep-seated magmatism, its sources and plumes. Proceeding of the VI International Conference. Mirny: Publish House of the Institute of Geography SB RAS, 2005. P. 188-206.