РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. академика А.Н. Заварицкого УРАЛЬСКИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ УРАЛЬСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА



ХІV ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

петрогенезис и рудообразование материалы научной конференции

ЕКАТЕРИНБУРГ 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. академика А.Н.Заварицкого УРАЛЬСКИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ УРАЛЬСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДООБРАЗОВАНИЕ 20-22 октября 2009 г.

в честь 70-летия Института геологии и геохимии УрО РАН

конференция проводится при финансовой поддержке РФФИ грант № 09-05-06108-г



Екатеринбург 2009

УДК 552.11+553.3

Петрогенезис и рудообразование (XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. ... с. ISBN: 978-5-94332-068-2

Сборник содержит материалы докладов научной конференции «Петрогенезис и рудообразование», объединенные в 5 разделов: «металлогения вещественных комплексов различных геодинамических режимов», «проблемы взаимосвязи магматизма, метаморфизма, метасоматоза и оруденения», «минералогия и геохимия магматических, метаморфических и осадочных пород и сопутствующего им оруденения», «геохронология и изотопная геохимия петро- и рудообразующих процессов», «флюидный режим рудообразования, расплавные и флюидные включения в минералах, источники рудоносных флюидов и рудного вещества, экспериментальное и термодинамическое моделирование рудообразующих процессов», «современные методы исследования пород и руд». Рассматриваются общие и региональные вопросы металлогении и рудообразования, а также некоторые прикладные аспекты петрологии и изотопной геологии.

Редакционная коллегия: В.А. Коротеев (ответственный редактор),

Издание подготовлено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-06108-г).

70 лет Горно-геологическому институту УФАН СССР – Институту геологии и геохимии УрО РАН

Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого (ИГГ УрО РАН) организован Постановлением Президиума АН СССР № 19 от 16 июня 1939 г. как Горно-геологический институт УФАН СССР. После выделения в самостоятельные Институты отдела геофизики (1958 г.) и горного отдела (1962 г.), в 1966 году решением Президиума АН СССР Институт переименован в Институт геологии и геохимии УФАН СССР. В 1970 году Институту присвоено имя академика А.Н. Заварицкого.

Первым директором Института был академик Д.Л. Шевяков. В трудные предвоенные и военные годы усилия коллектива были направлены на решение задач обеспечения сырьем уральской промышленности. И лишь в послевоенное время, когда директором Института становится А.А. Иванов, в полной мере начали развиваться фундаментальные исследования, связанные с именами С.Н. Иванова (колчеданные месторождения), Л.Н. Овчинникова (скарново-магнетитовые месторождения, развитие изотопной геологии), Н.В. Бутырина (титаномагнетиты Качканара) и других исследователей. В это же время было начато создание материальной базы геологических и геохимических исследований: образованы группы спектрального и рентгено-структурного анализа, химическая лаборатория.

С 1956 по 1959 год (директор А.А. Пронин) продолжилось становление Института как основного центра геологической науки на Урале. Начиная с 1959 года (директор Л.Н. Овчинников) в Институте складываются такие важнейшие направления как стратиграфия и палеонтология (Г.Н. Папулов), петрология (Д.С. Штейнберг), палеовулканология (Г.Ф. Червяковский), литология (Г.А.Смирнов), гидрогеология (В.Ф. Ковалев), отвечавшие уровню мировой науки. Это было время расцвета исследований по экзогенной металлогении, в первую очередь по бокситам (А.К. Гладковский).

1966-1975 годы (директор С.Н. Иванов) ознаменованы переходом на новую геологическую парадигму, становлением и расцветом исследований на основе новой глобальной тектоники, которые проводились в тесном контакте с Геологическим институтом АН СССР. Одним из главных результатов этих исследований стала тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000 – первая в мире карта крупного складчатого пояса, созданная на теоретической основе мобилизма.

Главным итогом 1977-1986 гг. (директор А.М. Дымкин) было создание трех серий книг по ряду важных направлений работы Института: железорудные месторождения Урала, колчеданные месторождения Урала и магматизм Урала. В каждой серии было опубликовано несколько монографий, которые сохранили свое научное значение до сих пор.

С 1986 года Институт работает под руководством академика В.А. Коротеева. За эти годы в значительной степени обновлена приборная база Института. В 2006 г. на базе лаборатории физических и химических методов исследования создан ЦКП «Геоаналитик», отличающийся комплексным подходом к решению как фундаментальных, так и прикладных задач геологической науки. Кроме аналитического обеспечения геологических исследований, в центре проводится учебно-методическая работа – обучение студентов, аспирантов, докторантов и стажеров, организованы курсы повышения квалификации специалистов-пользователей новейшего аналитического оборудования, проводится отработка и презентация новых аналитических методик, повышения квалификации и переподготовки аналитиков.

Применение уникальной аппаратуры и новейших методик дало возможность Институту выйти на более высокий уровень научных результатов в области геохимии и рудообразования, получивших заслуженное признание научной общественности и государства.

Коллектив геологов, объединяющий лидеров фундаментальной науки, высшей школы и первооткрывателей ряда крупнейших месторождений Урала, под руководством академика РАН, директора Института В.А. Коротеева, награжден премией правительства Российской Федерации 2003 г. в области науки и техники за создание научных основ развития рудной минерально-сырьевой базы Урала. Целью исследований, удостоенных высокой награды, являлось коренное улучшение технологии и методологии проведения геологоразведочных работ для создания, развития и расширения рудной базы Урала на длительную перспективу.

Исследования молодых сотрудников Института также отмечены престижными научными наградами: двумя золотыми медалями Российской академии наук для молодых ученых, двумя Премиями им. академика Л.Д. Шевякова Президиума УрО РАН и премией Губернатора Свердловской области для молодых ученых.

Несмотря на объективные трудности, затрагивающие всю российскую науку, Институт продолжает наращивать творческий потенциал для решения актуальных проблем фундаментальной геологии.

В настоящее время в Институте работают 7 научных лабораторий – палеовулканизма и региональной геодинамики (зав. лаб. академик В.А.Коротеев), региональной геологии и геотектоники (д.г.-м.н. К.С.Иванов), стратиграфии и палеонтологии (д.г.-м.н. В.В.Черных), литологии (член-корр. А.В.Маслов), геохимии и рудообразующих процессов (д.г.-м.н. В.В.Мурзин), петрологии магматических формаций (д.г.-м.н. В.В.Холоднов), физических и химических методов исследования минерального вещества (член-корр. С.Л.Вотяков) и научно-инновационный отдел (к.г.-м.н. В.Ф.Рябинин), в которых работают 87 научных сотрудников, в том числе 1 академик, 4 члена-корреспондента РАН, 17 докторов и 41 кандидат наук.

В последние годы научным коллективом Института получены важные результаты по ряду приоритетных направлений геологической науки, среди которых можно отметить следующие.

Построена зональная стратиграфическая шкала нижней перми по конодонтам, позволившая осуществить глобальную корреляцию нижних границ всех ярусов нижнего отдела пермской системы, завершена работа по их изотопному датированию. Граница между каменноугольной и пермской системами, обоснование которой проведено учеными Института в содружестве с американскими коллегами, принята и утверждена Международной стратиграфической комиссией.

Разработана модель вертикальной гидродинамической и реологической зональности земной коры материков.

На основе исследований геологии и по результатам интерпретации международного сейсмопрофиля Урсейс-95 разработана новая геодинамическая модель строения и развития Урала. Уточнены последовательность и временные границы этапов, набор геологических формаций и структурная зональность региона.

Выполнено монографическое обобщение окислительно-восстановительного состояния ультрамафитов уральских альпинотипных массивов с использованием методов современной оливин-хромшпинелевой окситермобарометрии, основанных на экспериментальных мессбауэровских и теоретических модельных данных по кристаллохимии железа в хромшпинели.

С 2001 года Институт издает научный журнал «Литосфера. Журнал включен в перечень периодических изданий, рекомендованных ВАК для публикации основных положений докторских диссертаций в области наук о Земле.

В целях привлечения к научным исследованиям талантливой молодежи осуществляется интеграция Института с высшими учебными заведениями, выразившаяся в создании в последние годы трех совместных кафедр с Уральским государственным горным университетом и базовой лаборатории при Уральском Государственном университете им. А.М. Горького. При Институте успешно работает аспирантура и Ученый совет по защитам кандидатских и докторских диссертаций.

Институт является координатором геологических исследований в регионе и занимает прочное лидирующее положение по таким направлениям научных исследований в области наук о Земле, как стратиграфия, региональная геодинамика, геология и металлогения складчатых областей. При Институте работают Уральские секции Межведомственных петрографического, тектонического и литологического комитетов ОНЗ РАН и Уральская межведомственная стратиграфическая комиссия МСК РФ. Институт поддерживает прочные научные связи с зарубежными учеными и является участником ряда крупных международных проектов.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ахунджанов Р.*, Мамарозиков У.Д.*, Сайдиганиев С.С.**, Зенкова С.О.*

* Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН Республики Узбекистан, rkh.akhundjanov@mail.ru ** ГП НПЦ «Геология урана и редкоземельных металлов» Госкомгеологии РУз, muzzafarhon82@mail.ru

Металлогеническая специализация крупных магматических провинций определяется геолого-геофизическими, тектоно-магматическими, собственно магматическими факторами [1, 6, 7], а также признаками, обусловленными явлениями глубинной геодинамики и плюмовой тектоники [4]. Для территории Узбекистана установлена приуроченность каких-либо рудных формаций к регионам с определенным типом земной коры, характеризующимся особыми чертами строения и состава. Были выделены: Уральский (магнитогорский), свойственный Султануиздагу, Кураминский, Южнотяньшаньский и Ферганский типы земной коры. При оценке рудоносности территорий отмечается большая роль неоднородности состава литосферы, наличия вторжений высокоскоростных пород в верхней части ее разреза.

На территории Узбекистана выделен ряд блоков литосферы с широким и интенсивным проявлением магматических и рудных ассоциаций, уникальными и крупными месторождениями благородных, цветных и редких металлов. В их пределах выражена пространственная совмещенность ультрабазит-базитового, андезитового и риолитового магматизма, проявленных в различных геодинамических режимах: рифтовом, островодужном (О-D₁), активной континентальной окраины (С,-С,) и внутриплитном (Р-Т,) [2]. Для Срединного и Южного Тянь-Шаня обоснована потенциальная рудоносность ультрабазит-базитовых формаций на хром, титан и железо. Хромитовые руды ассоциируют с дунит-гарцбургитовым и пикрит-диабаз-базальтовыми рядами формаций позднего силура-раннего девона (419 млн. лет, 87 Sr/ 86 Sr = 0,70356). Две ассоциации: оливинит-верлит-пироксенит-габбровая и габбро-диабазовая определены рудоносными на железо и титан. Это верлиты, пироксениты и габброиды Тебинбулакского интрузива и габбро-диабазы даек Мальгузара. Заслуживает внимания выявление оливинитов в Срединном Тянь-Шане. Породы с содержанием 75-85 % оливина и 15-25 % титаномагнетита и акцессорного ильменита определены в составе ксенолитов, включенных в субщелочные габброиды Алычалыкского интрузива, размещенного в зоне Североферганского регионального разлома. Титаномагнетиты оливинитов характеризуются наличием хрома (1,33 %) и ванадия (1 %) [3]. Несколько большее значение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr наблюдается в габбро-диабазах с титано-магнетитовым и ильменитовым оруденением гор Мальгузар (411 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70487). Вероятно, это связано с явлениями дифференциации ультраосновного расплава и возможного обогащения титаном, за счет ассимиляции осадочно-метаморфических толщ докембрия и нижнего палеозоя. На хромитовом месторождении Тесукудук-Ченгельды в Центральных Кызылкумах породы представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, пироксенитами и габброидами. Хрома в ультрабазит-базитовых породах -0.30 %, никеля -0.20 %, кобальта -0.020 %, а титана -0.023 %. В габброидах количество этих металлов на порядок ниже. Содержание хрома в руде колеблется в пределах 16,4-18,7 %, железа – до 7 %, очень мало титана (0,01-0,11 %). Как в породах, так и в рудах отчетливо выражена обратная корреляция между хромом и титаном. Количество платиноидов в хромитовых рудах составляет 1-4 г/т, а золота – от 0,14 до 3 г/т [5, 6]. В ультрабазит-базитовом магматизме особо выделяется формирование графитового оруденения, связанного с Бельтауским (Тасказганским) интрузивом, размещенным в горах Кульджуктау (Кызылкумы). Руды наблюдаются как во вмещающих интрузив карбонатных породах, так и в самом массиве. Породы представлены в

основном габбро-норитами, авгитовыми и роговообманковыми габбро, габбро-диоритами. Среди них наблюдаются участки, переходящие в пироксениты и анортозиты. Перидотиты (лерцолиты) встречаются в виде мелких тел среди габброидов Бельтауского интрузива и составляют менее 1 % его площади. Габброидные массивы гор Кульджуктау, являясь потенциально рудоносными на графит, имеют геохимическую и акцессорно-минеральную специализацию на титан, медь, никель, кобальт и благородные металлы [6].

В раннем-среднем карбоне образуются известково-щелочные ассоциации, включающие габбро-плагиогранитную формацию (343 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70538). Отмечается возможная рудоносность её на золото.

Главной особенностью пространственного размещения интрузивов, образованных в среднем-позднем карбоне является приуроченность к поясам, где максимально был проявлен гипербазит-базитовый магматизм. В это время были сформированы «батолитовые» многофазные плутоны: І фаза – диориты, кварцевые диориты, ІІ фаза – гранодиориты (адамеллиты), ІІІ фаза – граниты, IV фаза – аляскиты (лейкократовые граниты). Варьирование состава пород, развитие андезитов указывают на возможный смешанный тип расплавов (319-293 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,706-0,707). Коровый источник магм наблюдается в раннепермских кислых и ультракислых формациях (282-264 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,708-0,715). Вышеуказанная гомодромная последовательность формирования плутонических ассоциаций представляется как явление длительного существования магматических очагов и их вертикальной миграции, в понимании Ю.А. Кузнецова. В Срединном Тянь-Шане потенциальная рудоносность «батолитовых» интрузий – продуктов магматических очагов смешанного типа определяется генетической связью с Чаткало-Кураминским плутоном месторождений магнетитовой скарновой (Сюреньата, Ихнач, Туранглы, Чокадамбулак), полиметаллической скарновой (Кургашинкан, Кумышкан, Алтынтопкан, Курусай, Кансай), редкометальной (W, Mo, Sn) скарновой (Чорухдайрон, Чимган, Чавата) формаций. В Южном Тянь-Шане, где «батолитовые» плутоны образованы из магм палингенно-анатектического типа, с ними связаны в основном скарновые и грейзеновые месторождения вольфрама, олова и молибдена и кварцево-золоторудной (Мурунтау, Мютенбай, Алтынказган) формации. Рудно-магматические системы формируются в мезоабиссальных условиях из расплавов – продуктов переплавления гранулито-базитового и гранито-гнейсового слоев земной коры. Редкометальное оруденение локализовано в скарнах, апогранитах, грейзенах приконтактовой зоны гранитоидных плутонов.

В позднекарбоново-раннепермское время непосредственно вслед за становлением гранитоидных плутонов были образованы малые интрузии субщелочного формационного ряда: монцогаббро-сиенодиорит-адамеллит-лейкогранит (308-276 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,705-0,711). В приповерхностных частях коры формировались вулканические формации трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-трахириолитового ряда. С этими вулкано-плутоническими образованиями связаны уникальные месторождения медно-молибденовой формации (Кальмакыр, Сарычеку, Дальнее). Для них определено длительное и полиэтапное формирование метасоматитов и руд, зависимость концентрации меди, молибдена от наличия выступов и апофиз тел сиенодиоритов, гипабиссальных малых интрузий гранодиорит-, адамеллит-порфиров и субвулканических риолит-порфиров. Вслед за ними были образованы крупные месторождения золото-сульфидной, золото-серебряной и серебряной формаций (Кочбулак, Кызылалма, Чадак, Лашкерек, Адрасман, Канимансур, Актепе и др.).

Территория Узбекистана ранее выделялась как редкометальная провинция с наиболее широким развитием шеелитоносных скарнов и проявлениями пегматитовых, апогранитовых и грейзеновых формаций с W, Mo, Sn оруденением. Обоснована генетическая связь месторождений этих металлов с гомодромным рядом гранитоидных формаций [6]. В последние десятилетия выделены сравнительно молодые (позднепермские) редкометальные ассоциации пород, слагающих дайки, некки и штоки. Среди них наиболее развиты долериты, синхронные с ними, сиенит-порфиры, онгониты, щелочные онгориолиты и их гипабиссальные аналоги – редкометальные лейкограниты (263±2 млн. лет, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,707-0,711). Они потенциально рудоносны на Li, Be, Nb, Ta, W, Mo, Sn, флюорит, радиоактивные, редкоземельные элементы и сосредоточены в основном на редкометальных и флюоритовых месторождениях Чаткало-Кураминского региона (Саргардон, Баркрак, Ойгаинг, Келенчек, Шавазсай, Шабрез, Чаркасар, Чаули, Агата-Чибаргата, На-

угискен, Суппаташ и др.) [8]. Рудно-магматическая система их имела свою специфику – насыщенность флюидами в результате явлений метамагматизма (по Д.С. Коржинскому).

Вышеуказанная эволюция палеозойского магматизма и рудообразования отражает все увеличивающуюся во времени роль гранитоидного магматизма, обусловленного «зрелостью» земной коры. Во внутриплитном (консолидационном) этапе наблюдается затухание внутрикоровых магматических и рудообразующих процессов. Характерным является превалирование в это время дайковой формы магматизма и региональная распространенность по всей территории Срединного и Южного Тянь-Шаня дайковых полей и поясов. В этот период металлогеническая специализация региона, определяемая как обособление металлогенических провинций и рудных районов в отношении одного или группы элементов, характеризуется как глубинная (подкоровая) золото-серебро-редкометальная, с преобладанием в числе последней ниобия, тантала, редкоземельных и других металлов.

Работа выполнена по грантам АНРУз ФА-Ф6-Т099, ФА-А5-082.

Литература

1. Абдуллаев Х.М. О петрометаллогенетических рядах магматических пород и эндогенных месторождений // Советская геология, 1960. № 5. С. 3-13.

2. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Чаткало-Кураминская «горячая точка» и история развития магматизма // Геология и минеральные ресурсы, 2003. № 5. С. 3-14.

3. *Ишбаев Х.Д.* Мантийные включения в породах Алычалыкского массива (Гавасайский грабен, Кураминская зона) // Узбекский геологический журнал, 1993. № 5. С. 26-34.

4. *Летников* Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды международного совещания. Иркутск: ИрГТУ, 2002. С. 5-24.

5. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ИМР, 2001. 660 с.

6. *Хамрабаев И.Х.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: Фан, 1969. 212 с.

7. Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Томсон И.Н. и др. Металлогенетический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М.: Недра, 1972. 296 с.

8. *Akhundjanov R., Usmanov A.I., Mamarozikov U.D. et al.* Polychronic and polygenic oremagmatic systems of rare metallic ore-deposits of Uzbekistan // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS, 2007. P. 156-158.

РАЗВИТИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВ СУЛЬФИДНЫХ (КОЛЧЕДАННЫХ) КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Виноградов А.М.*, Большаков В.Н.**

*Институт геофизики УрО РАН, gopm@mail.ru **ЗАО «Восточная геологоразведочная экспедиция»

Необходимость решения проблемы совершенствования минерально-сырьевых ресурсов и оптимизацией их перевода в запасы за счет выявления крупных сульфидных (медно-колчеданных, медно-порфировых, медно-никель-кобальтовых, золото-полиметаллических) месторождений Урала обозначена в программе фундаментальных исследований по ОНЗ РАН на 2009-2011 гг.-«Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов (координаторы академики Н.С. Бортников, Д.В. Рундквист)». В ИГ УрО РАН она развивается в проекте «Исследование закономерностей размещения и развитие геофизического обеспечения прогнозирования и поисков сульфидных (тра-

диционных и новых типов) крупных месторождений в восточных районах Урала». Эти районы в силу повышенной мощности чехла рыхлых отложений и особенностей направленности предыдущих исследований оказались наименее изученными. Однако, с позиции сегодняшнего дня, очевидна их потенциальная перспективность на выявление обозначенных типов месторождений. Впрочем, по нашему мнению, проблема не менее актуальна и неразрывно связана с таковой и для западного Урала. Некоторые вопросы, требующие разностороннего обсуждения, рассматриваются в докладе.

Геофизические методы при решении проблемы занимают ведущее место. С учетом современных достижений науки и практики они могут привлекаться при решении самых разнообразных задач. От изучения закономерностей размещения крупномасштабных месторождений в связи их приуроченностью к глобальным, региональным и локальным структурным обособлениям, фиксируемых в физических полях, до выделения аномалий непосредственно связанных с рудными телами. При этом последние обладают широким диапазоном изменения физических свойств и залегают в условиях разной доступности для их прямой индикации. К такой постановке комплексного решения проблемы в одном проекте приводит предыдущий опыт исследований Уральского региона, а разработка геофизического обеспечения достижения поставленной цели имеет научную и практическую значимость.

Институтом геофизики УрО РАН в 2001-2006 гг. при участии ИГЕМ, ГГМ, ИГГ УрО РАН, ИГ УНЦ РАН, НПО «Рудгеофизика», ТАНов ФАН МПР Уральского региона выполнены не имеющие аналогов в отечественной и мировой практике теоретические, опытно-методические и опытно-производственные исследования и работы по созданию современной технологии геофизического обеспечения прогнозирования и поисков колчеданных месторождений на Южном Урале и в провинциях сходного строения [1, 3]. Этот процесс происходит по полному циклу от теоретических и экспериментальных решений до наукоемкой практической реализации в виде выявления особо перспективных объектов (участков, аномалий, рудных тел на известных и вновь выявленных месторождениях). В проведенной работе очерчены дальнейшие перспективы выхода на прогнозирование и поиски, прежде всего крупных месторождений традиционных и нетрадиционных типов на новых ранее недостаточно подготовленных территориях.

Новизна проекта определяется вовлечением последних фундаментальных знаний о глубинных процессах, происходящих на мантийном уровне. Их общности и различиях с процессами литосферного уровня. Дискретного проявления тех и других в коровых минерагенических аномалиях. Разработки в этом направлении с использованием геофизических данных доводятся до практической реализации в исследуемом регионе. В настоящее время получены новые фундаментальные знания в области глобальной и региональной геологии Земли и Уральского региона в составе Западно-Сибирской тектоно-магматической системы. Продвинулось с позиции актуализма понимание процессов рудогенеза в связи с магматизмом и циклами тектогенеза [5]. На основе отмеченного проводится геологическая переинтерпретация многих аномалий физических полей. Достигнуто понимание содержания и значимости скрытой структуры полей, выявление и прослеживание которой стало возможным с применением современного аппарата математической обработки и анализа результатов наблюдений с позиций фрактальной геометрии. Физические модели сред, положенные в основу теории методов, перестали удовлетворять практику и будут уточнены и конкретизированы применительно к реальной сложности наблюдаемых объектов. Геофизическое обеспечение прогнозирования и поисков применительно к конкретным регионам и типам полезных ископаемых, сформированных в разных геодинамических обстановках, должно быть приведено к современному уровню поставленных геологических задач. Критерием достоверности предлагаемых решений, как и в предшествующих разработках, будет практическая реализация ожидаемых прогнозных построений – выявление и полевая детализация особо перспективных участков с рекомендациями по их проверке буровыми работами.

Основная направленность проекта – системный анализ физических (гравитационных, магнитных, электрических) полей и данных разночастотной сейсморазведки с формированием и экспериментальной оценкой результативности наукоемкой геолого-геофизической технологии прогнозирования и поисков крупных сульфидных месторождений. При этом решаются следующие задачи.

1. Обобщение и анализ результатов геолого-геофизических работ на территории Урала и регионов сходного строения, связанных с поисками крупных сульфидных месторождений.

2. Исследование закономерностей размещения крупных месторождений в связи с распределением физических неоднородностей на мантийном, литосферном и коровом уровнях тектоносферы по их отражению в гравитационных, магнитных, электрических полях и данных разночастотной сейсморазведки.

3. Формирование геофизических моделей и критериев выделения рудоносных зон, рудных узлов и рудных полей, вмещающих крупные месторождения, с составлением макетов карт геофизического прогноза (м-б 1:50 000-1:200 000) и обоснования особо перспективных локальных участков для детальных (м-б 1:10 000) поисков

4. Уточнение разрешающих способностей методов импульсной электроразведки при прямых поисках крупных рудных тел сульфидных месторождений на основе обобщения ранее полученного материала и специализированных опытно-методических работ на известных объектах.

5. Формирование технологической системы наукоемких исследований и работ, направленных на прогнозирование особо перспективных структур и локальных участков для поисков крупных сульфидных месторождений.

6. Экспериментальная заверка полного цикла технологии геофизического обеспечения прогнозирования и поисков крупных сульфидных месторождений на типовой особо перспективной, по результатам предыдущих исследований, площади в восточных районах Оренбургского Урала.

Успешная реализации поставленных задач может быть предопределена следующими обстоятельствами:

1. Институт геофизики УрО РАН традиционно занимается решением рудопоисковых задач в условиях Урала и в других регионов страны и подготовлен для системных обобщений и комплексных исследований при достижении поставленной цели.

2. В настоящее время материально-техническая база Института включает современные аппаратурно-методические комплексы электроразведки отечественного (СТРОБ-М, АМК-7) и зарубежного производства (FENIKS), емкое компьютерное и программно-математическое обеспечение, в том числе имеются специализированные собственные разработки, полный комплект транспортных и технических средств, необходимых для выполнения лабораторных и полевых исследований.

3. Исполнители работ будут представлены квалифицированными работниками – докторами и кандидатами наук в сочетании с аспирантами и стажерами, студентами ВУЗов, специализирующимися в решении целевых задач.

4. На Урале сохранились специализированные организации (ОАО, ЗАО, ..), заинтересованные в участии при выполнении производственных работ в рамках общего наукоемкого проекта.

Достижение поставленной цели планируется осуществлять в процессе анализа и обобщения материалов, экспериментальных и опытно-методических полевых исследований, математического и физического моделирования с использованием современных средств компьютерной техники. Работа будет выполнена в пределах равномерно и детально изученной в геофизическом отношении территории региона – площади Южного Урала. Здесь же расположены профили современных сейсмологических наблюдений («Уралсейс» и др.) Именно здесь косым эрозионным срезом вскрываются все структуры Урала, уходящие к северу и к востоку под покров рыхлых отложений мезозоя-кайнозоя Западной Сибири. На этой площади на избранных полигонах следует отработать методики и технологии, которые планируется распространить в дальнейшем на северные территории. Здесь же планируется прогноз новых структур с традиционными и нетрадиционными типами месторождений. Предпосылками для успешного завершения работ является то, что в свое время здесь выполнен цикл обобщающих тематических работ с составлением сводных карт и схем различного назначения. Результаты этих работ требуют современной реанимации и переосмысливания, так многие выявленные особенности физических полей до сих пор не нашли геологического объяснения и не отражены на геологических, тектонических, прогнозных и других картах и содержат резерв новых знаний и перспективы выявления новых месторождений.

Планируется разработка теоретических представлений, расширяющих понимание влияния глобальных и региональных палеогеодинамических факторов, их совмещение в локальных упруго-деформационных областях подвижных зон и фокусировка в участках благоприятных по РТусловиям для химических реакций, определяющих формирование крупномасштабных месторождений. Сформированные геофизические модели объектов определят эффективный комплекс детализации локальных перспективных участков, а проверка особо перспективных при положительном завершении экспериментов завершается рекомендациями для промышленной оценки выявленных аномалий буровыми работами.

Работы по проекту планируются и проводятся с января 2009 по декабрь 2011 г. в три этапа.

Первый этап (01-12.2009 г.) предусматривает полное решение задач 1, 2 и выполнение задачи 4 в части обобщения ранее полученного материала с началом полевых ОМР на типовых объектах.

Второй этап (01-12.2010 г.) предусматривает завершение работ по решению задачи 4, выполнение в полном объеме исследований по задаче 3 и начало работ по решению задачи 6.

Третий этап (01-12.2011 г.) завершает весь цикл исследований и работ при достижении поставленной цели.

При этом предусматривается получение следующих научно-технических результатов:

1. Научно обоснованная и апробированная современная геолого-геофизическая технология прогнозирования и поисков крупных сульфидных (колчеданных) месторождений, необходимая для реализации на площадях Южно-Уральского и Полярно-Уральского центров экономического роста России на период до 2020 г. [4].

2. Опытно- производственная реализация технологии с оценкой ресурсов на избранных особо перспективных участках Южного Урала с пакетом документов лицензионной подготовки для открытого конкурса в системе «Роснедра» (в качестве опробования вариантов коммерциализации научных результатов).

3. Штат молодых специалистов, подготовленных в процессе реализации проекта, для реализации технологии на Урале и в других рудных провинциях.

4. Разделы в отчетные документы координатора программы, составление серии статей и обзора (монографии) с изложением существа технологии.

Эффективная реализация результатов НИР по обсуждаемой программе ОНЗ РАН и проекту ИГ УрО РАН в её объеме связана с передачей конкретных объектов в геологоразведочное производство. В нашем случае это осуществляется через перевод прогнозных ресурсов с учетом геофизических критериев и модели организации колчеданной формации [1] по схеме: ...металлогеническая-рудоносная зона $(P_3) \rightarrow$ рудный узел $(P_2) \rightarrow$ рудное поле $(P_1) \rightarrow$ рудное тело-залежь (C_2) \rightarrow ... В 2009 году на примере Южно-Уральского перспективного центра экономического роста России на период до 2020 года [4] раскрыта схема перевода прогнозных ресурсов в запасы. Здесь по нашим данным, учитывая благоприятные предпосылки из объема ресурсов Р₃ Восточно-Магнитогорской металлогенической зоны выделены в Александринском рудном узле [2] ресурсы Р. Они сосредоточены в 10 локальных участках (прогнозных и известных рудных полей). В результате завершенных детальных геофизических исследований трех из них на участке «Золотая гора» выявлена аномалия по своим характеристикам отвечающая прогнозной рудной массе среднего-крупного колчеданного месторождения. Этот объект восполняет ресурсы Р, изучаемой площади. Детализация аномалии на участке «Золотая гора» определило оптимальное положение проверочной скважины глубиной 300 м и её проектный разрез. Проходка данной одиночной скважины обеспечит информацию о качестве сульфидных руд (содержание Cu, Zn, Pb и др.) и позволит конкретизировать запасы С2, подготовленного к открытию среднего-крупного месторождения в пределах прогнозного рудного поля.

Рекомендации по реализации планируемого открытия нового месторождения в Александринском рудном районе, а также по направлению дальнейших наукоемких исследований и работ на Южном Урале передаются в «Роснедра» МПР РФ.

Литература

1. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 186 с.

2. Виноградов А.М., Бушарина С.В., Угрюмов И.А. Александринский рудный узел: геополя и перспективы поисков крупных сульфидных месторождений // Мат-лы. Междунар. конф. «Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов». Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2008. С. 57-61.

3. Виноградов А.М., Малышев А.И., Бушарина С.В. Физические поля и минерагения Урало-Мугоджарской провинции // Рудогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 57-61.

4. Ледовских А.А. Итоги работы Федерального агенства по недропользованию в 2008 году и задачи на 2009 год // Разведка и охрана недр, 2009. № 4. С. 3-12.

5. *Малышев А.И., Виноградов А.М.* Особенности колчеданного рудообразования в зависимости от эволюции геодинамического режима Уральского подвижного пояса // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 206-211.

ДОКОЛЛИЗИОННЫЕ, СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ И ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОН АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО СКУЧИВАНИЯ УРАЛЬСКОЙ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, volchek@igg.uran.ru, necheuhin@igg.uran.ru

В геодинамике Уральской палеозойской орогенической системы процессы аккреционного сочленения и коллизионного скучивания играли существенную роль. Особенно широко эти процессы имели проявление в пределах восточного, эпиокеанического, сектора системы, основные типы которого формировали его структурный каркас [1, 4]. При этом структуры аккреции и аккреционного сочленения более характерны для Тагильской и Магнитогорской мегазон, которые сложены в основном островодужными вулканогенными ассоциациями. В свою очередь структурные ансамбли коллизионного скучивания характеризуют, прежде всего, часть системы, которая располагается восточнее этих мегазон. В сложении структурных ансамблей участвуют тектонические фрагменты палеозойских ассоциаций разных геодинамических обстановок, а также литосферные блоки с допалеозойским субстратом типа экзотических террейнов. Эти особенности и обусловили присутствие в таких структурных ансамблях доколлизионных, синколлизионных концентраций (рис. 1).

В составе доколлизионных минеральных концентраций выделяется две группы резко отличных по формированию таких концентраций. К одной группе относятся минеральные концентрации, которые связаны с породами допалеозойского субстрата террейнов. Наиболее известным является Маюровское месторождение титаномагнетитовых руд, связанных с массивом апогаббровых амфиболитов древнего субстрата Адуйско-Мурзинского террейна. Амфиболиты слагают пластовую залежь среди гнейсов и мигматитов западной части террейна, а титаномагнетитовые руды несут черты руд кусинско-копанского типа. Имеются указания на находки минерализации сульфидного никеля в коматеитоподобных образованиях в породах субстрата Ильменогорско-Сысертского террейна. Выделенные минеральные ассоциации более характерны для внутриплитных обстановок, что позволяет рассматривать их также и как додеструкционные, образовавшиеся соответственно при становлении палеоплит, фрагментами которых являются экзотические террейны. Материалы реконструкции формирования таких палеоплит и их ассоциаций могут иметь прогнозное значение.

Другую группу составляют минеральные концентрации, которые связаны с тектоническими фрагментами ассоциаций, формировавшихся в геодинамических обстановках палеозойского океанического бассейна. В массивах ультрабазитов присутствуют хромиты. По степени диффеРис. 1. Схема размещения доколлизионных, синколлизионных и постколлизионных минеральных концентраций зоны аккреционно-коллизионного скучивания Уральской палеозойской орогенической системы:

1, 2 - массивы ультрабазитов (1) и блоки океанических и островодужных комплексов (2) в зонах коллизионного скучивания, 3 - комплексы краевых вулкано-плутонических поясов, 4 – зона межсегментной коллизии, 5 - террейны древней континентальной коры, 6 – внутритеррейновые гранитные плутоны, 7 – синколлизионные вулкано-интрузивные ареалы, 8 – межблоковые вулкано-плутонические пояса, 9-комплексы синколлизионного раздвижения, 10осадочный чехол террейнов, 11 - эпиокеанические комплексы в зонах аккреции, 12 - осадочные отложения, 13 - Казахстанская орогеническая область, 14 - коллизионные швы (а - межплитные и межорогенные, б – границ коллизионных структурных ансамблей, в – границ крупных фрагментов внутренних частей ансамблей, г – межблоковые, д – границ покровов).

Минеральные концентрации. Доколлизионные: 15 – титаномагнетиты, 16 – хромиты, 17 – медноколчеданные; синколлизионные: 18 – медно-кобальтовые, 19 – золоторудные разных рудных формаций, 20 – редкометальные шеелитовых скарнов, 21 – кварц-самоцветные, 22 – асбестовые; постколлизионные: 23 – угля.



ренцированности вмещающих комплексов и составу руд в тектонических фрагментах островодужных ассоциаций выделяются типы колчеданного оруденения, которые характерны для разных этапов формирования островных палеодуг [2]. В частности, в Джусинской группе покровов известно медноколчеданное оруденение, залегающее преимущественно среди вулканогенных пород основного состава, характерных для ранних этапов формирования палеодуг. Кислые разности выявляются в составе дайковых фаций. В свою очередь, в пределах Режевской и Султановской многопокровных структурных зон располагаются залежи медноцинкколчеданного оруденения, залегающие среди последовательно дифференцированных базальт-дацит-риолитовых вулканогенных комплексов, соответствующих развитым и зрелым этапам формирования палеодуг. Отмеченное дополняет признаки принадлежности тектонических фрагментов с медноколчеданным оруденением к элементам островных дуг, претерпевшим деструкцию и расчленение в пострудных процессах аккреции и коллизии.

Вовлечение рудных концентраций доколлизионной минерализации в процессы коллизионного скучивания имеет свое отражение в структуре рудных залежей и минеральных преобразованиях, характеризующих руды этих залежей. Прежде всего это относится к концентрациям хромитовых руд в ультрабазитах и медноколчеданным и медноцинкколчеданным рудным залежам в дифференцированных комплексах тектонических фрагментов островодужных ассоциаций.

В состав синколлизионных минеральных концентраций выделяются концентрации, которые связаны с проявлением процессов коллизии. По материалам геодинамических реконструкций коллизионные процессы сопровождались формированием синколлизионных комплексов и структурных элементов. Синколлизионные образования представлены в большей части вулкано-интрузивными и интрузивными комплексами кислого и среднего составов. Отдельную группу составляются внутритеррейновые гранитные плутоны, а также малые интрузии и серии даек шовных зон. В свою очередь шовные и шовно-надвиговые зоны являются главными сиколлизионными структурными элементами. В их сложении широко развиты разнообразные сланцы, бластокатаклазиты, бластомилониты. Присутствуют также блоки в разной степени деформированных магматических и осадочных пород, конгломераты, серпентиниты.

По своему положению в коллизионных структурных ансамблях и значению в их сложении выделяется иерархическая серия коллизионных шовных зон. Первое значение в этой серии принадлежит региональным шовным зонам, которые образуют границы коллизионных структурных ансамблей и крупных мегазон, где концентрируются синколлизионные ассоциации. Вторые элементы серии образуются шовными зонами, которые ограничивают крупные фрагменты коллизионного скучивания во внутренних частях ансамблей, а продолжается серия межблоковыми шовными зонами, ограничивающими отдельные блоки и покровы. По геофизическим данным, как региональные шовные зоны, так и шовные зоны низших порядков затухают и выполаживаются в верхних частях земной коры. Шовные зоны выделенного иерархического ряда имеют разное значение для локализации синколлизионных минеральных концентраций.

В составе синколлизионной минерализации существенное значение принадлежит золоторудным проявлениям разных формационных типов [3]. Значительная часть таких проявлений локализуется в зонах коллизионных швов в связи с участками развития метаморфогенно-метасоматических образований, но имеются также проявления золоторудной минерализации в связи с синколлизионными интрузиями. К зонам коллизионных швов и выполняющих их метаморфических и метасоматических образований отмечается преимущественная приуроченность минерализации золото-метасоматических формаций, сопровождаемых развитием продуктов беризитизации, листвинитизации, кварц-серицитовых пород. Характерно развитие золоторудных концентраций в коллизионных швах границ покровов, сложенных ультрабазитами. В свою очередь в региональных коллизионных швах и швах, ограничивающих крупные фрагменты коллизионного скучивания, устанавливаются проявления серий золото-полиметаллических концентраций. Отметим также медно-кобальтовую минерализацию, которая локализуется в продуктах смятия, сопровождающих ультрабазитовые тела в зонах коллизии. Не исключено, что продукты смятия соответствуют скрытым коллизионным швам.

Для синколлизионных интрузий гранодиоритового и тоналит-гранодиоритового составов и сопровождающих их дайковых серий, располагающихся преимущественно в коллизионных швах

и зонах первого и второго типа, характерно развитие минерализации золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций. В свою очередь с интрузиями кислого состава, располагающихся в зонах коллизионного скучивания, известны шеелитоносные скарны, проявления молибденовой и арсенопиритовой минерализаций. В ассоциации с внутритеррейновыми гранитными плутонами проявлены кварц-самоцветная минерализация, гранулированный и кристаллический кварц, асбест.

Особенность постколлизионной минерализации состоит в ее приуроченности к осадочным накоплениям, как правило, «запечатывающим» коллизионные структуры. Соответственно в составе этой минерализации преобладают осадочные руды. К ним относятся бурожелезняковые хромит-никелевые руды, проявления бокситов. Однако большее значение имеют месторождения угля в депрессиях чехла террейнов и обрамляющих их надшовных зонах.

Исследования выполняются при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Литература

1. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. 269 с.

2. Прокин В.А., Нечеухин В.М., Собко П.Ф. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 258 с.

3. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН-УГГГА, 2001. 622 с.

4. *Нечеухин В.М., Волчек Е.Н., Душин В.А.* Типы аккреционных и коллизионных процессов в геодинамических системах Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 137-144.

МИНЕРАГЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ПЕРМСКОГО УРАЛА

Ибламинов Р.Г.

Пермский государственный университет mineral@psu.ru

Уральская часть территории Пермского края занимает западный склон Северного и Среднего Урала, включающий Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и Центрально-Уральское поднятие в классическом понимании И.Д. Соболева. Минерагеодинамика региона имела длительную историю, фиксируемую геологическими образованиями с возрастом, начинающимся от верхнего протерозоя через палеозой до мезо-кайнозоя.

Геодинамический режим является составной частью глобальной системы тектонических обстановок. На земном шаре преобладают две группы глобальных систем обстановок: платформенная и океаническая. В свою очередь глобальная система – это часть планетарной системы тектонических обстановок, зависящей от состояния тектоносферы Земли. Сам геодинамический режим принадлежит к региональной системе обстановок и характеризует преобладающий в регионе геодинамический процесс, обусловливающий существование присущих ему палеотектонических обстановок [1].

На рассматриваемой территории последовательно сменяли друг друга следующие режимы: плитной активизации среднего-позднего рифея и раннего венда, плитный позднего венда, спрединговый, субдукционный и коллизионный каледонские, периокеанический и коллизионный герцинские, плитный эпигерцинский с мезозойской активизацией. Каждому режиму соответствует формационный ряд горных пород, члены которого продуктивны в отношении определенных видов полезных ископаемых [3].

В течение позднего протерозоя в регионе, как впрочем, и на земном шаре в целом, существовала серия обстановок внутриплитной тектоники. Тектонические процессы имели место на

территории с архейским фундаментом, поэтому протекавшие геодинамические процессы мы относим к протоплатформенной группе обстановок. В пределах группы существовал геодинамический режим внутриконтинентальной активизации среднего-позднего рифея и раннего венда. Начальный этап режима активизации фиксируется цикличным рядом формаций рифея, свидетельствующим о существовании депрессионного бассейна осадконакопления. Поздний этап – рядом вулканогенно-осадочных и магматических формаций рифтовых обстановок.

Цикличный ряд формаций отражает последовательную смену циклов, включающих трансгрессивные, инундационные, регрессивные и эмерсивные тектонические обстановки. Каждый цикл включает формационный ряд, состоящий из фалаховой, карбостромовой и переходно-сланцевой формаций [5]. Наиболее продуктивен в отношении проявлений полезных ископаемых первый среднерифейский цикл. В нем продуктивны и карбостромовая и терригенная фалаховая формации. В последней концентрируется полиметаллическое преимущественно галенитовое оруденение (Верхнемойвинское проявление), характерное для зарубежных докембрийских терригенных формаций с уникальными по запасам месторождениями.

Карбостромовые формации несут флюорит-полиметаллическое оруденение, типичное для карбонатных пород. Рифтовый ряд формаций представлен вулканогенно-терригенной спарагмитовой преимущественно вендской формацией [5], а также магматическими: щелочно-ультрамафитовой, гарцбургит-ортопироксенит-норитовой и трахибазальтовой, образующими бимодальную совокупность.

Минерагения спарагмитовой формации изучена недостаточно. В ней известны проявления железомарганцевых руд, фосфоритов, полиметаллов, золота. Особого внимания заслуживает её черносланцевая толща. В телах щелочно-ультрамафитовой формации венда имеются проявления карбонатитов. Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая формация расслоенных интрузий известна месторождениями хромовых руд в расслоенных гипербазитах (Сарановская группа месторождений). В пределах Троицкого массива граносиенитов трахибазальтовой формации разведано месторождение естественных строительных камней, имеются малые месторождения магнетитовых метасоматитов. Не ясен возраст расслоенных тел габбро-амфиболитов Юбрышкинского комплекса, содержащих малое месторождение титаномагнетитовых руд.

В позднем венде рифтовый ряд формаций сменяется флишоидно-молассоидной формацией, свидетельствующей о существовании *плитного синеклизного режима*.

В конце венда – начале палеозоя серия обстановок внутриплитной тектоники позднего протерозоя постепенно сменяется серией обстановок окраинно-плитной тектоники фанерозоя, а группа платформенных обстановок – океанической.

Начало каледонского цикла и начало формирования Уральского палеоокеана с его спрединговым режимом фиксируется терригенно-вулканогенной базальной формацией позднего кембрия-ордовика. Толща базальных кварцевых конгломератов ордовика слабо золотоносна.

Развитие спредингового режима обусловило начало режима каледонской субдукции, который в позднем ордовике-силуре привел к формированию активной островодужной окраины с образованием Тагильской энсиматической [4] и Верхнепечорско-Колпаковской энсиалической [2] дуг. Субдукционный режим нашёл свое отражение в образовании пород карбонатно-терригенно-вулканогенной формации. Для неё характерны проявления медно-полиметаллических золотосодержащих руд в карбонатно-терригенных породах, золотосульфидных стратиформных, мангансидерит-гематит-магнетитовых с пиритом. Малые вулканогенные месторождения мангансидерит-гематит-магнетитовой формации (Чувальские, Кутимское и др.) фиксируют положение зоны задугового спрединга, с которым, по-видимому, связано формирование тел альпинотипных гипербазитов (Мойвинский массив). В течение рассматриваемого этапа происходило образование пород формации натриевых базальтов. Сами океанические базальты продуктивны в отношении малых скоплений медно- и серно-колчеданных руд, а их гипабиссальные фации, представленные дайками и силлами габбродолеритов содержат проявления сульфидной медно-никелевой минерализации.

В пределах субдукционной Верхнепечорско-Колпаковской энсиалической дуги магматические породы объединены в две формации: риолит-дацитовую (редкометалльных вулканитов) и лейкогранитовую. С последней связана скарновая молибденит-шеелитовая (Аблизинское проявление), жильная гидротермальная кварц-золоторудная, золото-вольфрамит-шеелитовая, сульфиднокварцевая золоторудная минерализация.

Позднесилурийско-раннедевонская вулканогенно-органогенно-карбонатная формация отражает начало существования режима каледонской коллизии в системе континент-дуга. Верхнепечорско-Колпаковская дуга была аккретирована к континенту. Коллизионная сутура располагается в пределах Улсовско-Висимской зоны и фиксируется монцонит-сиенитовой формацией с редкометалльно-меднополиметаллической, а также золоторудной минерализацией.

Коллизия привела к формированию эмерсивной обстановки и терригенной с корами выветривания формации нижнего-среднего девона. Для неё характерны проявления сидеритов и бокситов в яйвинском фациальном комплексе и находки алмазов в такатинском. Коллизионный ряд включает базальт-долеритовую формацию, дайковые тела которой разрабатываются для добычи естественного строительного камня.

После каледонской коллизии, по-видимому в связи со сменой направления субдукции на восточное, регион развивался в условиях геодинамического режима пассивной окраины Уральского палеоокеана. В связи с дальнейшим геодинамическим развитием палеоокеана и с герцинской среднедевонской субдукцией рассматриваемая территория оказалась вначале в трансгрессивной, а затем в инундационной тектонической обстановках. Это способствовало образованию формационного ряда из прибрежных и относительно мелководных формаций: терригенно-рифогенной угленосной и рифогенно-биогермной битуминозной.

Терригенно-рифогенная угленосная среднедевонско-нижнекаменноугольная формация обусловлена герцинской перисубдукционной трансгрессией. В ней полезные ископаемые связаны преимущественно с кратковременными регрессиями на общем фоне трансгрессии. Регрессии фиксируются двумя фациальными комплексами: пашийским и визейским. Пашийский прибрежноморской фациальный комплекс характеризуется проявлениями бокситов и малыми месторождениями красных железняков. Для визейского комплекса характерны залежи угля (Кизеловский бассейн) и проявления сидеритов.

Инундационная рифогенно-биогермная битуминозная средне-верхнекаменноугольная формация является одним из главных поставщиков карбонатного сырья для Пермского края. К ней приурочены многочисленные месторождения известняков. Кроме того, в породах формации известны проявления флюорита и полиметаллов. Не исключено, что они связаны с магматической активизацией региона, выразившейся в образовании пород сиенит-габбровой формации.

Коллизионный герцинский геодинамический режим в системе континент-континент начался на Южном Урале на границе нижнего и среднего карбона. На Среднем и Северном Урале он протекал позже, начиная с ассельского яруса нижней перми. Режим характеризуется следующим рядом формаций: терригенная флишоидно-молассоидная, эвапоритовая, молассовая терригенная лагунно-континентальная.

Терригенная флишоидно-молассоидная ассельско-артинская формация существует в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, западнее в пределах современного положения Предуральского прогиба её по простиранию сменяет морская карбонатная формация. Вышележащая эвапоритовая кунгурская формация располагается в Предуральском прогибе. Она продуктивна в отношении многочисленных месторождений карбонатных, сульфатных пород, каменной соли и крупнейшего Верхнекамского месторождения калийных и магниевых солей. Собственно молассовая терригенная лагунно-континентальная уфимско-татарская формация располагается как в прогибе, так и на платформе. Для неё типичны многочисленные проявления медистых песчаников, месторождения волконскоита.

После завершения коллизии регион вступает в платформенную группу обстановок, в которой преобладал плитный эпигерцинский режим с кратковременной раннемезозойской магматической активизацией. О последней свидетельствуют породы базальт-долеритовой формации в северной части региона. Продукты перечисленных обстановок объединены в единую формацию: континентальную терригенную и кор выветривания (MZ-KZ). Наиболее продуктивным в формации является аллювиальный фациальный комплекс с широко известными россыпями золота, платины и алмазов.

Длительная история геологического развития Западного Урала, прошедшего геодинамический цикл сменяющих друг-друга платформенных, океанических и снова платформенных режимов обусловил специфические особенности его минерагении. Дальнейшее экономическое раз-

витие рассмотренной малонаселенной территории Пермского края возможно на основе расширения и использования её минерально-сырьевой базы.

Литература

1. Ибламинов Р.Г. Системные уровни минерагеодинамики – основа минерагенических построений // Вестник Пермского ун-та, 2004. Вып. 3. Геология. С. 28-35.

2. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского ун-та, 1999. Вып. 3. Геология. С. 11-20.

3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. К минерагении Пермского края // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. Статей. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский ун-т, 2005. Вып. 8. С. 74-101.

4. *Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.

5. *Курбацкая* Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского ун-та, 1997. Вып. 4. Геология. С. 27-30.

О ГЕНЕЗИСЕ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА И ЕГО ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Иванов К.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, ivanovks@igg.uran.ru

Для построения адекватной модели формирования месторождений, что весьма важно и для любых прогнозных оценок, необходимо выяснить не только такие параметры, как состав горных пород и флюидов, температура, давление, время, геодинамическая обстановка и др., но и их изменения при рудообразующих процессах. Причем именно интенсивность изменений физико-химических условий, как правило, и является основной причиной рудогенеза. Платиноносный пояс Урала имеет островодужную природу [8 и др.] и сложен продуктами кристаллизации разноглубинных выплавок, генерировавшихся над зоной субдукции позднеордовикско-раннесилурийского возраста. Этот вывод последовал из исследований, показавших, что падающий под Платиноносный пояс Главный уральский глубинный разлом в раннем-среднем палеозое представлял собой зону субдукции, а главные вулканогенные зоны Урала есть реликты островных дуг и задуговых бассейнов [7, 11 и др.]. Основная часть дунитов, клинопироксенитов и оливин-анортитовых габбро Пояса образовалась в результате взаимодействия андезитоидных расплавов, поднимавшихся от зоны субдукции, с ультраосновными породами вышележащего «мантийного клина». Структурная эволюция массивов Пояса (и связанное с ними рудообразование) проходили при падающих температурах и давлениях. Преобладающими являлись два процесса: 1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры тел с крутопадающей линейностью [3, 13, 14 и др.]) и 2) более поздние левосдвиговые деформации, формирующие линейно-вытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косой коллизии Тагильского террейна с Русской платформой [7 и др.]. Современные структуры массивов Пояса являются главным образом результирующей этих процессов. Субизометричные тела отмечаются преимущественно в средней части Пояса, а вытянутые, тектонически раздавленные массивы преобладают в его краевых южной и северной частях. Широко проявленный в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитие мафитультрамафитовых пегматитов [3, 9 и др.] были вызваны потоком флюидов (первично – океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс. Эти флюиды обусловили и отмечаемые [2, 6, 9, 12 и др.] миграцию и перераспределение ЭПГ

(вплоть до образования месторождений). Образование и преобразование хромит-платинометальных руд уральского (нижнетагильского) типа происходило в дунит-пироксенитовых массивах (изначально обогащенных этими элементами) в рамках постмагматического этапа их эволюции [1, 2, 9, 12 и др.]. Пока наименее изучены давления, при которых происходили петрогенные и рудообразующие процессы: даже оценки глубины формирования вмещающих платинометальное оруденение дунитовых (дунит-клинопироксенитовых) массивов Платиноносного пояса Урала очень различны – от мантийных [5 и др.] до приповерхностных («для дунитовых интрузий наиболее вероятны глубины кристаллизации 3-6 км и менее» [9, стр. 251 и др.]).

Вся совокупность накопленных более, чем за 100 лет изучения данных [1-4, 6, 9, 12 и др.], приводит меня к выводу, что для платинометальных месторождений уральского типа хорошо применима генеральная модель образования гидротермальных месторождений С.Н. Иванова [10], к которой пришли и передовые геологи Запада, правда на частном примере и на 30 лет позже [15 и др.]. Этим исследователем показано [10 и др.], что решающей физической причиной образования гидротермальных месторождений является не кондуктивное охлаждение поднимающихся из недр флюидов (в том числе – в надкритическом состоянии), а их локальный переход из существующей в земной коре зоны литостатических давлений в зону гидростатически сдавленных лишь собственным весом порово-трещинных флюидов. При этом главной, непосредственной причиной оруденения является резкое падение давления, а в некоторых случаях, как следствие, и температуры (дроссельный эффект Джоуля-Томсона). С.Н. Ивановым [10] установлено, что наиболее интенсивно рудообразование происходит в двух разных по глубине зонах, где давление меняется наиболее резко: 1) в верхних примерно 500 м земной коры и 2) при пересечении плотной переходной зоны между литостатическим и гидростатическим давлением на флюид. Глубина последней зоны в зависимости от прочности пород (чем прочнее, тем глубже; а также и некоторых других факторов) и варьирует от 5 до 12-15 км. Именно с этой зоной (и механизмом) и связано формирование наибольшего объема платинометального оруденения уральского типа (Госшахта и др.). В пользу рудообразования при резком падении давления говорят признаки быстрого выпадения рудного вещества: платиновые самородки, многократно описанные колломорфные структуры руд (указывающие на сильное опережение выпадения рудного вещества по сравнению с процессом роста кристаллов) и др. Характерно и то, что места находок самородков приурочены именно к полям развития ультраосновных пегматитов [9]. Нельзя пока исключить, что наиболее поздний и низкотемпературный подтип платиноидного оруденения – пегматитовый, где фиксируются и такие минералы как туламинит, амальгамы Pt-Pd меди [2 и др.] и др., частично возможно мог формироваться и в верхней зоне гидротермального рудообразования по С.Н. Иванову [10].

Исследования выполняются в рамках Программа ОНЗ РАН №2, при поддержке РФФИ (грант 09-05-12035-офи_м).

Литература

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.-Л.: АН СССР, 1935. 148 с.

2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, 2007. Ч. 1: № 3. С. 3-31. Ч. 2: № 4. С. 73-101.

3. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: ИГЕМ АН СССР, 1962. Вып. 65. 319 с.

4. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. С-Пб.: Тр. Геолкома, 1913. Вып. 62. 694 с.

5. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.

6. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, МПР РФ, 2001. 198 с.

7. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

8. Иванов К.С., Шмелев В.Р. К вопросу о природе Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1993. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С.17-20.

9. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.

10. Иванов С.Н. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М.: Наука, 1970. С. 20-47.

11. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М: Наука, 1986. 248 с.

12. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Д. и др.* Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007. № 3. С. 28-65.

13. Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника, 1999. № 2. С. 36-60.

14. Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 156-160.

15. Fournier R. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epitermal environment // Economic Geology, 1999. V. 94. № 8. P. 1193-1211.

БЛОКОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ КАК ИНСТРУМЕНТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

А. Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, kissin@igg.uran.ru

Основу любого прогноза составляет набор признаков, состоящих из эмпирически установленных связей и результатов теоретических разработок. Иначе говоря, в прогнозе используется системный анализ. Геологическая среда в своем развитии эволюционирует в соответствии с известными законами физики и изменяет структуру при смене геодинамических режимов. В данной работе рассматривается режим одноосного горизонтального сжатия, наиболее ярко проявленный в условиях коллизии. Реологически и тектонически расслоенная земная кора в условиях горизонтального сжатия легко теряет изгибную устойчивость и деформируется. По мнению автора, пликативные деформации земной коры при горизонтальном сжатии возможны только в результате работы тектонопары «надвиг-продольный изгиб», создающей блоковую складчатость [1]. Ее особенности и отличия отражены на рис. 1. Продольный изгиб типа синусоиды не снимает напряжения горизонтального сжатия, которые порождают вертикально ориентированные реактивные сила (рис. 1, а). При блоковой складчатости реактивные силы создают условия объемных деформаций, вызывая перераспределение вещества внутри коры (рис. 1, б, в). Деформации остаточные и релаксация напряжений полная.

Для возникновения блоковой складчатости необходимы следующие условия: 1) реологическая расслоенность коры; и 2) одноосное горизонтальное сжатие. Концепция реологической и тектонической расслоенности земной коры, разработанная в ГИН РАН, обеспечивает первое условие. Второе условие выполняется при коллизионных событиях в мобильных поясах. Признаками блоковой складчатости являются линейность, ориентированная согласно общему структурному плану коллизионно-складчатого пояса, близкие размеры блоков, повторяемость в пространстве, синхронность формирования, единый стиль деформаций для блоков одного знака изгиба, метаморфизм, магматизм, металлогеническая специализация и др. Блоковая складчатость сопровождается глубокими структурно-вещественными преобразованиями земной коры. Источник энергии тектонический, обусловленный коллизией. Упругая верхняя кора передает напряжения



Рис. 1. Принципиальное отличие синусоидальной и блоковой складчатости:

а – складчатость продольного изгиба типа синусоиды (1 – исходное состояние; 2 – после деформаций); б – блоковая складчатость (1 - исходное состояние, 2 – в процессе деформаций); в – перемещение вещества при блоковой складчатости (1 – исходное состояние, 2 – результат деформаций).

Условные обозначения: 1 – внешние активные силы; 2 – реактивные силы; 3 – изгибающие моменты

сжатия на расстояния, а изгибы фокусируют ее на относительно небольшие объемы, на ядра складок: в блоках положительного изгиба – на нижнюю часть коры, а в блоках отрицательного изгиба – на верхнюю ее часть. Релаксация напряжений осуществляется всеми возможными способами: тектоническими потоками (пластическими, квазипластическими, катакластическими), метаморфическими реакциями, перекристаллизацией, фазовыми переходами, растворением под давлением и т.п., что характеризует систему как максимально энергоемкую. Все деформации остаточные. Тектоническая энергия трансформируется в другие виды энергии, в т. ч. и тепловую, вызывая быстрый разогрев крупных объемов коры. Возникает резко метастабильная по энергонасыщенности и РТ-условиям система, релаксация которой сопровождается глубокими вещественно-структурными преобразованиями земной коры и ремобилизацией рудных компонентов.

В верхней части блока отрицательного изгиба формируется зона брекчий и мегабрекчий, характеризующаяся большим трещинно-пустотным пространством, которое заполняется метеорными или морскими захороненными водами. Ниже располагается зона бескорневой складчатости и/или объемной трещиноватости. Осевая часть блока осложняется тектоническими клиньями. Наиболее крупные трещины скалывания проникают до нейтральной поверхности. Отрицательный изгиб создает градиентное поле сжимающих напряжений, убывающих сверху вниз [2]. Это запирающий градиент напряжений, который удерживает флюиды на глубине, что ведет к их перегреву и обогащению рудным веществом, сродственным с хлором и серой (сидерофильные, халькофильные, редкометальные). Источником вещества являются вмещающие породы, нижняя кора и верхняя мантия. Снятие или временное ослабление тектонических напряжений сопровождается движением рудоносных флюидов на верхние горизонты коры. Наиболее крупные трещины скалывания играют роль рудоподводящих каналов. В зоне объемной трещиноватости, брекчирования и мегабрекчирования происходит смешение глубинных флюидов с метеорными и морскими захороненными водами, их резкое охлаждение, изменение pH среды и окислительно-

востановительного потенциала, сопровождающихся рудоотложением. Таким образом, блоки отрицательного изгиба коры несут рудную специализацию. Минерагеническую специализацию блоков в значительной степени определяет вещественный состав коры в зоне циркуляции глубинных вод, формирующийся в доколлизионное время.

В блоках положительного изгиба тектоническая энергия сжатия фокусируется на нижнюю часть коры. Разогрев пород за счет тектонического фактора и стрессовые напряжения создают условия высокобарического метаморфизма. Положительный изгиб коры формирует градиентное поле стрессовых напряжений, нарастающих с глубиной (прямой градиент), что вызывает перемещение вещества вверх. Это ведет к осушению системы и возникновению пластических и квазипластических потоков, переносящих тепловую и химическую энергию на верхние горизонты коры. Сохранение глубинного корня обеспечивает высокое давление в головной части пластических потоков, которые на верхних горизонтах коры становятся источниками стрессовых напряжений и тепловой энергии. Формируются гранито-гнейсовые массивы, слагающие ядра куполовидных структур и являющимися центрами зонального высокоградиентного метаморфизма. Процессы гранитизации сопровождаются выносом в околокупольное пространство ряда рудных и нерудных химических элементов (Fe, Au, Si, Mg и др.). В ядрах куполовидных структур накапливаются флюиды, обогащенные легколетучими элементами (Be, Li, Sn, W, Ta, Nb и др.). Над купольными структурами образуются крутопадающие трещины растяжения, заполняемые кварцем. На прогрессивном этапе процесса они испытывают деформации, метаморфизм и перекристаллизацию (гранулированный кварц). В межкупольном пространстве образуются пологие трещины отрыва и скалывания. Снятие тектонических напряжений сопровождается падением давления в ядрах куполовидных структур, сопровождающегося процессами анатексиса и ультраметаморфизма. Расплавы, наиболее богатые летучими компонентами, формируют дайковый комплекс гранитов и пегматитов (с редкометальной, слюдяной, кварцевой и самоцветной минерализацией), приуроченный к трещинам отрыва и скалывания в межкупольных структурах. В надкупольном пространстве формируется кварцево-жильное поле с горным хрусталем. Имеют место альбитизация и грейзенизация, активная гидротермальная деятельность, эволюционирующие во времени, в процессе длительной посттектонической релаксации системы. На поздних этапах этими процессами охватываются и породы слагающие ядра куполовидных структур. Золото, отогнанное процессами гранитизации в околокупольное пространство, испытывает ремобилизацию и переотложение, с образованием рудных концентраций. Таким образом, блоки положительного изгиба специализированы на нерудные полезные ископаемые, золото, редкие элементы.

Модель блоковой складчатости объясняет структурный контроль син- и постколлизионных процессов метаморфизма, магматизма и рудообразования, показывает характер распределения и роль тектонической энергии коллизионных процессов.

Литература

1. Кисин А.Ю. Общекоровая складчатость как отражение горизонтального сжатия // Ли-тосфера, 2007. № 5. С. 117-136.

2. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Градиенты стрессовых напряжений как причина перемещения вещества при общекоровой складчатости // Докл. РАН, 2009. Т. 424. № 1. С. 67-70.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Ковалев С.Г.

Институт геологии Уфимского научного центра PAH, kovalev@anrb.ru

Вопросы геологического строения, формационной принадлежности и отдельные аспекты формирования разновременных эпиконтинентальных рифтогенных структурно-вещественных ком-

плексов, развитых на территории Урала, с различной степенью детальности рассматривались в течение последних 20 лет. К настоящему времени установлено, что эти комплексы относительно широко распространены в пределах всего Урала, но наиболее полно и разнообразно (с точки зрения разновременного набора формаций и их сохранности) они представлены на территории западного склона Южного Урала [5, 7, 12, 13]. При этом большинство исследователей склоняются к мысли о том, что рифейско-раннепалеозойский временной этап развития региона не может быть описан в рамках модели единого, длительно и закономерно развивающегося континентального рифта [1, 7]. В позднедокембрийской истории развития территории выделяют: раннерифейский, среднерифейский и вендский этап, во время которых геодинамическое развитие региона определялось рифтогенными процессами.

Несмотря на явный прогресс в изучении рифтогенных формаций, вопросы связи этого специфического периода в эволюции любого региона с металлогенией остаются практически неизученными. В предлагаемой работе рассматривается среднерифейский этап развития западного склона Южного Урала и предлагается модель формирования нетрадиционных (для Урала) типов благороднометального оруденения, в формировании которых рифтогенные процессы, по нашему мнению, сыграли определяющую роль.

Обобщенный анализ геологических материалов позволяет говорить о том, что в среднерифейское время развитие территории западного склона Южного Урала определялось локально проявленным эпиконтинентальным рифтогенезом. Эволюция палеорифтогенной структуры характеризовалась своеобразной динамикой, а именно, максимальные растягивающие усилия были сосредоточены в ее центральной части, где сформировалась серия грабенообразных структур, которые заполнялись грубо- (ввиду сформировавшегося расчлененного рельефа) и тонкозернистым терригенным материалом. При таком развитии событий в центральной области палеоструктуры должно наблюдаться (и наблюдается) максимальное развитие вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности (интрузии, эффузивные и пирокластические фации), так как процесс раздвижения характеризуется хрупким раскалыванием верхних горизонтов коры с образованием проницаемых зон тектонической разгрузки, по которым происходит внедрение магматического расплава с опережающей флюидной проработкой субстрата. Процессы дифференциации в подкоровом очаге и, возможно, контаминации в его верхней части, привели к образованию магм, различающихся как по основности (базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам. В этом случае, при «далеко зашедшем» раздвиге», но без полного разрыва сплошности континентальной коры, сформировавшиеся магматические породы должны обладать «промежуточными» (между типично океаническими и континентальными разновидностями) геохимическими характеристиками, что и наблюдается при анализе данных по машакским и шатакским базальтам [7]. При таком сценарии развития событий, металлогения региона обуславливается спецификой его эволюции. В северной части палеорифтогенной структуры тепломассоперенос, осуществляемый флюидной фазой, а также процессы внутрикамерной дифференциации в магматическом очаге приводят к формированию крупного расслоенного плутона (Кусинско-Копанский комплекс), для которого характерно наличие субсогласных со вмещающими габброидами пластообразных тел вкрапленных и массивных ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд. В центральной части формируется благороднометальное (Аи-Pt-Pd) оруденение в шатакских конгломератах и комплексная (U-Th-REE-Au) минерализация углеродсодержащих пород, которые, по нашему мнению, первоначально представляли собой осадки, сформировавшиеся в различных фациальных обстановках единой структуры.

Рудоносные отложения Шатакского комплекса прослеживаются в виде субмеридиональной полосы на расстоянии свыше 11 км и представлены переслаиванием пачек конгломератов, песчаников и диабазов. Для терригенных пород, входящих в состав рудных толщ (грубообломочные породы кузъелгинской и каранской подсвит), характерна своеобразная геохимическая специализация. В них наблюдаются аномальные содержания таких элементов, как мышьяк, селен, теллур, олово, ванадий, хром, никель, кобальт, марганец, медь и цинк. Количества благородных металлов превышают кларк земной коры: платина и палладий – на 2-2,5 порядка, золота на 3-3,5 порядков. Кроме того, в последнее время были установлены аномальные содержания Оs в магматических породах и конгломератах кузъелгинской подсвиты машакской свиты, превыша-

ющие мантийные в 3-4 раза. По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы и характеру рудной минерализации, в их составе выделяются две разновидности – гематитовые и магнетитовые. Исследования первых показало, что в монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузъелгинской подсвиты содержится (г/т): до 10,77 Ац и 1,12 Ад. В валовых пробах содержание составляет (г/т): золота – 1,8, серебра – 1,4, платины – до 1,25, палладия – до 0,35, при массовой доли железа – 8,22 %. В конгломератах с магнетитом рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита, в монофракции которого содержание составляет (г/т): золота – 4,9, а серебра – 0,2. В валовых пробах количества благородных металлов составляют (г/т): платины - до 1,75, палладия - до 0,30, золота - до 2,15, серебра - до 5,25, при массовой доле железа -6,54 %. В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотин неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе 1-5 мкм, но встречаются и более крупные выделения. Рентгеноструктурным анализом было установлено, что золото обладает слабо выраженными магнитными свойствами [11]. Повышенные содержания благородных металлов в конгломератах хорошо коррелируются с присутствием их в составе оксигидроксидов железа, в которых микрозондовым анализом установлены значимые содержания Au, Pt, Pd, и Rh. Кроме того, ранее в породах были описаны находки самородного железа. В их составе были определены (ат. %): Fe – 97,62-99,33; Mn – 0,54; Au – 0,3-0,33; Pt – 0,4 и Сг – 0,34-1,14 [8].

Кроме рудоносных конгломератов, в пределах территории было установлено наличие неизвестной ранее зоны с обильной сульфидной минерализацией в алевросланцевых породах среднерифейского возраста, располагающихся восточнее (в современных координатах) Шатакского комплекса. Разрезы, построенные по двум профилям (Улу-Елга и Кудашманово) позволили установить, что халькопирит-пирротин-пиритовая минерализация приурочена к терригенным толщам, которые пространственно ассоциируются с магматическими породами основного состава, представленными полнокристаллическими габбро-диабазами. Последние в значительной степени изменены и превращены в хлорит-клиноцоизит(эпидот)-полевошпат-амфиболовые породы, часто биотитсодержащие, карбонатизированные и окварцованные. Терригенные породы зоны представлены серицит-кварцевыми алевросланцами и углеродсодержащими серицит(мусковит)-кварцевыми сланцами часто с биотитом и хлоритом. Алевросланцы и сланцы сложно дислоцированы и сплоены.

Породы зоны отличаются своеобразной петрогеохимической специализацией, которая заключается в высоких нормализованных содержаниях большей части «некогерентных» для габбро-диабазов элементов при аномальных концентрациях цезия, тория, урана (до 0,98, 7,36 и 8,08 г/т соответственно) и калия (до 2,08 вес. % K_2O). При этом в черных сланцах отмечаются пониженные содержания почти всех элементов (за исключением калия; до 5,0 вес. % K_2O) по сравнению с их кларками в черных сланцах по Я.Э. Юдовичу [14]. При этом породы характеризуются повышенными содержаниями благородных металлов (в г/т: Au – 0,5-2,4, Pt – 0,09-0,1, Pd – 0,30-1,18, Os – 0,004-0,005, Ru – 0,043), а при исследовании под микроскопом в углеродистой матрице были обнаружены электрум, сульфоселениды золота и серебра, разнообразные по составу минералы урана и тория (уранинит, ураноцирцит, урановый торит, торит, коффинит), а также монацит и неидентифицированные сложные соединения редкоземельных элементов.

Переходя к рассмотрению связи металлогении с рифтогенезом необходимо еще раз акцентировать внимание на геодинамических аспектах развития среднерифейской палеорифтогенной структуры. Первое, что необходимо отметить это то, что грубообломочные отложения Шатакского грабена и черносланцевые отложения Улу-Елгинской зоны, по нашему мнению, первоначально представляли собой осадки, сформировавшиеся в различных фациальных обстановках единой структуры.

Заложение серии грабенообразных структур, в течение определенного отрезка времени, и заполнение их псефито-псаммито-пелитовыми осадками машакской свиты происходило до активизации магматических процессов, о чем свидетельствует интрузивная природа магматических образований, присутствующих в низах машакской свиты и в Улу-Елгинской зоне. Дальнейшая эволюция системы с последующим внедрением в верхние горизонты земной коры значи-

тельных объемов базальтовой магмы сопровождалась предварительной проработкой осадочного субстрата восстановленными мантийными флюидами, которые отделялись от расплава на глубине около 10 км [4], а до этого в верхней части «флюидно-магматической колонны» количество рудогенных элементов нарастало. При поступлении флюидов в верхние этажи земной коры по тектонически ослабленным зонам происходила смена окислительно-восстановительных условий, в результате которой в терригенных породах сформировались геохимические аномалии элементов «мантийной» природы. При этом, снижение давления при подъеме газовой и жидкостной составляющих флюидного потока к поверхности и их взаимодействии с алюмосиликатными породами приводило к нарастающему окислению восстановленного флюида, что выразилось в преобладании метасоматического способа отложения рудных компонентов в рассеянной, тонкодисперсной форме и в значительных объемах. Уже на этом этапе возможно формирование в благоприятных по физико-химическим и структурно-литологическим параметрам условиях концентраций рудных элементов, которые сегодня соответствуют рудным объектам.

Здесь необходимо подчеркнуть, что привнос металлов в верхние этажи земной коры для данного региона (и не только?) является принципиальным положением для построения моделей рудообразования, т.к. метаморфогенно-гидротермальная модель [2], активно используемая и применяемая для объяснения генезиса золоторудных объектов западного склона Южного Урала, подразумевает наличие неких исходных концентраций металлов, способных к миграции в осадочных породах, которые под воздействием метаморфо-гидротермальных процессов «собираются» в рудные объекты. Но, как было показано нами ранее [6], содержание благородных металлов в неизмененных породах стратотипа, которые наиболее полно характеризуют бассейн осадконакопления, соответствует кларку, т. е. норме. В таком случае закономерен вопрос – «что перераспределялось?», т. е., привнос элементов в качестве основополагающей предпосылки необходим.

При дальнейшем эволюционном развитии системы благоприятным фактором для рудообразующих процессов являлась длительность функционирования флюидно-гидротермальных источников. А.А. Маракушевым и Н.И. Безменом [10], было установлено, что возрастание положительной свободной энергии реакций типа $MeO_2 + S_2 = MeS_2 + O_2$ с повышением температуры свидетельствует о все большем смещении равновесия реакций влево, в сторону образования оксидов, что соответствует закономерности, согласно которой смена окисного оруденения сульфидным на рудных месторождениях происходит с понижением температуры. Расчеты равновесных соотношений между магнетитом и сульфидами железа в системах с участием ионов HS⁻ и OH позволили установить, что при температурах выше 400°С магнетит более устойчив, нежели сульфиды железа. Снижение температуры системы ниже 400°С предопределяет появление в системе вместо магнетита парагенезиса пирита с пирротином. Таким образом, при повышенных температурах возрастание активности кислорода, выражающееся в увеличении сродства металлов к кислороду, предопределяет устойчивость оксидов и силикатов железа. Золото и платина в этих условиях проявляют сидерофильные свойства, что и обуславливает их совместную миграцию с железом (конгломераты), а на более поздних стадиях главенствующее значение приобретают сульфидные ассоциации при увеличении миграционной способности палладия (черные сланцы). На наш взгляд, эти процессы ответственны за формирование геохимической специализации и отчасти благороднометальной минерализации шатакских конгломератов и черносланцевых отложений.

В заключение необходимо отметить, что в таком регионе как западный склон Южного Урала, многократно испытавшем тектоно-магматическую активизацию, механизмы перераспределения рудного вещества полигенны и полихронны, а инверсии тектонического режима (с растяжения на сжатие) и гранитообразование, проявившееся уже в среднем рифее [3], усложняют картину рудогенеза. Тем не менее, связь между геодинамическим развитием региона и рудообразованием несомненна.

Работа выполнена при частичном финансировании по Программе РФФИ «Поволжье», грант № 08-05-97000 и проекту 1.2.5. Программы 14 Президиума РАН.

Литература

1. Бочкарев В.В. Рифейско-ордовикский субщелочной магматизм Урала стадии континентального рифтогенеза // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 98-101.

2. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

3. Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геол. сб. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2007. № 6. С. 17-20.

4. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.

5. Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н. и др. Эволюция рифтовых систем Урала // Докл. сов. геол. на XXVIII сес. Тектонические процессы. Межд. конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 154-163.

6. *Ковалев С.Г.* Содержания и распределение МПГ в осадочных породах // Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Изд-во «Экология», 2001. С. 201-208.

7. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника, 2008. № 2. С. 68-79.

8. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение. // Геол. сб. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2000. № 1. С. 86-87.

9. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые, 2008. № 3. С. 280-289.

10. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.

11. Мустафин С.К., Захаров О.А., Юмагузин Ю.М. и др. Опыт исследования миниралов благородных металлов рудных, россыпных и техногенных месторождений Республики Башкортостан // Минерально-сырьевая база РБ: реальность и перспективы. Уфа: Тау, 2002. С. 630-638.

12. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.

13. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

14. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Конеев Р.И.

Национальный Университет Узбекистана, rkoneev@yahoo.com

Республика Узбекистан по запасам, ресурсам и золотодобычи входит в первую десятку стран мира. Все промышленные объекты располагаются в пределах Кызылкумо-Кураминского металлогенического пояса (ККМП), в который включены различные геодинамические структуры (рис. 1). Формирование ККМП связывается с субдукцией коры Туркестанского палеоокеанического бассейна под Казахстано-Киргизский микроконтинент [10]. Золоторудные месторождения образуют три узла: рудные районы Кызылкумский (Мурунтау, Кокпатас, Даугызтау, Высоковольтное и др.), Нуратинский (Чармитан, Гужумсай) и Кураминский (Кочбулак, Кайрагач, Кызылалмасай и др.). Они сформировались в участках пересечения ККМП субмеридиональными, сквозными (трансформными), глубинными разломами, которые также обусловливают блоковое строение ККМП. Считается, что формирование металлогенических поясов и зон связано с коровыми процессами, а рудных районов – с глубинными рудоконцентрирующими мантийными структурами – линеаментами [7]. Месторождения Кызылкумского и Нуратинского районов от-



Рис. 1. Эпитермальные, порфировые и орогенические месторождения золота в геодинамических структурах Тянь-Шаня [10]:

1 – Северный Тянь-Шань; 2 – Срединный Тянь-Шань; 3 – Южный Тянь-Шань. Месторождения: 4 – орогенические, 5 – Hg-Sb, 6 – порфировые и эпитермальные Au.

носятся к гипо-мезотермальным гипабиссального уровня глубинности, Кураминского к эпитермальным близповерхностного уровня. Золотое оруденение сопровождается предрудными и околорудными метасоматическими изменениями вмещающих пород – пропилитизацией, березитизацией, аргиллизацией. В целом, состав метасоматитов постоянно кварц-карбонат-полевошпатслюдистый с некоторыми вариациями. Главная роль метасоматоза в создании благоприятной для отложения золота, стандартной физико-химической среды, нивелируя разнообразие вмещающих пород. Метасоматиты становятся важнейшим индикатором скрытых гидротермальных процессов.

Определения абсолютного возраста K-Ar, Rb-Sr свидетельствуют, что рудообразование происходило в длительный период порядка 90 млн лет, от 310 до 220 млн лет [5]. На Мурунтау определения абсолютного возраста шеелита из кварцевых жил Sm-Nd методом дают возраст 279±1,8 млн.лет [8]; Re-Os методом по рудному арсенопириту – 287,5±1,7 млн.лет [9]. Примерно такие же цифры (270-290 млн.лет) были получены для месторождения Кочбулак по минералам околорудных метасоматитов; учитывая возраст Кошрабадского интрузива (C_3 -P₁), золотое оруденение месторождения Чармитан считается раннепермским [5]. Фактически, возраст основного периода рудоотложения в пределах ККМП приходится на 280-290 млн лет, т. е. на границе C_3 -P₁. Формирование золотого оруденения многостадийное и, по крайней мере, трехэтапное. На хорошо изученных месторождениях установлено, что после отложения ранних Au-W и Au-As ассоциаций происходит внедрение даек. В последайковый этап, в зависимости от геологической позиции формируется оруденение последующих парагенезисов с Te, Bi, Se, Ag, Sb, Hg.

Изучение газово-жидких включений, изотопов S, C, O на месторождениях ККМП приводит исследователей к выводу о том, что рудообразующий флюид формировался в результате смешения растворов: мантийного, корового, метаморфогенного и др. На несомненное участие в рудообразовании глубинных источников указывают отношения легких и тяжелых изотопов S, C, O, Rb-Sr; присутствие в рудах Te, Bi, Hg и платиноидов; наличие абиогенного углерода, самородного железа, хрома, алюминия, карбидов.

В исследованиях мы придерживались нескольких принципиальных научных положений. Вопервых: «Представляется очевидным, что все природные материалы и системы состоят из нанообъектов. Именно в интервале наноразмеров, на молекулярном уровне природа программирует основные характеристики веществ, явлений и процессов» [3, с. 15]. Особенно это касается процессов формирования золотого оруденения. Золото – типичный наноминерал (invisible gold). Во-вторых, процесс рудообразования – это стандартный физико-химический процесс, происходящий в стандартных условиях, с образованием стандартных минеральных ассоциаций [4]. Втретьих, процесс рудообразования подчиняется закону зональности, зонального отложения металлов, минералов и их ассоциаций. Хорошо известна геохимическая зональность гидротермальных месторождений: W, Mo, Sn – As, Co, Ni – Bi, Te, Pb, Cu, Zn – Ag, Se, Sb, As, Hg [4]. Вчетвертых, связь между геохимическими и минеральными парагенезисами определяется правилом Гесса-Ферсмана, согласно которому сочетание минералов, образовавшихся из определенной ассоциации элементов при данной термодинамической обстановке вполне определенно и независимо от генетических путей их образования. А.А. Кременецкий [2], Д.В. Рундквист [6] пришли к выводу о том, что все эндогенные золоторудные месторождения, независимо от возраста, геолого-тектонической позиции, состава глубинного субстрата и вмещающих пород характеризуется стандартным набором минеральных типов (ассоциаций): золото-редкометальный, золото-арсенопиритовый, золото-полиметаллический, золото-теллуридный, золото-сульфосольный, золото-серебро-сурьмяно-ртутный. В соответствии с правилом Гесса-Ферсмана, сочетание минералов в конкретной термодинамической (геологической) обстановке определяется геохимической ассоциацией элементов. Д.В. Рундквист [6] установил для стандартного ряда минеральных типов единую главную последовательность выделения геохимических парагенезисов, которая проявляется для различных гипо-, мезо-, эпитермальных месторождений золота:

/Au-W/Au-Mo/Au-(Mo,Cu)/Au-As/Pb-Zn-Au-Ag/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Ag-Sb-As-Hg/.

Последовательный ряд геохимических парагенезисов представляет собой ряд рудных формаций золота, каждая из которых, в виде доминирующей минеральной ассоциации, будет проявлена в зависимости от геологических (термодинамических) условий. Рудноформационная классификация на геохимической основе более научна и объективна, чем, например, геолого-промышленная, т.к. базируется на конкретных законах и правилах, имеет постоянный алгоритм – парагенезис золота и является прогностической.

Из анализа составов минеральных ассоциаций, установленных на месторождениях ККМП (табл. 1) следует, что на всех объектах проявлен последовательный ряд геохимических парагенезисов: /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/. Чем крупнее и менее эродировано месторождение, тем полнее представлен ряд парагенезисов. Но формационный тип и промышленный ресурс определяют 1-3 парагенезиса, при постоянном присутствии Au-As. Например, Мурунтау – Au-As, Au-Te, Au-W; Чармитан – Au-As, Au-Te, Au-Sb; Кочбулак – Au-Te, Au-As; Кызылалма-сай – Au-Ag, Au-As. На всех объектах велика роль Au-As пирит-арсенопиритового парагенезиса с тонкодисперсным нанозолотом, который часто определяет масштабы оруденения.

В пределах ККМП с Запада на Восток возрастает значение все более поздних парагенезисов. Самостоятельные Au-Sb и Au-Hg месторождения расположены на территории Кыргызстана и Таджикистана. Совмещение Au-Hg и Au-As парагенезисов соответствует оруденению Карлин-типа.

Геохимию золота, прежде всего, определяют As, Te, Bi, Sb, Ag, Se, Hg, W. В рудах постоянно отмечаются элементы платиновой группы, которые обычно сконцентрированы в самородном золоте и могут извлекаться при его аффинаже. В собственно золотых месторождениях с отношением Au:Ag = 10:1-1:10 определяющую роль играют As, Bi, Te, Au, Se, Sb, W, Pb. В золото-серебряных месторождениях с отношением Au:Ag = 1:10-1:500 ведущие элементы это Ag, Sb, Se, Te, Pb, Cu, Hg. Перечисленные элементы являются прямыми признаками золотого и золотосеребряного оруденения в разных рудных районах. Каждый из геохимических парагенезисов стандартного ряда характеризуется определенным набором наноансамблей [1]. Для Кызылкумского и Нуратинского районов в золоторудных месторождениях характерны мальдонит, пильзенит, хедлейит, кавацулит, жозеит (Мурунтау); Кураминского (Кочбулак) – калаверит, петцит, алтаит, теллурантимон, лайтакариит. На месторождениях Кызылкумского и Нуратинского районов (ДаТаблица I

Минеральные ассоциации золоторудных месторождений Узбекистана [1,5]

Nectoroxy, crizic			Acc	00. J. T. J. S.		
V.Y.JYTTEY		ALL EDGG DU TOTAL	i lourayaraánnao	AB ELYCED	VV.	×1
V		The second second second		A. Barige (C. Barge)		THE REAL PROPERTY IN THE RE
	Kastor Costa		. S		KEL	JUNERAL DOBERT
), EY. 128 EY.	¹² 0), KOWKI ZUUTAN O''''''''''''''''''''''''''''''''''''	Autori apesio ripino est	li lourayu sarajino Kasari kaptio shiraa	Cepebro eyasépeenaas	Kasiya, kelilayan elitikwolarioleesi	. Cerry rendo en es
Bistoriosa z 1. 00 Koaver erz	Pojkowstancio kradnjega arki	l l'apart epoculo l'aparto ser o All la AB	Karput, kepőlőnien. Lion keysisépki) juest	Condina ay ninadaan nina	Kary kalatika alitikolohoonoosak	
1. 2.0. X. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2.	and the second of the second o	And B. M. and Strand Manual Strands		And Allo Indianana	Karon Karanyan Pertukan	Kanny and and an
Koróly, ek. Kežpe, er.	Bundrawa.	A	Au synsérviero	All Age occenter	Same and a second	
	.K. 28. N. 40. 28. 2.	Kashiri ada	122. N. K. L. 1987.		ELLINNOLINI OBERI	READOURT TREE
Kristi zi ve. Aqeóy: ex		ALL LIZONI EDGGLIQUINGIER	ALL TRUPYER	Dinexnoyw eeneritigae heeneritigae	X32.7., X2, ∕. 0.121.	i Bergant - Ós i toppant - etai i Debynini -
					A.: \$2	A
	adalar and an and a second	Contorto investor Espectionaria	gorden transmutor 300'trait, 010'tra	Direktryyk egistriajan i. diriztykinépisjezek	Zanara aqoofiga ennryanaras	Contorto acrocório activito expectivo
30) YEAR WILLIAM IN	30:	and the contract of the contract of the contract of	. 0.0, (j.22.0, 22.0)	Description of a serie of the series of the) NIGNEON	Kimoney.
1 0 N.V. C.35	. Tobusiyan, Mourb),ettu, Kesertoyat	koberetiki, skolegari, Koberetiki, skolegari	tyvoztatist, totast tyvoztatist	LOUNDERNI, EKELTINI, Ellitetsi yon yw,	by.enxcorn, bypnonn, sylwynyth, ostatzh,	MCTELTADEDAT., XOTEÓCOTAT, TELETAT,
			Contraction of the second	ice configerations, all and a configerations i baywan confi	likeitorut, Deseliout	TRAKELER, KOYKOGRE
200) / 20102 301 00	Aughter Aughter	TTEROSOLONO Alaass, naals (7)	ALLO, ALLEY, AlsAb, AlsAb	AuAğ, AugAçıs, AuAğı	AUSSA, AUAG, AugAg	Aug. 183, AuAg. AugAE
Zurgener war	W, No, S.	A8, N5, C0, P6, P	1.c. 31, 80, 83, As, 73, 7.r., Cu, 26, 21	Ap. Se. Si, As, Cu, To, Pé.	SD, 75, AB, Sc	

ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДООБРАЗОВАНИЕ

угызтау, Чармитан) наблюдается совмещение с Au-Sb минерализацией – ауростибит, джемсонит, бурнонит, цинкенит. Самородное золото обычно высокой и средней пробности – Au₈Ag, Au₃Ag, Au₂Ag. Золото-серебряное оруденение идентично в Кызылкумском и Кураминском районах (Высоковольтное, Кызылалмасай). Признаком его развития является присутствие электрума (AuAg, Au₂Ag₃) и кюстелита (AuAg₃) с серебряными наноансамблями: алларгентум, акантит, полибазит, пираргирит, стефанит, науманнит, агвиларит.

Многоэтапность и многостадийность процесса рудоотложения, происходящего в достаточно длительный период, свидетельствует о существовании глубинного источника энергии и рудного вещества (плюм), обеспечивающего периодическое поступление в рудообразующую систему Au, Ag, As, Te, Se, Bi, Sb, Hg и др., в виде сложных комплексных соединений, со временем распадающихся и образующих микропарагенезисы и наноансамбли самородного золота, строго соответствующих стандартному ряду геохимических парагенезисов, гипо-, мезо-, эпитермальным условиям, соответственно, температуре, давлению, окислительно-восстановительному потенциалу, несмотря на разную среду: черные сланцы – граносиениты – андезито-дациты, гранитоиды. Процесс рудообразования не является хаотичным и случайным, зависящим исключительно от провинциальных геологических условий. Это стандартный процесс, возникающий в определенных геодинамических обстановках, подчиняясь синергетическим, физико-химическим и нанотехнологическим законам и правилам. Создание прогнозно-поисковых моделей, разработка, критериев поиска и оценки должны осуществляться с учетом этих законов.

Литература

1. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона. Узбекистан. СПБ: Дельта, 2006. 220 с.

2. *Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность золоторудных систем – ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология, 1995. №1. С. 19-27.

3. Нанотехнология в ближайшем десятилетии. Прогноз направления исследований. Москва: Мир, 2002. 292 с.

4. Овчинников Л.Н. Рудный процесс // Разведка и охрана недр, 1996. № 8. С. 27-29.

5. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ИМР, 2001. 611 с.

6. *Рундквист Д.В.* Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений. // Геол. руд. мест., 1997. № 1. С. 11-24.

7. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. Москва: Недра, 1988. 215 с.

8. *Kempe U., Belgatsky B.V., Kremnetsky A.A. et al.* Characterization of hydrothermal fluids from the Giant Muruntau Au-quartz vein ore field, Uzbekistan // Plumes, Plates and Mineralization Symposium. Abstracts. University of Pretoria, 1997. P. 51-52.

9. Morelli R., Creager R., Seltmann R. et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // The geological Society of America. Geology, 2007. V. 35. № 9. P. 795-798.

10. Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirwin D. et all. Gold and Base Metal Metallogeny of the Central Asian Orogenic Supercollage: Society of Economic Geology, Inc. Economic Geology, 100th, Anniversary Volume, 2005. P. 1035-1068.

ПОЛИГЕННОСТЬ И ПОЛИХРОННОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ШОВНЫХ ЗОН УРАЛА

Коротеев В.А.*, Огородников В.Н.*, Сазонов В.Н.*, Поленов Ю.А.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, sazonov@igg.uran.ru **Уральский государственный горный университет

К шовным зонам мы относим (Минерагения..., 2003) протяженные линейные тектонические структуры (разломы) сложного строения (так называемые «мегабрекчии»), отличающиеся





Заштрихованные области – возраст «мягкой» (ранней) и «жесткой» (поздней) коллизий.

большой (часто мантийной) глубиной заложения, длительностью развития (до десятков миллионов лет), обычно разделяющие крупные блоки земной коры различного состава (нередко и строения), возникшие в результате линейной деструкции. В пределах таких зон горные породы подверглись механическим (дробление, брекчирование, рассланцевание, формирование оперяющих систем трещин), реологическим (изменение физических свойств пород с глубиной и/ или в связи с длительностью развития зон), петрографическим (метаморфическое и метасоматическое преобразование пород), структурным (сгущение оперяющих трещин, приразломная складчатость – прослеживается не только во вмещающих породах, но и в рудах, меланж, будинаж) изменениям. Наши представления о шовных зонах сложились под влиянием работ (Поспелов, 1963, а, б; Рундквист, 1964; Плюснин, 1971; Уткин, 1980; Шерман, Днепровский, 1989; Лобацкая, 1998; Иванов, 2002 и др.). Заложение шовных зон может происходить в режимах растяжения и сжатия. Первый проявился в рифее-кембрии и ордовике (в условиях континентального рифтогенеза и океанического спрединга), второй – в девоне-верхней перми (в условиях коллизии – образование островодужных комплексов, формирование активной континетальной окраины, развитие ранне- и позднеколлизионных гранитоидных комплексов).

Шовные зоны привлекают внимание как исследователей, так и геологов-практиков по следующим причинам (Минерагения..., 2003, 2004): 1) это интереснейшие и сложно построенные геологические образования, обычно зоны смятия, которыми контролируется не только разнообразное эндогенное, но также и экзогенное оруденение; 2) в зонах смятия широко развиты меланж, рассланцевание, дробление, приводящее к образованию разноориентированных систем трещин, приразломная складчатость, будинаж; 3) в них образуются полихронные, полиформационные месторождения различных (рудных и нерудных) полезных ископаемых (например, колчеданно- и золотополиметаллические, медно-магнетит-скарновые и кварц-жильные золоторудные, редкометальные кварц-жильные и прожилково-вкрапленные); 4) коллизионные процессы в пределах шовных зон играли двойственную роль: с одной стороны, сильно трансформировали, например, колчеданные месторождения, а с другой – обусловили образование золоторудных месторождений кварц-жильного типа (ранняя коллизия), а также формирование золоторудных столбов (поздняя коллизия) (Месторождения..., 2001; Коротеев, Сазонов, Огородников, 2001); 5) они развиваются, как уже отмечено, прерывисто-непрерывно (Сазонов и др., 1989; Месторождения..., 2001) с поступлением в разное время то мантийной, то коровой субстанций (флюид, вещество), что обусловило развитие площадей с линейной (например, массивы нормальных калиевых гранитов и связанные с ними редкометальные пегматиты и кварцевые жилы) и нелинейной (например, зоны

Таблица 1

Временная сопряженность магматитов, метаморфитов, метасоматитов и оруденения южноуральских гнейсово-амфиболитовых комплексов, образовавшихся в условиях различных геодинамических обстановок

Рифтогенная ста-	Океаническая ста-	Островодужная стадия	Ранняя коллизия	Поздняя коллизия
дия (К2-С)	дия (О1)	(0 ₂ -5)	$(D_2 - C_1)$	$(C_3 - P_1)$
Метаморфизован- ные пироксениты, горнблендиты, габброиды, альпи- нотипные ультра- базиты, щелочные сиениты и грани- ты, трахибазальты и риолиты	Дунит-гарцбурги- товая серия, толеи- товые базальты	Дунит-клинопирок- сенит-габбровая се- рия, щелочные сиени- ты, граносиениты, щелочные граниты толеитовые базальты, андезит-дациты	Плагиограниты, гранодиориты	Нормальные микро- клиновые граниты
		Метаморфизм		
Глубинный грану- литовой и амфибо- литовой фаций, ультраметамор- физм	Автометаморфизм (лизардитовая и хризотиловая сер- пентинизация)	Контактовый, автоме- таморфизм зеленока- менное перерождение, зеленосланцевый ме- таморфизм	Зональный, ам- фиболитовой, эпидот- амфиболитовой фаций, ультраме- таморфизм	Дислокационный, амфиболитовой и эпи- дот-амфиболитовой фаций
		Метасоматоз и оруденени	ie	
Титано-магнетиты, (кусинский тип) анортоклазовые редкоземельные пегматиты, редко- земельные и маг- нетитовые кальци- товые метасомати- ты. Альбититы с редкоземельной минерализацией (фергюссонит, самарскит, колум- бит). Антигоритизация, амфиболитизация, карбонатизация альпинотипных ультрабазитов с образованием маг- нетитовых залежей и самородного золота. Метасома- тические кварци-	Хромиты, огне- упорное сырье, ас- бест, медные руды (кипрский тип)	Титано-магнетиты (качканарский тип). Сульфидно-платино- палладиевое месторо- ждение (волковский тип). Медно-цинково-кол- чеданные (уральский тип), золото-барит- медно-цинково-кол- чеданные (баймакский тип) месторождения Золотополиметал- лические месторожде- ния (тип Муртыкты). Медно-порфировые (золотосодержащие) месторождения.	Слюдоносные пегматиты, мета- соматические железистые квар- циты, тела заме- щения (метасома- тический кварц), кварцевые жилы перекристаллиза- ции и выполне- ния. Эйситизация, березитизация- лиственитизация, сопровождаемые золоторудным и кварцевыми жи- лами с шеелитом, сульфидами	Керамические пегма- титы, метасоматиче- ские кварциты (киани- товые, графитовые, слюдяные), кальцито- вые, кальцит- доломитовые метасо- матиты с флогопитом, апатитом, амфиболом, рутилом, сфеном, ксе- нотимом. Жилы вто- рично-зернистого гранулированного кварца, первично- зернистого стекло- видного кварца жил выполнения. Грейзе- низация с образовани- ем фенгита и молиб- денита

золотоносных метасоматитов фемического профиля, образовавшихся при участии мантийного флюида – Светлинское, Кочкарское золоторудные месторождения, Южный Урал (Месторождения..., 2001).

Особый интерес в решении поставленной в работе цели представляет Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс, где развиты сложные шовные зоны: их образование (с развитием вполне определенных вещественных комплексов, включая рудные) произошло в рифее-кембрии, позднее, под действием палеозойской коллизии эти зоны подверглись тектонической и метаморфической трансформации (Минерагения..., 2007).

Из геологических и радиологических данных, материалов авторов и других исследователей следует, что в пределах Уфалейского этого комплекса (рис. 1) проявились несколько этапов

структурно-тектонических и метаморфических преобразований, каждый из которых сопровождался формированием вполне определенных магматических комплексов, которые в постмагматическую стадию продуцировали карбонатиты, пегматиты, разноформационные метасоматиты, кварц-жильные образования и др. (табл. 1).

Возникновение и концентрация большого геохимического спектра месторождений и проявлений в шовных зонах метаморфических комплексов Урала являются результатом многократно повторяющихся процессов седиментогенеза, магматизма, метаморфизма, ультраметаморфизма и сопровождающих их метасоматитов.

Взаимосвязь ведущих эндогенных процессов – регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма – определяет в главных чертах общее состояние флюидных систем в шовных зонах, ответственных, в конечном итоге, за характер протекания и тенденции в направленности завершающих метасоматических процессов.

В развитии Уральской металлогенической провинции выделяются пять главных этапов, которые отличаются геотектоническими и геодинамическими режимами (см. рис. 1 и табл. 1).

К наиболее раннему относится рифейско-кембрийский этап, который характеризовался условиями рифтогенного растяжения и деструкции земной коры восточной части Евроазиатского палеократона (Главные..., 1980; Коротеев и др., 2006).

Для этого этапа характерны элементы осевой симметрично-поясовой металлогенической зональности. Она определяется тем, что к центральным частям зон растяжения тяготеют, прежде всего, продукты рудных геолого-геохимических систем, которые связаны с дифференцированными и стратифицированными гипербазит-габбровыми интрузиями, включающими малохромистое и ильменит-титаномагнетитовое оруденение. В свою очередь, с периферийными частями таких зон связаны субщелочные и щелочные ультрабазитовые, базитовые и кислые комплексы, с которыми сопряжены рудопроявления редкометальной и редкоземельной минерализации (Кушев, 1972; Главные..., 1980; Беляев и др., 1996).

Возрастной интервал 1,35-0,98 млрд. лет отвечает среднерифейскому возрасту рифтогенного преобразования блока фундамента Восточно-Европейской платформы. Минерагенические особенности среднерифейских рифтогенных структур, разделяющих архейско-нижнепротерозойские глыбы-блоки (Тараташский, Александровский, Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский) предопределяются образованием офиолитовых ассоциаций в виде разобщенных тектонизированных фрагментов и представленных саитовским комплексом Сысертско-Ильменогорского блока, куштумгинским, куртинским и максютовским комплексами зоны Урал-Тау, породы которых вмещают ряд рудных и нерудных полезных ископаемых.

На этом этапе отмечается более интенсивная магматическая деятельность, формируется ряд крупных интрузий ультраосновного-основного состава. Они представлены стратифицированными массивами пироксенит-габбрового состава кусинско-копанского комплекса, а в районе Уфалейского блока – куртинским пироксенит-габбровым комплексом. Становление массивов сопровождается титаномагнетитово-ильменитовым оруденением.

Метаморфизм при диасхизисе связан с подъемом под большим давлением разуплотненного вещества глубинных зон мантии, внедрением и возникновением межлитосферной термальной аномалии, вызывающей высокотемпературные метаморфические преобразования комплексов кристаллического фундамента континентальной коры и верхней мантии.

Среднерифейский рифтогенный метаморфизм, соответствующий гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы, включающие гиперстен, диопсид, пироповый гранат), завершился процессами ультраметаморфизма с образованием слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, калиевых гранитов (возраст по микроклину, биотиту 1100-1215 млн лет (Овчинников, 1963); по цирконам из гнейсов 990-1180 млн лет (Краснобаев, 1986); различных мигматитов и анортоклазовых пегматитов с редкоземельной минерализацией, представленной иттроэпидотом, с возрастом 1100-1200 млн лет (Минеев, 1959). На гидротермальной постмагматической стадии образуются крупно-кристаллические кальцитовые метасоматиты, не содержащие собственных редкоземельных минералов, но концентрирующих редкоземельные элементы в кальците 0,15-0,29 % TR_2O_3 , в т. ч. 0,02-0,05 % Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составля-

ет 0,003-0,04 % (0,008-0,009 % Y), а в анортоклазовых пегматитах 0,001 % TR₂O₂ (0,0005 % Y).

С завершающим этапом рифтогенеза (венд-кембрий) в результате развития процессов натриевого метасоматоза (возраст 525 млн лет) на этом этапе микроклинизация сменяется альбитизацией, а раствор обогащается кальцием и магнием, устойчивость в нем урана понижается, что приводит к возрастанию его содержания в натриевых метасоматитах почти на порядок (Коротеев и др., 2009). С этим переходом связано рассеивание урана в щелочно-карбонатных метасоматитах. Натриевый метасоматоз развивается более локально по сравнению с калиевым и еще более локально – карбонатный метасоматоз, связанный с потерей флюидом углекислоты (Кухаренко, Орлова, 1960). Образование карбонатов приводит к связыванию групп карбонат-иона и разрушению уранил-карбонатного комплекса, что, в свою очередь, способствует наиболее полному осаждению урана при соответствующих физико-химических условиях (Коваль, 1977).

С альбитизацией связано образование секущих тел альбититов с наложенной редкоземельной минерализацией с фергуссонитом, самарскитом, колумбитом и другими минералами, имеющих иттриевую специализацию и содержащих значительное количество урана (Y – 42,6 мас. %, U – 1,64 мас. %). Растворы имеют уже менее щелочную характеристику, чем при образовании анортоклаза, а редкоземельные тантало-ниобаты отлагаются в близнейтральных условиях (Огородников и др., 2007).

Интервал 380-320 млн лет характеризует раннюю коллизию. В результате тангенциального сжатия Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних горизонтах и перемещен в верхние горизонты земной коры по таганайско-указарской шовной зоне смятия в западном направлении. Метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием таганайско-указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. Главный коллизионный шов и Серебрянско-Слюдяногорская шовная зона представляли собой зону разуплотнения с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, перекристаллизации многочисленных метаморфогенных жил, сложенных грануломорфным кварцем, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации с формированием в надкровельном пространстве не вскрытых массивов многочисленных тел редкометальных и слюдоносных, мусковитовых пегматитов с достаточно мощными и протяженными зонами метасоматического мелкозернистого кварца, а также многочисленных кварцевых жил выполнения, сложенных гигантозернистым стекловидным кварцем. Метасоматический мелкозернистый кварц тел замещения (уфалейский тип), как и кварц-мусковитовый комплекс слюдоносных пегматитов отчетливо замещает смятые в складки карбонатные метасоматиты и сечет крупные зерна магнетита в кальцит-магнетитовых карбонатитах, с новообразованием мелких октаэдров магнетита. Образуются метасоматические тела кварц-магнетитовых кварцитов. Возраст слюды из пегматитов 330-365 млн лет. С гидротермальными образованиями плагиогранитных и гранодиоритовых интрузий, зон кислотного выщелачивания, окварцевания, концентрации редкоземельных элементов обычно не происходит.

Усложнение в метаморфическую зональность внесла позднепалеозойская «жесткая» коллизия (320-240 млн лет), основная роль в которой была отведена Главному коллизионному шву. Движения континентов в это время привели к почти полному поглощению палеоокеанических структур, и основной теплопоток устремился в шовную зону смятия Главного коллизионного шва, сформировав вдоль него высокотемпературное, до уровня амфиболитовой фации, высокобарическое эклогит-сланцевое обрамление Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, и, метаморфизовав интенсивно дислоцированные толщи Маукско-Карабашской зоны на уровне низов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В высокобарической обстановке метаморфизма формируются кварц-жильные поля гранулированного кварца, деформируются и гранулируются кварц-мусковитовые тела мусковитовых пегматитов и мигматитов. С этим этапом сопряжено возникновение гранулированного кварца за счет рекристаллизации ранних кварцевых жил стекловидного кварца, образованных в этап ранней коллизиии. Наряду с жилами гранулированного кварца в зоне влияния Главного коллизионного шва картируются кварцевые жилы сложенные стекловидным, реже молочно-белым кварцем. Этот этап сопровождался становлением микроклиновых гранитов, с которыми связано образование керамических пегматитов и поздних метасоматических кальцит-доломитовых метасоматитов с ксенотимом и имеющих вновь

иттриевую специализацию. В зонах развития среднерифейских карбонатитов, наложенных на анортоклазовые пегматиты с иттроэпидотом, наблюдается перекристаллизация и новообразование крупных кристаллов иттроэпидота в гранулированном кварце, ксенотима, рутила, апатита, сфена. Возраст нормальных микроклиновых гранитов, керамических пегматитов, метасоматитов и карбонатитов 330-245 млн лет (см. рис. 1).

Таким образом, Уфалейский амфиболит-гнейсовый комплекс – это сложное геологическое образование, претерпевшее неоднократную метаморфическую, структурно-тектоническую перестройку (трансформацию) с отчетливо проявленной разнообразной полигенной и полихронной минерализацией (оруденением). Поэтому при его дальнейшем изучении и освоении должны применяться адекватные подходы. Последнее важно еще и потому, что этот комплекс вполне подходящ в качестве уральского эталона при исследовании вещества и структур сложно построенных полигенно-полихронных шовных зон.

МИНЕРАГЕНИЯ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЭПИКРАТОННЫХ ДЕПРЕССИОННО-РИФТОГЕННЫХ БАССЕЙНОВ РИФЕЯ

Крупенин М.Т.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, krupenin@igg.uran.ru

Рифейский этап истории Земли, охватывающий интервал времени около 1 млрд. лет (1650-600 млн лет), характеризуется преобладающим развитием эпикратонных относительно мелководных осадочных бассейнов с широким развитием карбонатно-терригенных комплексов. Это не отрицает определенной роли в рифейское время форландовых существенно обломочных, активно-окраинных и коллизионных бассейнов (в терминах плейттектоники) с вулканогенно-осадочным и кремнисто-терригенным выполнением [3, 11, 13]. Согласно современным классификациям осадочных бассейнов, выполненным на геодинамической основе, эпикратонные бассейны, сложенные терригенно-карбонатными комплексами, образуются преимущественно в рифтогенных обстановках, связанных с режимом дивергенции. К ним относятся внутриконтинентальные рассеянно-рифтовые системы, авлакогены, надрифтовые впадины и сдвиговые бассейны, а также межконтинентальные рифты [3], в последующем развивающиеся как пассивно-окраинные бассейны континентов и микроконтинентов. Для всех этих бассейнов преобладает линейная морфология. Кроме того, для древних платформ характерно развитие относительно изометричных бассейнов (синеклиз), которые образуются над древними рифтогенными бассейнами типа авлакогенов; они также сложены преимущественно терригенно-карбонатными комплексами [13].

Терригенно-карбонатные комплексы характеризуются широким спектром распределения в них полезных ископаемых, среди которых выделяются как типичные осадочные (углеводороды, фосфориты, эвапориты, россыпи тяжелых минералов), более характерные для синеклиз, так и стратиформные месторождения. Генезис последних представляется проблематичным, поскольку стратиформные месторождения сочетают в себе признаки как осадочного накопления полезных компонентов, стратифицированных в определенных горизонтах, так и эпигенетического их перераспределения. В настоящее время накоплен огромный объем данных, показывающих, что стратиформные месторождения в карбонатно-терригенных толщах характеризуются весьма широким спектром полезных компонентов, заключая уникальные скопления полиметаллов и барита, флюорита, магнезита и сидерита, марганца, меди, кобальта, сурьмы и ртути, золота и серебра, МПГ, урана и некоторых редких элементов [7, 11]. Состав полезных ископаемых варьирует в различных регионах, и определяется, вероятно, как особенностями седиментогенеза, так и другими факторами (эпигенетическими и эндогенными). Совокупность данных показывает, что, как правило, стратиформные месторождения с широким набором полезных компонентов приурочены к собственно рифтогенным стадиям развития осадочных бассейнов, связанных с активной стадией режима растяжения. Весьма характерным и достаточно показательным примером в этом смысле является совокупность интра- перикратонных депрессионно-рифтогенных бассейнов ти-

повой области развития отложений рифея (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал). Месторождения в рифейских терригенно-карбонатных комплексах здесь представлены залежами полиметаллов и барита, флюорита, магнезита, сидерита и анкерита, фосфоритоносных горизонтов и литоральных россыпей циркона, титаномагетита. В настоящем сообщении рассматриваются основные закономерности распределения стратиформного оруденения на данном примере и в сравнении бассейнами аналогичной геодинамической природы некоторых других регионов с целью создания моделей рудогенеза. Проблемами, решаемыми при создании моделей, являются источники флюида и полезных компонентов (осадочный или глубинный), механизмы миграции и рудоотложения (осадочный, инфильтрационный, элизионный, гидротермальный ювенильный).

В типовой области рифея выделяются бассейны, соответствующие трем возрастным стратонам рифея – нижнерифейский и среднерифейский интракратонные и верхнерифейский перикратонный [12]. Кроме того, для начала позднего рифея в западной части современной структуры Башкирского мегантиклинория и восточной части Волго-Уральской области выделяют кужинский бассейн [15]. Литологическая последовательность интракратонных бассейнов раннего и среднего рифея представлена вулканогенно-терригенными комплексами, перекрывающимися терригенно-карбонатными. Формирование последних происходило преимущественно в гумидном климате, однако, последние исследования позволили выявить эпизоды аридной седиментации и формирования эвапоритовых отложений [4, 9.] Для перикратонных бассейнов позднего рифея (каратавия) вулканизм не характерен, и разрез представлен чередованием терригенных и карбонатно-терригенных комплексов с преобладанием пестроцветных отложений, сформированных в условиях семиаридного климата.

Особенностью рифейских эпикратонных бассейнов в отличие от более молодых является почти полное отсутствие пластов эвапоритовых минералов (гипса, солей). Вероятно, это определяется как относительной незрелостью водно-солевого режима океана в рифейское время, так и неустойчивостью легкорастворимых солей в процессе литогенетических преобразований. Следует отметить, что первое появление пластов ангидрита в геологической летописи датируется возрастом 1200 млн лет (Баффинова Земля [12]), а галита – 1200-1300 млн лет (бассейн Амаде-ис [6]). Однако минералогические находки сульфатов и солей, а также косвенные признаки их присутствия в виде псевдоморфоз по кристаллам эвапоритовых минералов широко распространены в отложениях нижнего, и особенно, верхнего докембрия [6] и подтверждают наличие в это время этапов эвапоритонакопления.

Отложения стратотипического рифейского разреза, сформированные в депрессионно-рифтогенных интра-перикратонных прогибах (восточная часть Русской платформы) вовлечены в структуру герцинского Уральского складчатого пояса. Металлогенической особенностью этой территории является возрастное совмещение стратиформных барит-полиметаллических (Кужинская, Верхне-Аршинская, Николаевская группы и ряд рудопроявлений) и жильных флюоритовых (Суранская зона) месторождений с крупными метасоматическими залежами кристаллического магнезита (Южно-Уральская провинция), анкерита и сидерита (Бакальская группа, Ахтенское, Авзянская и Зигазино-Комаровская группы). Для последних показана генетическая связь с этапами дивергенции, что позволяет провести сравнительный анализ условий формирования всех типов объектов и уточнить механизмы рудоотложения в каждом из них.

Рифтогенный режим развития перикратонного бассейна в начале среднего и позднем рифее, как показывает изучение, оказывал определяющее влияние на миграцию флюидов, образованных как из захороненных в седиментогенезе, так и элизионных растворов. Формирование крупных пластообразных магнезитовых залежей в отложениях нижнего рифея, как показано на примере типовых месторождений Саткинской группы, связано, по данным Pb-Pb метода, с временем формирования вулканогенно-терригенного Машакского рифтогенного грабена в начале среднего рифея. Аналогичным образом образовались месторождения Исмакаевское, Бакальской, Сюрюнзякской группы. Источником флюидов для формирования метасоматических магнезитовых залежей явились захороненные эвапоритовые рассолы с высоким содержанием магния и повышенной щелочностью, а локализация оруденения связана с проницаемыми зонами эвапоритовых коллапс-брекчий [9]. Метасоматоз осуществлялся в низкотемпературных (по данным термокриометрии газово-жидких включений для Саткинских) и среднетемпературных (по данным
брейнерит-анкеритовой термометрии и изотопии, кислорода для Исмакаевского) условиях.

Еще более крупное минерагеническое значение имел этап рифтогенной активизации в конце среднего рифея, совпавший по времени с гренвильской тектонофазой [8]. Значение этого этапа для минерагении западной части Урала еще не достаточно выяснено, однако геологические доказательства дивергентного режима в это время существуют несомненные. Перерыв в осадконакоплении после накопления отложений авзянской свиты связан с инверсией тектонического режима, сопровождавшейся внедрением вулканитов основного состава (1010-1080 млн лет [14]), сульфидно-баритовых эксгаляций, гранитоидным магматизмом (возраст обломочных цирконов (1070-1100 млн лет [14]) и обломочных ортоклазов из зильмердакской свиты (910-950 млн лет,) в восточной части Русской платформы. Геологические данные указывают на длительность перерыва в осадконакоплении (до 100 млн лет) и резкую смену общего стиля седиментации в позднем рифее [12]. Накопление мощного аллювиально-дельтового клина зильмердакской свиты позднего рифея, сложенного аркозовыми песчаниками и алевролитами, знаменовало образование значительно более крупного бассейна седиментации, занявшего пространства востока и севера Восточно-Европейской платформы и принявшего характер перикратонного. Возрастание динамотермальной активности в пределах БМ в основании неопротерозоя следует рассматривать в связи с развитием геодинамических событий за пределами современных контуров Восточно-Европейской платформы, возможно, в процессе формирования суперконтинента Родинии (Палеопангеи), реконструкции образования которой в настоящее время очень неоднозначны (Хаин, 2003). Можно допускать, что указанная тектоническая активизация отражает миграцию Балтики и ее причленение в результате орогенеза к Арктическому материку, как части Палеопангеи во временном интервале 1240-1000 млн лет. Последнее допущение подтверждается признаками океанического рифтогенеза северо-восточнее современной структуры Восточно-Европейской платформы, где для отложений позднего рифея описываются глубоководные склоновые осадки и офиолиты [5].

В зависимости от условий разгрузки флюидов, связанных с режимом растяжения, их химического состава и физико-химических параметров среды на рифтогенном этапе возможно формирование в разных частях породного бассейна как гидротермально-метасоматических (магнезитовых, сидерит-анкеритовых, флюоритовых), так и эксгаляционно-осадочных (барит-полиметаллических – Кужинское, свинцово-цинковых – Верхне-Аршинская группа) месторождений. Магнезитовые сложной формы рудные тела в отложениях авзянской свиты среднего рифея (Катав-Ивановская, Семибратская, Кужинская группы) связаны с миграцией нагретых высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, которые на этапе растяжения приобрели свойства гидротермальных растворов [10]. Сидеритовые метасоматические залежи в саткинской (Ахтенское месторождение) и бакальской (Бакальская группа месторождений) свитах нижнего рифея и анкеритовые тела в авзянской свите среднего рифея были сформированы восходящими элизионнокатагенными обогащенными железом флюидами из глинистых глубокопогруженных толщ (по данным Rb-Sr и Pb-Pb метода [12], 1100 млн лет назад). Следует отметить, что для железорудных карбонатных, как, впрочем, и для магнезитовых образований не отмечено индикаторых элементов связи с магматическими очагами, глубинными ювенильными флюидами [1, 12]. Проявления жильной флюоритовой минерализации в БМ приурочены к субмеридиональной зоне развития карбонатных пород нижнего рифея в западном борту Машакского грабена. Последовательность образования генераций флюорита на Суранском флюоритовом месторождении, особенности распределения лантаноидов во флюоритах, также как в проявлениях флюорита на западном склоне Среднего Урала предполагают извлечение фтора из кислых магматических пород рифтогенной природы в процессе взаимодействия их с катагенетическими рассолами [16]. Генетическая связь взаимодействия рассолов с рифтогенными магматическими породами подтверждается высокими концентрациями РЗЭ и интенсивной отрицательной Eu аномалией, а также тяжелым изотопным составом хлора в поздних генерациях флюоритов. Изотопный возраст флюоритов Суранского месторождения составил около 1220-1230 млн лет по данным Rb-Sr и Sm-Nd методов [12]. Образование флюорита связывается с этапом активизации тектонических движений в середине среднего рифея. К этому же рубежу тяготеет импульс магматизма (юмагузинский) 1216 млн лет в максютовском метаморфическом комплексе. Барит-полиметаллические месторождения и проявления в авзянской свите среднего рифея по ряду признаков являются эксгаляционно-седиментогенными. Наличие стратифицированных сульфидных горизонтов и пластообразная форма залежей, реликты седиментогенной слоистости руд [12], тяжелый изотопный состав серы сульфидных руд (δ³⁴S +21-26 ‰), указывают на первично осадочное рудонакопление в результате циклической сульфатредукции при разгрузке металлоносных термальных эксгаляций в морских и эвапоритовых депрессиях.

Конвергентные этапы в венде (тиманский ороген) и палеозое (герцинский ороген) усложнили строение залежей и минеральный состав руд, способствовали образованию зон динамометаморфизма и метасоматоза, позволивших датировать данные рубежи изотопными методами [8, 12]. Важными факторами, определившими минерагенический облик депрессионно-рифтогенного бассейна типовой области рифея, являются формирование эвапоритовых рассолов и их нисходящая латеральная миграция, формирование элизионных вод при уплотнении глинистых толщ на стадии глубинного катагенеза, дивергентные этапы деструкции, обусловившие вертикальную миграцию рассолов. Захороненные эвапоритовые рассолы с высокими концентрациями магния, в условиях рифтогенного растяжения и повышенного термального потока получили признаки гидротермальных флюидов и обусловили образование метасоматических магнезитовых месторождений. Здесь следует отметить, что термин «гидротермальный» понимается именно как «горячие воды», без генетического толкования конкретной связи с глубинным коровым или мантийным источником, как это традиционно принято, и соответствует понятию «гидрогенное рудообразование» [7], применяемого для широкого класса процессов флюидной миграции и минералообразования без доказанной связи с магматизмом.

Анкерит-сидеритовые месторождения образовались при участии рассолов, испытавших в глубоких горизонтах бассейна взаимодействие с элизионными растворами, извлекавшими железо из глинистых толщ. Вероятно, привнос фтора, хлоридов бария и полиметаллов, связан с метаморфизмом эвапоритовых рассолов, являвшихся источником полезных компонентов, в глубоких частях рифтогенных зон и частичным взаимодействием с флюидно-магматическими системами. Механизм формирования месторождений определяется наличием литологических ловушек (горизонты коллапс-брекчий в эвапоритах, зоны стратиграфического несогласия, структурно-тектонической деструкции) и геохимическими барьерами (карбонатные толщи, редокс-обстановки, смешение хлоридных и сульфатных рассолов) в осадочно-породном бассейне. Обстановка разгрузки флюидов обусловливает конкретный механизм рудоотложения (эксгаляционно-осадочный для барит-полиметаллических, гидротермально-метасоматический для магнезитовых и сидеританкеритовых, гидротермальное выполнение для флюоритовых залежей).

Выявленные особенности стратиформного рудообразования в карбонатно-терригенных комплексах стратотипического разреза рифея на Южном Урале имеют принципиальное сходство с закономерностями распределения стратиформных месторождений в карбонатно-терригенных рифтогенных бассейнах различных регионах мира, как докембрийских, так и фанерозойских. Так, например, магнезитовые (Удерейская провинция), сидеритовые и полиметаллические (Горевское и др.) месторождения Енисейского кряжа приурочены к карбонатно-терригенной последовательности среднего и верхнего рифея, сформированных в рифтогенно-депрессионном бассейне при участии эвапоритовых рассолов. К верхнему протерозою относятся крупные полиметаллические провинции Восточно-Приалданского бассейна (Сардана и др.), бассейна Мак-Артур в Австралии, рудные пояса Зимбабве и Индии, Гренвилльский пояс в Канаде. Обилие месторождений этого типа в протерозойских терригенно-карбонатных комплексах объясняют относительной нестабильностью континентальной коры и частыми импульсами деструкции в этот период [2, 7, 13]. Подобными примерами стратиформного рудогенеза в палеозойских рифтогенных бассейнах могут быть ртутно-полиметаллические руды Днепрово-Донецкого грабена, полиметаллические месторождения Мидконтинента и бассейна Маккензи в США и Канаде. Определенное минерагеническое сходство с типовым разрезом рифея имеют пермо-триасовые бассейны Центральной Европы, сформированные на начальном рифтогенном этапе развития альпийского тектоноцикла (Силезский, Французский, Восточно- и Западно-Альпийский, Атласский) [2]. Здесь в условиях растяжения земной коры в пермо-триасе проходило погружение и глубинная миграция эвапоритовых рассолов, приводившая к образованию многочисленных рудных узлов и провинций магнезита, анкерита и сидерита, полиметаллов, барита и флюорита как в этих раннеме-

зозойский, так и карбонатных породах палеозойского герцинского основания [17, 19]. Отмеченные закономерности стратиформного рудогенеза как полиметаллических руд, так и ряда неметаллов в терригенно-карбонатных комплексах рифтогенных эпиплатформенных бассейнов имеют общий характер и являются основой прогноза новых объектов в осадочных толщах, покрывающих огромные пространства древних и молодых платформ.

Работа выполняется при поддержке Программы ОН3-2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», Интеграционного проекта «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность» и гранта РФФИ 09-05-00964 а.

Литература

1. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Вострокнутов Г.А. и др. Микроэлементы в карбонатных толщах рифея Башкирскго мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 71 с.

2. Асаналиев У., Попов В.В., Турдукеев И.Д. Месторождения цветных и редких металлов в карбонатных формациях. М.: Недра, 1988. 214 с.

3. *Беленицкая Г.А.* Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования осадочного чехла территории России. СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2009. 75 с.

4. *Горожанин В.М., Мичурин С.В.* Литологические, геохимические и изотопные признаки эвапоритизации в раннем рифее Южного Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68-71.

5. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

6. Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в всвязи с преобразованиями биосферы и химического состава Мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. № 2. С. 19-29.

7. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 608 с.

8. *Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН, 2004. Т. 399. № 4. С. 503-505.

9. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В., Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // Докл. РАН, 2009. Т. 416. № 3. С. 351-354.

10. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я. и др. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера, 2008. № 3. С. 78-100.

11. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

12. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. и др.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

13. Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа, М.: Научный мир, 2004. 570 с.

14. Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

15. *Филиппов В.А.* Кужинское барит-полиметаллическое месторождение // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 5. С. 445-458.

16. Чайковский И.И., Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я. и др. Онтогения и геохимия флюорита из проявлений западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2005. С. 81-108.

17. *Ebner F., Prochaska W., Troby J. et al.* Carbonate hosted sparry magnesite of the Grauwacke zone, Austria/Eastern Alps // Acta petrologica Sinica, 2004. № 4. P. 791-802.

18. *Kah L.C., Lyons T.W., Chesley J.T.* Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, Northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // Precambrian Research, 2001/111. P. 203-234

19. Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Mineralia Slovaca, 1996. 313 p.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Тарбаев М.Б.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, kuznetsov@geo.komisc.ru

На севере Урала и Тимане известны проявления и месторождения золота, связанные с магматическими и гидротермальными образованиями, кварцевыми конгломератами, корами выветривания, россыпями, сведения о которых изложены во многих работах [2, 5, 6, 9, 12, 13, 15-17 и др.]. Руды некоторых проявлений характеризуются повышенным содержанием серебра, палладия, платины, родия. На Приполярном Урале имеются серебряно-урановые проявления. В ультрабазитах Полярного Урала, особенно в хромовых рудах, отмечаются осмий, иридий, рутений и другие платиноиды, образующие различные минеральные фазы [1, 3 и др.]. Региональный кадастр установленных к настоящему времени минералов благородных металлов включает около 100 видов и разновидностей. В настоящее время геологоразведочные и тематические работы ведутся и на Урале, и на Тимане. Нами получены новые данные о коренной и россыпной золотоносности Енганепэйского, Манитанырдского, Кожимского, Восточно-Войкарского, Верхнепечорского районов.

Россыпное золото севера Урала в основном мелкое, хотя в некоторых россыпях найдены довольно крупные самородки. Золото характеризуется широкими вариациями содержания элементов-примесей, прежде всего серебра. Отмечаются золото-серебряные сплавы, электрум, кюстелит. Вместе с этим довольно часто в золоте наряду с серебром устанавливается медь, а на некоторых участках встречается медистое золото практически не содержащее серебро. Та-кое золото, в частности, присутствует в аллювиальных отложениях Восточно-Войкарской площади. Его коренные источники, очевидно, связаны с магматическими комплексами базит-ультрабазитового состава. Для Манитанырдского района характерно золото с повышенным содержанием ртути. Интересно, что в ассоциации с ним в россыпях нередко находится киноварь. В россыпях Кожимского района в бассейнах рек Балбанью и Лимбекою часто отмечается палладийсодержащее золото, иногда находящееся в сростках с мертиитом и атенеитом [11 и др.]. Эпизодически палладий обнаруживается в золоте других районов. В Щугорском районе Приполярного Урала в аллювиальных отложениях обнаружено золото с включениями меренскита [10]. Иногда в россыпях вместе с золотом присутствуют характерные для ультрабазитов минералы осмия, иридия и рутения.

Коренные проявления и месторождения золота севера Урала относятся в основном к золото-сульфидному и золото-сульфидно-кварцевому типам. В число основных месторождений входят Новогоднее Монто, Нияюское, Лемвинское, Дальнее, Караванное, Синильга, Сосновое, локализованные в породах протерозойского возраста. Рудные жилы залегают преимущественно согласно сланцеватости вмещающих пород. На отдельных проявлениях они занимают поперечное положение, выполняя субширотные нарушения. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и др. Золото находится в виде мельчайших включений в пирите и арсенопирите и в виде более крупных зерен в сростках с галенитом, халькопиритом, сфалеритом. В качестве примесей в золоте всегда присутствует серебро, реже отмечаются медь, ртуть.

Большой интерес представляют открытые в последние годы золото-платиноидные проявления. Прежде всего, это фуксит-золото-платиноидное проявление Чудное в Кожимском районе Приполярного Урала. Рудная минерализация локализована в фукситовых прожилках в риолитах

позднего рифея. Сульфиды практически отсутствуют. В ассоциации с золотом находятся мертиит, атенеит, сперрилит, стибиопалладинит, стиллуотерит, самородные палладий и платина. Из элементов-примесей в золоте устанавливаются серебро, содержание которого бывает весьма значительным, медь, палладий, ртуть.

В ультрабазитах в северной части Войкаросынинского массива на Полярном Урале обнаружено медно-золото-платиноидное проявление Озерное. В рудах этого проявления в ассоциации с пирротином, халькопиритом, борнитом, пентландитом находятся медистое золото, аурикуприд, золотистое серебро, медь [7, 14 и др.]. Из минералов платиновых металлов установлены мертиит, атенеит, сперрилит и др. Кроме того, обнаружены меренскит, майченерит, самородный теллур.

Особое значение имеют золоторудные проявления, связанные с позднекембрийско-раннеордовикскими кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами. Наиболее крупным из них является Нестеровское, находящееся вблизи проявления Чудного. Золого встречается по всему разрезу терригенных отложений. Наиболее высокие его содержания характерны для участков фукситизации пород. Золого отличается высокой пробностью, преобладанием меди над серебром. Изредка в нем устанавливаются палладий и ртуть. Отмечаются минералы палладия. В южной части Приполярного Урала в районе горы Маяк на значительном расстоянии от проявлений Чудного и Нестеровского в аналогичной геологической ситуации обнаружено подобное им проявление. Повышенные содержания золота здесь связаны с участками фукситизации кварцевых конгломератов, залегающих на позднерифейских риолитах. Золото тонкое и мелкое с примесями серебра, меди, палладия, ртути.

На Тимане, как и на севере Урала, золото преимущественно мелкое, высокопробное с примесью серебра. В незначительном количестве в нем иногда отмечаются медь и ртуть. Интересная россыпь обнаружена на руч. Кыв-Вож в центральной части Вольско-Вымской гряды [4]. Преобладает крупное и весьма крупное золото. Встречаются неокатанные частицы, образующие сростки с кварцем, гематитом. Отмечаются самородные платина и медь. В состав золота входит серебро, содержание которого бывает значительным, в единичных случаях фиксируется ртуть. Хорошо известна древняя золотоносная россыпь Ичет-Ю, представленная кварцевыми конгломератами, гравелитами и песчаниками девонского возраста. Золото этой россыпи мелкое, высокопробное. Из элементов-примесей присутствуют серебро, иногда отмечается ртуть. Коренная золотоносность Тимана связана главным образом с зонами развития сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализации, наложенными на рифейские углеродсодержащие толщи паунской свиты. На Северном Тимане золото и минералы платиновых металлов в ассоциации с сульфидами меди и никеля установлены в дайках габбро-норитов.

Следует отметить наличие в регионе золотоносных кор выветривания, формирование которых, вероятно, началось в позднем мезозое или палеогене. Наиболее изученным является Каталамбинское проявление, находящееся в Кожимском районе Приполярного Урала. Золото в основном тонкое и мелкое. Оно наследует состав коренного золота, но отличается более высокой пробностью и наличием вторичных гипергенных изменений.

Формирование благороднометальной минерализации севера Урала и Тимана происходило на разных этапах геологического развития региона. Коренные золоторудные проявления и месторождения связаны с проявлением гидротермальных процессов, неоднократно возобновлявшихся. Одним из наиболее продуктивных был позднепалеозойский этап рудогенеза. Приуроченность ряда проявлений к зоне межформационного контакта уралид и доуралид свидетельствует о ее важном рудоконтролирующем значении, однако природа рудной минерализации пока остается дискуссионной. Присутствие таких компонентов как хром, медь, палладий указывает на связь рудогенеза с базит-ультрабазитовым магматизмом.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ «Металлогения и минералогические критерии прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых Тимано-Североуральского региона» и интеграционного проектра УрО, СО и ДВО РАН «Гидротермальная и экзогенная благороднометалльная минерализация в Центрально-Азиатском, Уральском и Тихоокеанском складчатых поясах».

Литература

1. Аникина Е.В. Платиноиды в хромовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт. 1995. 38 с.

2. Гранович И.Б., Тарбаев М.Б. Минерально-сырьевая база золота Республики Коми // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 5-16.

3. Гурская Л.И., Смелова Л.В. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

4. Дудар В.А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 80-90.

5. *Озеров В.С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 28-38.

6. Кочетков О.С. Золотоносность Тимана // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 66-80.

7. Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г. и др. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Докл. РАН, 2007. Т. 414. № 1. С. 67-70.

8. Кузнецов С.К., Тарбаев М.Б., Майорова Т.П. и др. Благородные металлы западного склона севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 46 с.

9. *Майорова Т.П.* Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 148 с.

10. *Майорова Т.П., Филиппов В.Н.* Первая находка теллурида палладия (меренскита) в россыпном золоте Приполярного Урала и ее прогнозное значение // Докл. РАН, 2008. Т. 419. № 6. С. 813-815.

11. Малюгин А.А., Водолазская В.П., Вилисов В.А. О палладийсодержащем золоте из россыпи зоны рифтогенеза // Ежегодник-1979. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С.109-110.

12. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза на примере Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. 79 с.

13. Остроумова Н.П., Матвеева Е.В., Кондратьев А.В. и др. Золоторудное месторождение Сосновое Хальмерьинского рудного поля, восточный склон Приполярного Урала // Руды и металлы, 2005. № 3. С. 33-39.

14. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Онищенко С.А. и др. Малосульфидная золото-платинометальная рудная минерализация Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С.235-237.

15. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Ладыгин А.И. Золотоносные коры выветривания Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 38-45.

16. *Силаев В.И*. Коренная золотоносность Полярноуральского региона // Руды и металлы, 1996. № 5. С. 5-17.

17. *Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др.* Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 1. С. 15-30.

ПЛИТОТЕКТОНИЧНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕГМЕНТОВ ЛИТОСФЕРЫ ПОЛИЦИКЛИЧНОГО ФОРМИРОВАНИЯ

Нечеухин В.М.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, necheuhin@.igg. uran.ru

Предложения о необходимости активного развития исследований по разработке теории металлогенического анализа на принципах плитотектоники, которая должна составить альтернативу теории такого анализа на основе положений учения о геосинклиналях, были высказаны в конце 90-х годов. В этот же период было предложено использовать для обозначения этой теории термин «плитотектоническая металлогения» [2, 3, 5]. При этом имелось в виду, что предпо-



Рис. 1. Геологическая карта сланцевого пояса Коверо [2].

лагается разработки как теоретических аспектов этой теории, включая проблемы периодичности металлогенических процессов и их эволюции в истории Земли, так и вопросов применения этих положений к решению задач региональной металлогении и регионального и локального прогнозирования. Материалы плитотектонических геодинамических реконструкций свидетельствуют, что определенная часть проблем и задач плитотектонической металлогении может быть рассмотрена при изучении особенностей строения и металлогении крупных сегментов литосферы. В таких сегментах, как правило, имеет место интеграция нескольких эпиокеанических и эпикратонных геодинамических орогенических систем, в том числе принадлежащих к разным возрастным периодам. Кроме этого, в сложении таких сегментов могут участвовать геодинамические системы других типов развития, в частности, фрагменты континентальных плит, внутриплитные депрессии и другие элементы. При этом каждая система характеризуется металлогеническими элементами и рядами рудных формаций, которые определяются геодинамикой развития этой системы.

К числу литосферных сегментов с интегрированными геодинамическими системами разных возрастных интервалов и типов развития принадлежит, в частности, Северо-Западный, или Урало-Тимано-Палеоазиатский сегмент Евразии. Он соответствует фрагменту литосферы, располагающегося в ареале сочленения Восточно-Европейской плиты с палеозойскими геодинамическими системами и прилегающей к ним части Западно-Сибирской плиты.

Материалы изучения этого сегмента позволяют рассмотреть ряд вопросов об особенностях металлогенической специализации и состава рудных формаций, как и соотношения этих элементов в системах, имеющих разную геодинамическую природу и принадлежность к разным плитотектоническим циклам при едином пространственном положении. В ряде схем последнее рассматривается основанием к объединению их в одну Уральскую геодинамическую и металлогеническую систему, имеющую сквозное геодинамическое развитие в интервале от верхнего протерозоя до позднего мезозоя [1, 8]. Однако такая схема противоречит геодинамическим и металлогеническим реконструкциям, выполненным для этого сегмента. Ими выявлено, что в его сложении участвуют геодинамические системы верхнепротерозойского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского плитотектонических циклов, которым соответствуют интервалы времени между процессами распада или пространственной перестройки и процессами агломерационного сочленения литосферных плит [4, 6, 7, и др.]. Поскольку каждому циклу соответствуют конкретные системы со своими рядами геодинамических режимов и обстановок, то и циклы несут ха-

рактерную для каждого из них минерагеническую специализацию, в том числе по составу рудных формаций.

Металлогения и рудные формации верхнепротерозойского плитотектонического цикла определяются металлогенической специализацией внутриплитных ассоциаций Русской протоплиты и осложняющих ее прототеррейнов и сдвигово-раздвиговых структур, а также ассоциаций Тимано-Протоазиатского орогена, в совокупности образующих две разные по минерагенической специализации металлогенические области.

Металлогенические элементы и рудные формации Русской протоплиты. В составе минерагенических концентраций, залегающих среди верхнепротерозойских ассоциаций Русской протоплиты и осложняющих ее рудолокализующих элементов, можно выделить как минимум две группы. Первую из них образуют концентрации, связанные с осадочными и магматическими ассоциациями, минерагеническая специализация которых определяется их приуроченностью к внутриплитным геодинамическим режимам и обстановкам. В частности, минерагенические особенности депрессионных осадочных накоплений характеризуются залежами сидерита и магнезита. Близки к ним, по-видимому, полиметаллические и барит-полиметаллические концентрации. Выявляется формирование руд в две стадии, одна из которых отвечает этапу накопления осадочных отложений, а вторая мобилизации рудных компонентов. С накоплением осадочных ассоциаций связано формирование марганца, фосфоритов и других осадочных руд. К этим рудам добавляются рудные концентрации, связанные с магматическими комплексами внутриплитных обстановок, представленные хромит-платиновыми и медно-никелевыми залежами в расслоенных габбро-перидотитовых и габбровых массивах. Другую группу составляют рудные концентрации в ассоциациях структур, осложняющих строение протоплиты и не имеющих к ее геодинамике прямого отношения. Рудные концентрации этой группы локализуются в прототеррейнах и протоблоках, а также сдвигово-раздвиговых структурах. Наиболее известны залежи магнетит-кварцевых и магнетит-пироксенит-кварцевых руд в Тараташском блоке, которые обычно сравниваются с железистыми кварцитами. Рудные концентрации локализуются только в пределах террейна. что позволяет предполагать их образование, скорее всего, до включения последнего в структуру протоплиты. С сдвигово-раздвиговыми процессами связаны ильменит-титаномагнетитовые руды в габброидах Кусинского пояса. Ассоциации выделенных геодинамических обстановок образуют элементы металлогенического районирования этой металлогенической системы.

Металлогенические элементы и рудные формации Тимано-Протоазиатской системы. Металлогеническая специализация системы значительной степени определяется тем, что она соответствует орогену с ассоциациями полной геодинамческой последовательности, включая ассоциации океанической коры, островных дуг, пассивных и активных протоокраин, террейнов и зон межтеррейновой аккреции и коллизии. Комплексы океанической коры в обнаженной части орогена проявлены незначительно, поэтому об их рудоносности можно судить предварительно, учитывая наличие хромитовой минерализации в ультрабазитах офиолитов сутур. В большей степени проявлены медноколчеданные и медноколчеданно-полиметаллические типы оруденения, связанные с вулканогенными комплексами энсиматических островных дуг. В осадочных ассоциациях пассивной перикратонной окраины отмечаются минеральные находки алмазов и россыпи со слабой продуктивностью на золото. Трудно оценить продуктивность комплексов активной континентальной окраины. Связанные с коллизионными процессами вулкано-интрузивные комплексы сопровождаются редкометальным молибден-вольфрамовым, редкометально-полиметаллическим, полиметаллическим, золоторудным оруденениями. Закономерности размещения рудных концентраций определяются строением коллизионных ассоциаций, контролируемых швами сочленения древних террейнов. Элементы металлогенического районирования системы образуются ассоциациями обстановок островных дуг, пассивных и активных протоокраин, древней коллизии.

Металлогения и рудные формации палеозойского плитотектонического цикла характеризуются особенностями металлогении Уральской орогенической системы и прилегающих к ее западной периферии Талота-Пайпудино-Лемвинского и Сакмаро-Кракинско-Тирляндского орогенических поясов, а также Печорской эпиконтинентальной орогенической впадины.

<u>Металлогенические элементы и рудные формации орогенических поясов</u> определяются степенью их раскрытия и составом проявленных в них геодинамических ассоциаций. Соответ-

ственно, металлогенический облик Талота-Пайпудын-Лемвинского эпикратонного пояса, который связан с зоной слабого растяжения и сложен преимущественно осадочными комплексами с пластами и дайками базальтов, определяют рудопроявления медносерноколчеданного и медноколчеданного состава. Рудопроявления заметно локализуются в пределах оси растяжения и участках проявления базальтового вулканизма. Ассоциации Сакмаро-Кракинско-Тирлянского эпиокеанического пояса, который сформировался в зоне интенсивного рифтогенного растяжения, содержат более широкий диапазон рудных концентраций. С гарцбургит-лерцолитовыми комплексами связаны хромитовые руды, известные в массивах Крака, фиксирующих зону полной деструкции земной коры. Отмечается, что внутри массивов хромитовые руды тяготеют к границе гарцбургитов и лерцолитов. В участках развития дифференцированных вулканогенных комплексах локализуются медноколчеданные залежи. Металлогенические элементы поясов образуются рудовмещающими ассоциациями геодинамических обстановок.

Металлогенческие элементы и рудные формации Уральской орогенической системы. Система отвечает крупной металлогенической области, включающей эпиокеанический и эпикратонный части (сектора). Первая из них сформировалась в процессе эволюции палеозойского океана, а вторая на месте его западной континентальной периферии. Такая геодинамика обусловила как проявление широкого диапазона эндогенных и экзогенных рудных и нерудных полезных ископаемых в пределах системы, так и концентрацию основной части эндогенных рудных формаций в восточном эпиокеаническом секторе системы. Сектор имеет фемический металлогенический профиль с преобладанием рудных формаций, содержащих руды хрома, титана, ванадия, железа, меди, платиноидов, золота. Следует отметить присутствие руд марганца, а из нерудных ископаемых асбеста, кварц-самоцветных концентраций и ряда других. Локализация эндогенных рудных концентраций в восточном секторе системы, как и фемический профиль его металлогении может быть связан с формированием этого сектора за счет аккреции ассоциаций палеозойского океанического бассейна. Материалы по металлогении современных океанов показывают, с одной стороны, высокую активность рудных процессов в океанических бассейнах, а с другой стороны, преимущественное накопление в них рудных концентраций фемического ряда. Этому способствуют факторы близости и, вероятно, прямых связей рудогенерирующих источников с мантийными уровнями.

Устанавливается металлогеническая специализация ассоциаций определенных геодинамических режимов и обстановок. Наиболее выражены специализация ультрабазит-габбровых и ультрабазитовых ассоциаций океанической коры на хромиты и платиноиды, островодужных габбро-клинопироксенитовых комплексов на титаномагнетиты и вулканических комплексов на минеральные типы медноколчеданного оруденения, а ассоциаций вулкано-плутонических поясов активных континентальных палеоокраин на меднопорфировые, медноскарновые и магнетит-скарновые руды. Такая специализация сопровождается наличием элементов первичной рудной зональности, которые наиболее ярко выражены для геодинамических обстановок островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов и обстановок активных палеоокраин. Свою долю в специализацию вносят процессы коллизии, сопровождающиеся формированием минерализации в структурах шовных зон и зонах проявления синколлизионных магматизма и метаморфизма. Следует отметить значение экзотических террейнов, которые могут нести нехарактерную для системы додеструктивную минерализацию.

Для металлогенического районирования сегмента существенное значение имеет выделение металлогенических элементов, которые отличаются степенью проявления в их сложении структур аккреции и коллизии. Металлогенические элементы, в сложении которых преобладают структуры аккреционного сочленения, рудные концентрации локализуются в чередующихся по латерали рудных поясах значительной протяженности, которые слагаются ассоциациями отмеченных ранее геодинамических обстановок. Такие элементы располагаются преимущественно восточнее Трансуральского коллизионного шва, который фиксирует фронт аккреции на сочленении континентальной и океанической палеоплит. В противоположность этому металлогенические элементы, в которых преобладают коллизионные структуры, рудолокализующие находятся в аллохтонном залегании, вовлеченные в покровные и многопокровные ансамбли, а также синформные и антиформные образования. Существенная роль принадлежит террейнам и синколли-

зионным шовным зонам. Выделенные металлогенические элементы тяготеют к восточной периферии сегмента.

Палеозойские ассоциации пассивной палеоокраины западного сектора содержат медистые песчаники и сланцы, медно-сульфидные скопления, залежи марганца, боксита, угли. Осадочные накопления предгорного прогиба сопровождаются концентрациями медистых песчаников, марганца, залежами фосфорита, углей, солей.

<u>Металлогенические элементы и рудные формации Печорской эпиконтинентальной орогенической впадины</u>. Металлогенические элементы впадины образуют ассоциации и комплексы геодинамических обстановок, относящиеся к ее развитию. Ранние этапы характеризуют рифтогенно-грабеновые и депрессионно-грабеновые терригенные, терригенно-вулканогенные и интрузивные комплексы, выполняющие структуры растяжения и деструкции континентальной коры. С ними связаны проявления редкоземельно-редкометальной и другой минерализации. К средним этапам относятся накопления преимущественно осадочных комплексов эпиконтинентального бассейна. Прерывается этап проявлением внутриплитного магматизма, который выразился в накоплении базальтов, имеющих черты внутриплитных траппов. К этому периоду относится, по-видимому, внедрение интрузий дифференцированных габброидов, вмещающих залежи медно-никелевых сульфидных руд.

Металлогения мезо-кайнозойского плитотектонического цикла играет подчиненную роль. Она определяется минерагенией комплексов раннемезозойского рифтогенеза позднемезозойско-кайнозойского чехла. Рифтогенные комплексы выполняют угленосные грабены, депрессии с осадочными рудами марганца, железа и бокситами. Комплексы осадочного чехла содержат пластовые залежи марганцевых и других осадочных руд.

В пределах Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии интегрированы, таким образом, металлогенические системы и рудные формации разновозрастных плитотектонических циклов. Металлогеническая специализация и ряды рудных формаций этих циклов в целом дискретны и не имеют эволюционных соотношений.

Поскольку каждому циклу соответствуют конкретные геодинамические системы со своими рядами геодинамических режимов и обстановок, то и циклы несут характерную для каждого цикла минерагеническую специализацию, соответствуя в теоретическом отношении понятию металлогенического цикла. В теоретическом отношении металлогенические элементы циклов будут отвечать металлогеническим провинциям и областям с определенным геодинамическим содержанием. Соответственно геодинамическим содержанием определяется состав и специализация металлогенических элементов более низких порядков (минерагенических поясов, полей, зон и других).

Металлогенические особенности выделенных плитотектонических циклов, а также размещение в относящихся к ним металлогенических системах рудных формаций предполагается проиллюстрировать материалами металлогенической карты Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии на основе плитотектонических реконструкций. Вместе с этим предполагается дополнить карту таблицей основных металлогенических элементов этого сегмента.

Литосферные сегменты с интегрированными геодинамическими системами и, соответственно, металлогеническими элементами имеют достаточно значимое проявление. К ним можно отнести южное аккреционно-коллизионное обрамление Сибирского кратона, Верхояно-Колымскую и Чукотско-Корякскую области, а также ряд других. Изучение металлогении и рудных формаций таких сегментов относится к проблеме дальнейшего развития плитотектонической металлогении как составной части развития теоретических аспектов общей и прикладной металлогении.

Исследования выполняются при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Литература

1. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млн. лет) и строение Урала. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

2. *Коротеев В.А.* Тектоника литосферных плит и проблемы металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 4-10.

3. *Коротеев В.А., Нечеухин В.М.* Теоретические проблемы современного этапа развития металлогении // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург, 2000. С. 9-10.

4. *Кузнецов Б.Н.* Комплексы протоуралид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. М., 2009. 49 с.

5. *Нечеухин В.М.* Плитотектоническая металлогения складчатых систем полного геодинамического цикла // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 10-24.

6. *Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г.* Геодинамика и тектоника Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 247-249.

7. Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеазиатского сегмента Евразии // Объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН-УГГУ, 2009. 158 с.

8. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 204 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЯСА ИЛОМАНТСИ (ФИНЛЯНДИЯ)

Новоселов К.А.*, Хворов П.В.*, Михайлов А.Б.**, Ермолина О.***

*Институт минералогии УрО РАН **SRK Exploration Services Ltd. ***Южно-Уральский государственный университет

Изучение архейских зеленокаменных поясов, которые прослеживаются как в пределах финского, так и российского секторов Фенноскандинавского щита, важно с точки зрения их потенциальной золотоносности, так как с ними связан промышленно важный тип мезотермальных (орогенных) месторожений.

Фенноскандинавский щит по времени формирования подразделяется на три домена: Архейский, Свекофеннский (включая трансскандинавский магматический пояс) и Готский [1]. В Финляндии золото выявлено как в архейском, так и протерозойских доменах в связи с орогенными поясами. Основными золоторудными провинциями являются зеленокаменные пояса восточной Финляндии, палеопротерозойские зеленокаменные пояса Лапландии и палеопротерозойские Свекофеннские сланцевые пояса в центральной и южной Финляндии [2]. Всего известно около 200 месторождений и проявлений золота. Преобладающим типом золотого оруденения являются орогенные мезотермальные месторождения. Другие генетические типы включают в себя: 1) скарновые (оксидно-железистые-медно-золоторудные); 2) метаморфизованные эпитермальные; 3) порфировые; 4) палеороссыпи; 5) россыпи. Добыча металла осуществляется на орогенных, скарновых и метаморфизованных эпитермальных месторождениях, небольшой объем добычи происходит на россыпях.

Зеленокаменный пояс Иломантси расположен в восточной Финляндии в архейском домене Фенноскандинавского щита. Кислые и промежуточные вулканокластические осадки в этом

поясе, а также геохимия гранитоидов и некоторых базальтов свидетельствуют о коллизионных обстановках формирования [5].

В пределах развития зеленокаменных пород восточной части пояса Иломантси (сланцевый пояс Хатту) известны наиболее крупные архейские проявления золота, включая месторождения Хоско (Валкеасуо, 2750 кг золота) и Пампало (6300 кг золота) [2]. Золотая минерализация тяготеет к контактовым зонам тоналитовых интрузий и кристаллических сланцев. Золото имеет место в кварцевых (±турмалин) жилах, а также образует вкрапленность в кварц-серицитовых сланцах, обычно содержащих сульфиды железа и в примесных количествах теллуриды и минералы висмута.

Западная часть пояса Иломантси (сланцевый пояс Коверо) протягивается в субмеридиональном направлении субпараллельно границе Архейского и Свекофеннского доменов (рис. 1). Мощность полосы зеленокаменных пород здесь достигает 10 км.

Залегание пород зеленокаменного пояса подчиняется субмеридиональному простиранию с крутым паденем на восток. Южная и северная часть пояса смещены друг относительно друга дислокацией СЗ простирания. Ассоциация пород включает в себя метавулканиты основного состава, плагиоклаз-амфиболовые породы, габброиды, амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты. Тела гипербазитов небольшой мощности трассируют субмеридиональную тектоническую зону, которая разделяет породы пояса на западный и восточный блоки. В пределах западного блока доминируют метавулканиты основного состава преобразованные в альбит-хлорит-амфиболовые сланцы; в восточной части – полнокристаллические амфибол-плагиоклазовые породы. Можно предположить, что западный блок опущен относительно восточного. Такое блочное строение хорошо фиксируется на картах магнитного поля. По химическому составу сланцы западного блока соответствуют натриевым базальтам с низкой общей щелочностью [3].

Серпентинизированные гипербазиты участками несут хромитовую минерализацию, содержания хрома достигают 0,818 %. Вариации содержаний никеля в изученных пробах составляют 0,075-0,170 % и не коррелируют с хромитоносностью. Положительная корреляция никеля наблюдается для магния и серы, отрицательная – для кальция. Таким образом, никеленосность пород связана с их серпентинизацией и сульфидизацией. Содержания благородных металлов в породах ниже чувствительности анализа (5 ppb), лишь в одной пробе содержания платины составили 6 ppb. В трех пробах отмечены концентрации золота на приделе чувствительности анализа.

Интрузивные породы в пределах пояса представлены небольшими телами габбро-пироксенитов и массивами гранитов. В южной части площади картируется массив гранитов Мелаваара, в центральной части также наблюдаются небольшие гранитные интрузии. Интрузия Мелаваара представлена нормальными биотитовыми гранитами. Породы рассечены дайками и более масштабными телами габбро-пироксенитов, вмещают пегматоидные жилы. В экзоконтакте массива известно полиметаллическое проявление Меласуо. Массив горы Киукоинваара (Kiukoinvaara) примечателен развитием турмалина, который образует гигантозернистые структуры в пегматоидных и кварцевых жилах.

Изученная площадь характеризуется преобладанием двух типов минерализации: 1) сульфидная минерализация в кварц-серицитовых породах и 2) ассоциирующие с гранитными интрузиями зоны окварцевания и жильные поля.

Сульфидное оруденение прослеживается среди метавулканических пород западного блока и характеризуется как серноколчеданное. Серноколчеданные руды получили развитие в пределах рудного поля месторождения Отраваара, которое отрабатывалось на серу [4], а также рудопроявлений Росиваара и Рахалампи [2]. В южной части участка известно рудопроявление Меласуо.

На месторождении Отраваара сохранился затопленный карьер (30×50 м), отвалы и заросшие лесом разведочные выработки. Рудная зона, вмещающая месторождение, прослеживается в субмеридиональном направлении (рудное поле Росиваара). Сульфидная минерализация ассоциирует с кислыми вулканитами и осадочными породами, которые формируют нижнюю часть зеленокаменного пояса. Главным рудным минералом является пирит, второстепенное значение имеют пирротин, сфалерит, галенит, марказит, ильменит, пентландит. Жильные фазы представлены кварцем, карбонатом, графитом. Имеющиеся скудные данные о химическом составе руд

свидетельствуют о содержаниях меди до 90 ppm, цинка до 4,8 %. Содержания золота в рудах достигают 0,0047 ppm, серебра – 6,51 ppm.

Рудопроявление Рахалампи было выявлено Outokumpu при заверке бурением комбинированной геохимической и наземной геофизической аномалии. Сульфидная минерализация на рудопроявлении связана с кислыми вулканитами и осадочными породами, которые формируют нижнюю часть зеленокаменного пояса. Главными рудными минералами являются пирротин, пирит, сфалерит; второстепенное значение имеет халькопирит. На рудопроявлении отмечена отчетливая Zn-Pb-Cu аномалия в гляциальных отложениях и более общирная аномалия серы. Лучшее пересечение характеризуется содержаниями 1,8 % Zn при мощности 4 м.

Рудные залежи проявления Меласуо (Мелаваара) были вскрыты в ходе разбуривания геофизических аномалий. На рудопроявлении сульфидная минерализация связана с кислыми вулканитами и осадочными породами, которые формируют нижнюю часть зеленокаменного пояса. На рудопроявлении главными рудными минералами являются пирротин и сфалерит; второстепенными – халькопирит, галенит, пирит. Жильные минералы представлены кварцем, эпидотом и амфиболом. Сульфиды преобладают в прослоях мощностью несколько см, локально развита вкрапленность и пирротиновые брекчии в подошве залежи. На рудопроявлении выделяется обширная послойная аномалия Ag, Pb, Zn. В висячем боку отмечается отчетливая марганцевая аномалия. Рудопроявление состоит из 3-5 субпараллельных, субвертикальных залежей, максимальная мощность составляет 10 м. Содержания в рудах достигают 1,2 % Zn, 0,27 % Pb, 4 ppm Ag. Концентрации золота – до 0,02 ppm.

Жильное поле массива Киукоинваара является наиболее значимым по масштабам. Здесь наблюдаются обильные выходы пегматоидных жил с турмалином. Мощность жил достигает первых метров. Турмалин представлен черной разновидностью (шерл) и образует гигантозернистые вкрапления в кварц-полевошпатовой массе. Турмалинизация распространяется также в окружающие хлорит-амфиболовые и амфибол-кварц-полевошпатовые сланцы.

Анализ данных по золоторудным объектам пояса Иломантси [2] свидетельствет о связи золотого оруденения с зонами кварц-серицит-сульфидной минерализации и турмалинизации. Таким образом, имеются предпосылки для поисков золотого оруденения на площади.

Работы выполнены при поддержке Mineral Exploration Network (Finland), и Президиума РАН (программа № 17) «Мировой океан: геология, геодинамика, физика, биология».

Литература

1. Иващенко В.И., Голубев А.И. Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Кольского региона на крупные месторождения золота // Матер. Всеросс. конф. Петрозаводск, 2007. С. 147-151.

2. http://en.gtk.fi/index.html

3. Luukkonen E., Halkoaho T., Hartikainen A. Ita-Suomen arkeeiset alueet – hankken (12201 ja 210 5000) toiminta vuosina 1992-2001 (Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmojarven ja Tupovaaran alueela. 2002. 265 p.

4. Metallic mineral deposits map of Finland 1:1000000, 2000.

5. *Nurmi P., Lestinen P., Niskavaara H.* Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geological Survey of Finland, 1991. Bulletin 351. 101 p.

ХРОМОВЫЕ РУДЫ ГАРЦБУРГИТОВОГО И ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ

Перевозчиков Б. В., Плотников А. В.

Пермский государственный университет, mineral@psu.ru

Проведенные исследования ставили задачей решение следующих проблемных вопросов:

- развитие рудогенерирующих комплексов мантийных ультрабазитов в структуре массива;
- механизм формирования глиноземистого и высокохромистого типов хромовых руд;
- влияние метаморфизма на расчленение хромовых руд разного типа и их качество.

Массив Сыум-Кеу является самым северным на Урале и наряду с другими полярноуральскими ультрабазитовыми массивами (Рай-Из и Войкаро-Сынинский) обладает достаточно высокой перспективностью на обнаружение промышленных скоплений хромовых руд [2]. Массив залегает в нижней части офиолитового разреза палеозойской островодужной коры Щучьинской зоны, надвинутой по зоне Главного Уральского разлома на метаморфические породы верхнего протерозоя Марункеуского антиклинория [1]. Офиолиты представлены полным разрезом: в основании мантийные ультрабазиты, выше «полосчатый» дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, перекрытый апогабброноритовыми амфиболитами малыкского комплекса. С севера на юг массив делится на четыре тектонических блока, разделенных глубоко врезанными речными долинами (рис. 1).

В строении ультрабазитов на массиве выделены три формационных комплекса: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и верлит-дунитовый [6]. Рудогенерирующими комплексами являются гарцбургитовый, вмещающий хромовые руды глиноземистого типа, и дунит-гарцбургитовый, несущий хромитовое оруденение высокохрмистого типа. Верлит-дунитовый комплекс сформировался по породам гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов и унаследовал от них хромовые руды, которые были трансформированы и приобрели тонкозернистое строение и повышенную железистость. Руды этого комплекса в настоящей работе не рассматриваются. Гарцбургитовый комплекс преобладает на массиве и полностью слагает его западную часть и широко проявлен в центральной и восточной частях массива. Дунит-гарцбургитовый комплекс развит в центральной и восточной частях массива в виде локальных зон в гарцбургитовом комплексе (см. рис. 1). Формирование двух рудогенерирующих комплексов происходило в разных геодинамических обстановках [4]. Гарцбургитовый комплекс образовался в мантийных условиях COX со средними и высокими скоростями спрединга. Дунит-гарцбургитовый комплекс сформировался по гарцбургитовому комплексу в условиях надсубдукционного мантийного клина островных дуг.

Гарцбургитовый комплекс состоит из двух разновозрастных ассоциаций пород, сформированных в две стадии. Ранняя ассоциация представлена полосчатыми неистощенными гарцбургитами с 20-35 % пироксенов и содержит достаточно крупные тела в разной степени истощенных реликтовых лерцолитов. Поздняя ассоциация образовалась по ранней и включает дуниты, клинопироксениты, вебстериты и хромититы с глиноземистой хромшпинелью. Формирование ранней ассоциации гарцбургитового комплекса происходило в условиях высокотемпературного послойного течения мантийного вещества и частичного выплавления из него базальтовых расплавов [4]. Образование поздней ассоциации связано со второй стадией формирования комплекса в процессе смятия пород ранней ассоциации в крупные желобовидные складки и развития генетически связанных со складчатостью линейных зон сколово-пластичных деформаций. Деформации второго этапа вызваны повышением вязкости перидотитов в результате выплавления базальтовых расплавов и подъемом мантийного диапира. В зонах линейных сколово-пластичных деформаций имело место локальное падение давления и, как следствие, понижение температуры плавления перидотитов. В результате в зонах сколово-пластичных деформаций создались условия для частичного выплавления рудно-силикатных расплавов, при последующей дифференциации которых образовались породы поздней ассоциации, включая хромовые руды глиноземистого типа [4]. Одним из основных механизмов разделения расплавов на рудную и силикатную части являлась ликвация. В качестве примера можно привести присутствие нодулярных хромо-

Рис.1. Схематический геологический план массива Сыум-Кеу [5]:

1 – протерозойские метаморфические образования; 2 - габбро, апогаббровые амфиболиты; 3 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс: клинопироксениты, верлиты, дуниты нерасчленённые; 4 – верлитдунитовый комплекс: дуниты; 5-6 – дунитгарцбургитовый комплекс: 5 – гарцбургиты истощенные (10-20 % пироксенов) со шлировыми и полосовидными телами дунитов; 6 дуниты с высокохромистой хромшпинелью; 7-9 - гарцбургитовый комплекс: 7 - гарцбургиты неистощенные с 20-35 % пироксенов (a), гарцбургиты неистощенные с реликтовыми участками лерцолитов (б); 8 - гарцбургиты неистощенные с линейными жилоподобными телами дунитов; 9 – дуниты с глиноземистой хромшпинелью; 10 – зоны меланжа; 11 - геологические границы (а), границы ультраосновных пород и их парагенераций (б); 12 - надвиги (а), тектонические разрывы (б); 13 - рудопроявления: 1 - Няропэ IV; 2 - Няропэ I; 3 – 40; 4 – 51; 5 – 56; 6 – 61; 7 – 70; 8 – 71; 9 – 1335; 10 – Сэргайское; 11 – Пэлянг; 12 - 262; 13 - 1144; 14 - Еснгытарка; 15 - Малыко; 16 – Южное 1; 17 – Южное 3; 18 – 253; 19 - Южное 2; 20 - Южное 4.

Тектонические блоки массива: I – Няропэинский; II – Пусьеркинский; III – Хадатинский; IV – Харчерузьский.



вых руд с клинопироксеновым цементом. В качестве тугоплавкого остатка после выплавления рудно-силикатных расплавов остались дуниты, которые запечатали их, как штамп. Передвижение расплавов и локализация жильных тел пироксенитов и хромититов происходили вдоль зон сколово-пластичных деформаций, в которых существовали пониженные давления.

По условиям локализации, морфологии, характеру контактов рудных тел, текстурно-структурным особенностям и густоте вкрапленности выделены два класса хромовых руд глиноземистого типа: 1) бедных руд в дунитовых телах; 2) богатых руд в линейных зонах сколово-пластичных деформаций среди гарцбургитов.

Класс бедных хромовых руд слиноземистого типа локализуется внутри дунитовых тел. Данный класс оруденения характеризуют следующие типоморфные признаки: шлировая, неправильная линзовидная форма рудных тел, их нечеткие границы с вмещающими породами, небольшие размеры рудных тел, преобладание убого- и редковкрапленных руд. На массиве Сыум-Кеу класс бедных хромовых руд глиноземистого типа представлен рудопроявлением Южное 1. Рудопроявление расположено в южной части Хадатинского блока в мелких и средних вытянутых телах дунитов среди неистощенных гарцбургитов (см. рис. 1). Оруденение представлено рудной зоной субмеридионального простирания и западного падения под углом 60-65° с прослеженной

протяженностью более 300 м и шириной 120 м. В буровых разрезах в зоне выделяются от трех до пяти кулисообразно залегающих рудных тел длиной 70-150 м и мощностью до 5 м, падающих согласно с рудной зоной. Содержание Cr_2O_3 в рудах изменяется в пределах 5,2-32,1 мас. %, составляя в среднем 26,65 мас. %. Рудная хромшпинель относится к глиноземистому типу, слабометаморфизована и содержит (в мас. %): Cr_2O_3 46,23 и Al_2O_3 22,23. Руды данного класса могут быть использованы для производства хромит-форстеритовых огнеупоров при условии низкой степени серпентинизации дунитов.

Класс богатых хромовых руд глиноземистого типа является доминирующим на массиве. Наиболее значимыми представителями данного класса являются рудопроявления 56, 40, 70, Южное 3. Богатые хромовые руды залегают в поле гарцбургитов в виде единичных тел или их скоплений в хромитоносных зонах протяженностью до первых сотен метров и шириной до двадцати метров. Оруденение локализуется в пределах палеозон сколово-пластичных деформаций, занимающих секущее положение к структурным элементам гарцбургитов. Маломощные тела (до 0,5-1 м) не имеют дунитовых оторочек, а более мощные рудные тела могут содержать дунитовые оторочки шириной до первых метров. Контакты рудных тел резкие. Руды богатовкрапленные от густовкрапленных до сплошных. Рудные тела линзовидной формы мощностью до 1,5-3 м, длиной 10-50 м. Содержание Cr₂O₃ в рудах изменяется в пределах 20,26-45,2 мас. %, составляя в среднем 31,20 мас. %. Химический состав рудной хромшпинели глиноземистый и изменяется в следующих пределах (мас. %): Cr₂O, 34,33-46,23; Al₂O, 21,01-29,83; Fe₂O, 3,41-5,62; FeO 13,01-17,37; MgO 12,35-14,72. Состав рудной хромшпинели изменяется в зависимости от состава вмещающих пород. Там, где среди гарцбургитов встречаются дунитовые тела, состав рудной хромшпинели более хромистый. В гарцбургитах, содержащих включения реликтовых лерцолитов, рудная хромшпинель является наиболее глиноземистой (рис. 2).

При проведении поисковых работ выявлено большое число развалов богатовкрапленных хромовых руд. Высокая перспективность массива на богатые хромовые руды глиноземистого типа установлена по критериям рудоносности. Однако вскрыть в коренном залегании, в виду широкого развития чехла рыхлых отложений (курумовые развалы, флювиогляциальные отложения), удалось только единичные тела.

Дунит-гарцбургитовый комплекс сформировался по породам гарцбургитового комплекса. В его строении, подобно гарцбургитовому комплексу, выделяются две разновременные ассоциации пород, сформированных в разные стадии. Ранняя ассоциация представлена истощенными гарцбургитами с 15-25 % пироксенов. Поздняя ассоциация включает сильноистощенные гарцбургиты с 10-20 % пироксенов, дуниты, клинопироксениты и хромититы с высокохромистой хромшпинелью.

Несмотря на образование двух рудогенерирующих комплексов в разных геодинамических обстановках, механизм их формирования имеет много общего. Становление того и другого комплекса происходило в две стадии, при этом геологические процессы каждой стадии имеют сходные черты [4]. Формирование ранней ассоциации дунит-гарцбургитового комплекса также характеризовалось истощением перидотитов легкоплавкими компонентами в условиях площадного пластического течения мантийного вещества и частичного выплавления базальтов. Формирование поздней ассоциации пород происходило во вторую стадию, которая проявилась в смятии перидотитов в крупные складки и развитии генетически связанных с ними зон сколово-пластичных деформаций. В результате растяжения этих зон и понижения в них давления произошло выплавление рудно-силикатных расплавов, которые при своем передвижении дифференцировались на рудную и силикатную части. Пространственное размещение зон сколово-пластичных деформаций зафиксировалось тутоплавким остатком дунитового состава. В отличие от гарцбургитового комплекса, в дунит-гарцбургитовом комплексе поздняя ассоциация является преобладающей.

Масштабность хромитообразования прямо связана с интенсивностью процессов второй стадии формирования дунит-гарцбургитового комплекса. Для локализации хромитового оруденения благоприятны тела дунитов и вытянутые зоны сколово-пластичных деформаций, насыщенные шлировыми и полосовидными выделениями дунитов среди гарцбургитов. Наиболее детально хромитовое оруденение высокохромистого типа изучено на массивах Рай-Из и Войкаро-Сынинский, где оно делится на три класса: 1) бедных руд в дунитовых телах; 2) богатых руд в ли-

Рис. 2. Состав рудной хромшпинели (по данным А.К. Афанасьева, А.Б. Макеева и авторов):

 поле неметаморфизованной рудной хромшпинели Кемпирсайского массива; 2 – тренды изменчивости состава рудной хромшпинели: первичный тренд дифференциации в верхней мантии (а); вторичные тренды метаморфического преобразования в коровых условиях (б).

Виды хромшпинели по Н.В. Павлову [1949]: 1 – хромит; 2 – субферрихромит; 3 – алюмохромит; 4 – субферриалюмохромит; 5 – ферриалюмохромит; 6 – субалюмоферрихромит; 7 – феррихромит; 8 – хромпикотит; 9 – субферрихромпикотит; 12 – пикотит.

Двойная линия разделяет хромшпинели глиноземистого и высокохромистого типов.



нейных зонах сколово-пластичных деформаций среди гарцбургитов; 3) смешанных бедных и богатых руд (наложение богатовкрапленных руд на бедные руды в дунитовых телах).

На массиве Сыум-Кеу в настоящее время выявлен только первый класс. Наиболее значимыми по размеру рудных тел и качеству бедных руд, залегающих в дунитовых телах, являются рудопроявления Пэлянг и Южное 2 (см. рис. 1). Оруденение этих проявлений представлено рудными зонами размером по простиранию до сотен метров, шириной до 30 м. В пределах рудных зон залегают рудные тела штокообразной, уплощенно-линзовидной формы, которые расположены в краевых частях дунитовых тел. Руды по густоте вкрапленности убого-, редковкрапленные, реже средневкрапленные. Содержание Cr_2O_3 в рудах изменяется в пределах 3,00-38,6 мас. %, составляя в среднем 28,45 мас. %. Содержание Cr_2O_3 в рудной хромшпинели достигает 55,95 мас. %.

Состав рудной хромшпинели определяется ее принадлежностью к определенному формационному комплексу оруденения и широко проявившимися на массиве метаморфическими процессами. Степень метаморфизма хромшпинели понижается с увеличением густоты вкрапленности хромовых руд. Сплошные и густовкрапленные руды в рудных телах мощностью более 1 м практически неметаморфизованы. Наиболее интенсивно хромшпинель метаморфизована в убоговкрапленных рудах. В изменении состава рудной хромшпинели глиноземистого и высокохромистого типов выделяются два тренда: первичный и вторичный (см. рис. 2).

Первичный тренд Al—Cr характеризует изменчивость состава хромовых руд при формировании в мантийных условиях и сохраняется в неметаморфизованных и частично метаморфизованных разностях хромовых руд. По первичному тренду хромшпинель изменяется от хромпикотита до хромита (см. рис. 2). На графике зависимости содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудной хромшпинели первичный тренд отвечает прямой верхней границе поля состава рудной хромшпинели (рис. 3).

Вторичный тренд изменения состава рудной хромшпинели появляется под воздействием корового метаморфизма [5]. В процессе корового метаморфизма из хромшпинелей подвижные компоненты Al и Mg удалялись в силикатные минералы, что приводило к увеличению в хромшпинели содержаний Cr и Fe. В основном метаморфизованные разности хромшпинели занимают поля субферрихромита и субферриалюмохромита, частично субферрихромпикотита (см. рис. 2). Метаморфические тренды, в отличие от первичного, выражаются в более интенсивном умень-



Рис. 3. Зависимость содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 в рудной хромшпинели (по данным А.К. Афанасьева, А.Б. Макеева и авторов):

1-2 – тренды изменчивости состава рудной хромшпинели: 1 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии, 2 – вторичные тренды метаморфического преобразования в коровых условиях; 3 – границы глиноземистой и высокохромистой рудной хромшпинели: по геолого-промышленной классификации (а), по генетической классификации с учетом изменения первичного состава хромшпинели при метаморфизме (б).

шении содержания Al_2O_3 и увеличении количества Cr_2O_3 (см. рис. 3). В результате этого на графике зависимости содержаний Cr_2O_3 и Al_2O_3 под линией прямой зависимости точки анализов метаморфизованной хромшпинели образуют область провисания. При метаморфизме первичная хромшпинель глиноземистого типа может переходить по содержанию Cr_2O_3 в высокохромистую. Граница первичных глиноземистых и высокохромистых хромшпинелей смещается вправо (см. рис. 3).

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Главными рудогенерирующими комплексами, как и в других ультрабазитовых массивах офиолитов, являются гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы, сформированные в разных геодинамических обстановках. Несмотря на отличные геодинамические обстановки формирование этих комплексов характеризуется большим сходством. Оба комплекса формировались в два сходных этапа. Различием двух комплексов является более высокая степень истощенности более позднего дунит-гарцбургитового комплекса. В зависимости от степени истощенности рудогенерирующих и рудовмещающих комплексов находится хромистость хромовых руд.

2. Формирование глиноземистого и высокохромистого типов хромовых руд происходило во вторые этапы становления гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов. Эти этапы характеризовались развитием складчатости и зон сколово-пластичных деформаций. В результате локального падения давления в зонах сколово-пластичных деформаций произошло частичное выплавление рудно-силикатных расплавов, из которых при дифференциации сформировались клинопироксениты и хромититы. Дуниты являлись тугоплавким остатком и зафиксировали зоны сколово-пластичных деформаций как штамп.

3. Хромовые руды как глиноземистого, так и высокохромистого типов при выдвижении в земную кору испытали высокотемпературные метаморфические изменения. Основной метаморфический тренд изменения состава рудной хромшпинели выразился в выносе из нее магния и глинозема, что привело к увеличению ее хромистости и железистости.

4. По критериям рудоносности установлена высокая перспективность массива Сыум-Кеу на богатые хромовые руды глиноземистого типа. Но ввиду широкого развития рыхлых отложений к настоящему времени в коренном залегании вскрыты только единичные тела.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. Новосибирск: Наука СО, 1977. Вып. 368. 221 с.

2. Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1985. 152 с.

3. *Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Серия рудных месторождений, 1949. В. 103. № 13. С. 10-35.

4. *Перевозчиков Б.В.* Двухстадийное формирование главных хромитоносных формаций офиолитовых ультрабазитов – отражение важнейших процессов верхней мантии // Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2009. Вып. 12. С. 203-211.

5. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Геология и разведка, 2007. № 4. С. 32-39.

6. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Попов И.И. и др. Рудно-формационные типы хромовых руд массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2007. Вып. 10. С. 230-239.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАГЕНИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (СРЕДНИЙ И СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Петров Г.А.*, Маслов А.В.**

*ОАО УГСЭ, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Georg_Petrov@mail.ru **Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург. Maslov@igg.uran.ru

Полезные ископаемые, связанные с неопротерозойскими отложениями Среднего и Южного Урала, представлены железными (гематит-магнетитовыми и гематитовыми) рудами, свинцово-цинковой минерализацией в среднерифейских доломитах и известняках, редкими проявлениями меди, флюорита; широко распространены кварциты, месторождения строительных материалов. В мезозойских корах выветривания по позднерифейским терригенно-карбонатным толщам известны рудопроявления лимонитовых железных и пиролюзит-псиломелановых марганцевых руд, по существенно кварцевым породам – маршаллита. Эти полезные ископаемые (за исключением месторождений бутового камня и щебня) в настоящее время не имеют промышленного значения. Новым перспективным направлением минерагенических исследований неопротерозойских отложений Центрально-Уральского поднятия является изучение золото-платинометалльного оруденения в черных сланцах [1-3 и др.].

Золото-платинометальное оруденение в черных сланцах во многих районах мира достигает промышленных концентраций и формирует крупные месторождения. Л.И. Гурская [3] указывает три палеообстановки, наиболее благоприятные для формирования золото-платинометальных руд в углеродистых сланцах: 1) бассейны пассивных континентальных окраин на ранних стадиях их развития, в которых формируются углеродистые терригенно-карбонатные толщи, вмещающие платиносодержащие медно-полиметаллические (силезский и канадский типы), урановые и уран-ванадиевые (онежский и австралийский типы) месторождения; 2) бассейны активных континентальных окраин с золото- и платино-содержащими колчеданными рудами (байкало-патомский, уральский типы); 3) рифтогенные континентальные осадочные бассейны, вмещающие богатые платинометально-золотые, золото-платинометально-медно-никелевые месторождения южнокитайского и кызылкумского типов. Необходимым условием для возникновения высоких концентраций благородных металлов в осадочных бассейнах является поступление богатого ими эндогенного вещества в виде гидротермальных растворов и (или) обломочного материала. То есть, эпохи формирования золото-платинометальных руд в палеобассейнах должны приблизительно соответствовать периодам эндогенной активности.

Неопротерозойские отложения на западном склоне Среднего Урала слагают Кваркушско-Каменногорский антиклинорий и входят в состав трех серий – басегской (верхний рифей), серебрянской (нижний венд) и сылвицкой (верхний венд). Басегская серия представлена существенно карбонатной клыктанской свитой, перекрываемой кварцевыми и аркозовыми песчаниками ослянской свиты, вулканитами щегровитской, углеродистыми филлитами с прослоями базальтов федотовской и песчаниками усьвинской свит. В восточных районах антиклинория разрез аналогов басегской серии менее полный, здесь выделяются клыктанская и перекрывающие ее кырминская (кварциты, углеродистые филлиты, линзы известняков) и вильвинская (песчаники, вул-

каниты) свиты. В тектоническом блоке зоны Главного Уральского разлома уровню федотовской, щегровитской, кырминской и вильвинской свит, вероятно, соответствует колпаковская свита, включающая слюдистые кварциты, углеродистые сланцы и метабазальты. Углеродистые сланцы известны в составе федотовской, кырминской и колпаковской свит, выделенных в разных районах Кваркушско-Каменногорского антиклинория и являющихся латеральными аналогами. В состав серебрянской серии входят (снизу вверх): танинская (тиллитовидные конгломераты, вулканиты, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники), гаревская (песчаники, алевропесчаники и тонкополосчатые алевросланцы), койвинская (алевролиты, известняки, доломиты, трахибазальты), бутонская (углеродистые сланцы, алевролиты, песчаники), керносская (песчаники, гравелиты, трахибазальты и их туфы). Завершающая разрез неопротерозоя сылвицкая серия имеет терригенный полимиктовый состав и не содержит пачек углеродистых сланцев и вулканитов (хотя и в ней присутствуют прослои кристаллотуфов). Проведенные нами исследования геохимических особенностей и Nd модельного возраста тонкозернистых обломочных пород серебрянской и сылвицкой серий [5] показали, что существенная смена состава пород в источниках сноса произошла в начале бутонского времени раннего венда: до этого на палеоводосборах преобладали палеопротерозойские кристаллические породы и гранитоиды, а начиная с бутонского уровня в составе источника сноса появляются породы ультраосновного и основного состава. Таким образом, в неопротерозойских последовательностях западного склона Среднего Урала зафиксированы два уровня накопления углерод-содержащих тонкозернистых обломочных образований: басегский (федотовская, кырминская и колпаковская свиты) и серебрянский (бутонская свита). На Северном Урале, в составе Ишеримского антиклинория, басегскому уровню соответствует позднерифейская велсовская свита, в состав которой входят углеродисто-кварцевые, углеродисто-серицит-кварцевые сланцы, кварциты, доломиты и метабазальты.

Выполненные за последние годы исследования концентраций золота и металлов платиновой группы (МПГ) в углерод-содержащих сланцах из неопротерозойских толщ в различных районах Среднего и Северного Урала [1, 3 и др.], показали наличие их высоких содержаний, в ряде случаев соответствующих рудным параметрам.

Продуктивные углерод-содержащие пачки наиболее широко распространены среди отложений басегской серии и ее возрастных аналогов. Так, в составе кырминской свиты в среднем течении р. Серебряная в ходе проведения ГДП-200 геологами ОАО УГСЭ в пределах локального геохимического ореола (горизонт B) с содержаниями Cr до 1 % (по данным ПКСА), Ag – 0,4 г/т, P - 0,15 %, Pb - 0,021 %, Mn - 0,5 %, Mo - 0,06 %, выявлены углеродисто-кварцевые сланцы, содержащие тонкие (0,5-1 см) ленточные прослои густой тонкой сульфидной вкрапленности, крупные (до 3 см) порфиробласты пирита и кварцевые жилы [6]. Содержания Pd в этих породах достигают 5,6 г/т, Pt - 0,48, Au - 0,5. По результатам опробования канав, шурфов и керна скважин установлены высокие содержания следующих элементов (по данным ПКСА и химического анализа): W – до 0,1 %; Ag – 8 г/т, Pb – 0,07 %, Zn – 0,10 %, Co – 0,1 %, Li – 0,03 %. Аномалия, расположенная в районе рудопроявления, названного Григорьевским [4], характеризуется высококонтрастными содержаниями (%): Cu – до 0,15, W – 0,028, Pb – 0,021, Zn – 0,104, Yb – 0,0027, Mn - 1,43; Ba - 0,131. Шурфами и скважинами вскрыта еще одна рудоносная зона с содержанием Pd до 0,57 г/т, Ag – 2,8 г/т, Mn – 1,2 %, Pb – 0,042 %, Ba – 0,169 %, W – 0,039 %. В углеродистых филлитах с охристо-кварцевыми жилками федотовской свиты в полосе между с. Серебрянка и пос. Кедровка установлены рудогенные содержания (Γ/T) Ag – 4,84, Au – 0,22 и W ~21,4. Содержание Pt (0,04 г/т) не достигает рудогенного уровня, но концентрация этого металла в черных сланцах в несколько раз превышает кларк. О наличии признаков рудогенного процесса свидетельствует и повышенное содержание Pb (до 27,5 г/т). В поле развития отложений колпаковской свиты небольшой объем анализов на МПГ был выполнен попутно в процессе проведения поисковых работ на золото [3]. Суммарные содержания МПГ обычно составляют 0,3-0,5 г/т, но в ряде случаев превышают 2-4 г/т, при этом чаще при больших содержаниях превалирует Pt. В полях распространения черносланцевых отложений велсовской свиты небольшой объем опробования проведен в бассейнах рр. Велс и Вагран. В долине р. Велс из сульфидизированных и содержащих кварцевые штокверки углеродисто-серицит-кварцевых сланцев отобрано и проана-

лизировано 6 бороздовых проб (интервал опробования 1 м), содержания благородных металлов в которых составили (г/т): Au – 0,005-0,23 (в среднем 0,013); Ag – 0,35-2,18 (0,98); Pt – 0,04-0,23 (0,1); Pd – 1,01-6,3 (2,82); Rh – 0,005-0,023 (0,011); Ru – 0,014-0,063 (0,028); Ir – 0,007-0,045 (0,019). В бассейне р. Вагран известна Сурьинская золоторудная зона, связанная со сланцами велсовской свиты, содержащими прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию и кварцевые прожилки. Помимо рудных уровней содержания золота достигают здесь 8 г/т. По нескольким пробам установлены также значимые содержания МПГ (Pt+Pd до 3,71 г/т).

В областях распространения отложений серебрянской серии пачки углерод-содержащих тонкозернистых обломочных пород приурочены, главным образом, к бутонской свите. Платиноносность названных образований изучена специалистами «Пермьгеолкарты» в районе верховьев рек Кадь, Губь и Яйва, на стыке Среднего и Северного Урала [4]. По аналогии с Южно-Китайскими месторождениями, пермские геологи относят данные проявления к стратиформному типу. Единственным и существенным отличием является отсутствие промышленно-значимых содержаний в черносланцевых породах бутонской свиты Ni и Mo. В настоящее время выявлено 9 пунктов Рt минерализации. Содержание платины в породах бутонской свиты изменяется от 0,2 до 1,7 г/т с преобладанием значений порядка 0,6 г/т. Наиболее высокие содержания Рt тяготеют к приконтактовой части нижней сланцевой и верхней песчано-алевритовой толщ бутонской свиты, где они фиксируются в черных и темно-серых сланцах с линзовидными прослойками мелкокристаллической пиритовой минерализации. В этом же интервале, по данным химического анализа, отмечаются повышенные содержания вольфрама (до 0,05 %), меди (0,053 %) и цинка (0,035 %). Кроме того, в целом по площади в Рt-содержащих сланцах встречаются повышенные содержания V, Ni, Co, Ti, W, Mo, Cu и Zn, однако устойчивой корреляции Pt с указанными элементами не наблюдается.

Подводя итоги, можно отметить, что в неопротерозойских образованиях Центрально-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале есть предпосылки для окрытия новой золото-платинометальной рудной провинции, вмещающей крупные рудные узлы на двух стратиграфических уровнях неопротерозоя – басегском и серебрянском.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность».

Литература

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Платиновые металлы и золото в углеродсодержащих черносланцевых толщах Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. С. 104-107.

2. *Гурская Л.И*. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

3. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по УрФО, ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, УГГ-ГА, 2001. 199 с.

4. Коротков И.В., Гай В.В., Рыбьякова Н.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-V (Усть-Тылай). Пермь: Пермьгеокарта, 2003. 181 с.

5. *Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала // Докл. АН СССР, 2005. Т. 401. № 5. С. 668-672.

6. Петров Г.А., Тристан Н.И., Николаев Н.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XVIII. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 275 с.

МИНЕРАГЕНИЯ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Полянин В.С.*, Полянина Т.А.**

*Казанский государственный университет, tpolyanina@kazan.dom.ru **ЦНИИгеолнеруд МПР Российской Федерации

Северо-Западный Кавказ входит в состав Кавказской складчатой области, в свою очередь являющейся одним из сегментов Средиземноморского подвижного пояса.

Большая часть выходов на дневную поверхность офиолитов в пределах Северо-Западного Кавказа находится в пределах Лабино-Малкинской зоны, или ступени, являющейся активизированной в позднем кайнозое южной частью эпигерцинской Скифской платформы и ограниченной с юга Пшекиш-Тырныаузским разломом [2]. Офиолиты входят в состав складчатого герцинского фундамента названной структуры, перекрытого плитным чехлом, сложенным полого моноклинально падающими на север карбонатно-терригенными отложениями средней юры-палеогена (рис. 1). В составе Скифской плиты офиолиты обычно приурочены к блокам, наиболее поднятым в новейшее время (офиолитовый пояс Передового хребта), а севернее наблюдаются в мощных эрозионных врезах рек (Малкинский и Беденский массивы ультрамафитов) [3].

Офиолиты Передового хребта объединены в пояс, представляющий собой в геолого-структурном отношении серию тектонических пластин – фрагментов тектонических покровов, сформированных в период проявления позднепалеозойской коллизии южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и палеомикроконтинента Центрального Кавказа (современный горст-антиклинорий Главного хребта) [6].

С ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации Северо-Западного Кавказа пространственно и генетически связан ряд месторождений и проявлений цветных камней (жадеита, цветного халцедона, поделочных лиственитов), мелкие непромышленные месторождения гипергенных железных руд и хризотил-асбеста, проявления талька и пелитоморфного магнезита [1, 2, 4] (см. рис. 1).

Современный минерагенический облик офиолитов Северо-Западного Кавказа создан в результате проявления разновременных процессов различной геодинамической природы: рифтогенноспредингового, субдукционного (энсиматических островных дуг), коллизионного, платформенного и эпиплатформенного орогенного.

Рифтогенно-спрединговый геодинамический режим. Время проявления процессов формирования офиолитов Северо-Западного Кавказа датируется в интервале от позднего протерозоя до раннекаменноугольной эпохи [2, 5, 6]. Если верхний возрастной уровень проявления процессов офиолитогенеза особых возражений не вызывает, то нижний – дискуссионен. Можно предполагать, что среди наблюдаемых в пределах Северо-Западного Кавказа офиолитов есть и позднепротерозойские, однако, очевидно, преобладают ранне-среднепалеозойские образования. Различать достоверно эти разновозрастные офиолиты в пределах Кавказа вследствие их высокой деформированности в настоящее время не представляется возможным.

С проявлением описываемого геодинамического режима связано формирование в ультрамафитах мелких месторождений апоультрамафитового хризотил-асбеста (Лабинское и др.), принадлежащих одноименному геолого-промышленному типу [1].

Геодинамический режим энсиматических (океанических) островных дуг (средний-поздний девон) сопровождался формированием в океаническом бассейне, располагавшемся в этот период между ВЕП и палеомикроконтинентом Центрального Кавказа, геодинамического ансамбля, включавшего зону (возможно, несколько зон) субдукции (области погружения океанической плиты под океаническую же), аккреционную призму, вулкано-плутонический пояс и, вероятно, задуговый (тыловодужный) бассейн на океанической коре.

Фрагментами блоков-пластин офиолитов, погруженных в зону субдукции, позднее эксгумированных и вошедших в состав аккреционных призм, являются ультрамафитовые массивы, в эндоконтактах которых наблюдаются тела высокобарических умереннотемпературных геологических комплексов (жадеититы, эклогиты и др.). Одним из них является Тхачский ультрамафитовый массив, вмещающий Ачешбокское проявление поделочного жадеита.



Рис. 1. Схема размещения апоофиолитовых полезных ископаемых Северо-Западного Кавказа (на палеогеодинамической основе):

1-8 - геодинамические системы герцинские (в скобках – входящие в их состав геологические формации): 1-3 – рифтогенно-спрединговая [1 – дунит-гарцбургитовая (РZ₂), 2 – габбровая (РZ₂), 3 – глинистая (аспидная) (PZ₂)], 4-6 – субдукционные [4 – габбро-плагиогранитовая (PZ₂), 5 – риолит-базальтовая (D₂), 6 – карбонатная (D₃-C₁)], 7-8 – коллизионная [7 – молассовые пестроцветная и сероцветная континентально-морские (С,-Р,), 8 – гранитовая (РZ,)], 9-22 – геодинамические системы альпийские: 9-13 – платформенная Северного склона [9 – карбонатная (P₂-T), 10 – терригенная (J₁₂), 11 – карбонатная рифовая (J₃), 12 – карбонатно-терригенная (К,), 13 – карбонатно-терригенная (К,-Рg,)], 14-18 – субдукционные Южного склона [14 – глинистая (J,), 15 – базальт-андезит-дацитовая (а) и базальт-риолитовая (б) (J,), 16 – терригенная (J,), 17 – габбро-диорит-гранитовая (J,), 18 – терригенно-карбонатная и терригенная флишевая (J,-Pg₂)], 19-22 – неотектоническая эпиплатформенная орогенная [19 – молассовая морская (Pg₃-N₁), 20 – молассовая континентальная (N₂-Q), 21 – андезит-дацит-риолитовая (N₁₂), 22 – гранодиорит-гранитовая (N₂)], 23-25 – **протерозойс**кие геологические комплексы кристаллического фундамента палеомикроконтинентов раннего-среднего палеозоя [23 – зеленые парасланцы (PR), 24 – кристаллические сланцы и амфиболиты (PR), 25 – те же комплексы мигматизированные (PR)], 26-30 – непромышленные месторождения и проявления неметаллов [26 – хризотил-асбеста, 27 – талька и талькового камня, 28 – магнезит-серпентиновых пород, 29 – гипергенных железных руд, 30 – ювелирно-поделочных камней (жадеита, лиственитов, цветных халцедонов)].

Номера месторождений и проявлений полезных ископаемых: 1 – Уривок, Бугунджинское; 2 – Ачешбокское, Тхачское; 3 – Лабинская группа (Маркопидж и др.); 4 – Лабинское; 5 – Беденское; 6 – Карачаевское (Шаман-Беклегенское); 7 – Лахран и Тазакол; 8 – Малкинское; 9 – Тырныаузская группа (Ташорун и др.).

Цифры в кружках – номера массивов ультрамафитов (1 – Белореченский, 2 – Тхачский, 3 – Малолабинский, 4 – Маркопиджский, 5 – Блыбский, 6 – Беденский, 7 – Урупский, 8 – Верхнеурупский, 9 – Кяфар-Агурский, 10 – Малокяфарский, 11 – Нижнетебердинский, 12 – Шаман-Беклегенский, 13 – Малкинский, 14 – Тырныаузская группа).

Коллизионный геодинамический режим в пределах Северо-Западного Кавказа господствовал в позднем палеозое. С этим периодом связано формирование на месте океанического бассейна, существовавшего в позднем рифее (?) – среднем палеозое в области, примыкавшей с юга к ВЕП, покровно-складчатого сооружения. Коллизия сопровождалась крупноамплитудными шарьяжно-надвиговыми перемещениями тектонических блоков-пластин, сложенных офиолитами, как на пассивную окраину ВЕП, так и в южном направлении: на палеомикроконти-

нент Центрального Кавказа. В процессе синколлизионного шарьирования ультрамафитовых пластин многие из сформированных ранее залежей месторождений хризотил-асбеста подверглись тектоническим деформациям (рассланцевание и будинирование) разной интенсивности. Так образовалось, в частности, Карачаевское месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста.

С этим же периодом связано также внедрение интрузий гранитоидов. В зонах, где гранитоиды прорывали тела ультрамафитов, в последних формировались залежи лиственитов и талькового камня (Тхачское проявление, Тырныаузская группа проявлений).

С триас-раннеюрским отрезком **периода платформенного развития** Северо-Западного Кавказа связано формирование на апоультрамафитах кор выветривания химического типа мощностью до 100 м, вмещающих месторождения и проявления гипергенных железных руд, цветных халцедонов и пелитоморфного магнезита. Наиболее полный разрез коры выветривания зонального строения сохранился в пределах Малкинского массива ультрамафитов, где она образует пластообразное полого падающее на север тело, согласно перекрывающееся карбонатными отложениями (с базальными конгломератами) платформенного типа келловейского яруса средней юры.

В основании коры выветривания залегают апогарцбургитовые (редко аподунитовые) лизардитовые мелкопетельчатые серпентиниты.

Геодинамический режим эпиплатформенного орогенеза, инициированный, вероятно, коллизионными событиями, связанными с процессами столкновения Дзирульского, Армянского (Иранского) и ряда более мелких континентальных блоков, датируется в пределах расположенного в периколлизионной области Северо-Западного Кавказа олигоценом-квартером. Именно с этим отрезком геологического времени связано формирование высокогорного сооружения Большого Кавказа, сопровождавшееся крупноамплитудными (до 4-6 км) блоковыми (взбросо-надвиговыми) перемещениями, проявлением денудационных (областями аккумуляции в это время являются Предкавказские предгорные и Закавказские межгорные прогибы) процессов и, как следствие, обнажением на дневной поверхности складчатого фундамента (включающего и офиолиты) южной части Скифской эпигерцинской платформы.

Минерагеническая роль орогенических движений новейшего времени определяется формированием в склоновых и русловых отложениях ряда речных долин россыпных месторождений и проявлений поделочного жадеита (Уривок, Ачешбокское), поделочного лиственита (Бугунжинское) и др.

Среди полезных ископаемых, локализованных в офиолитах Северо-Западного Кавказа, наиболее важное значение в перспективе имеют следующие месторождения и проявления неметаллов:

 – Лабинская группа проявлений и Ташорунское проявление талька (сырье для производства кровельных материалов);

 Беденская группа проявлений магнезит-серпентиновых пород (потенциальное сырье для производства огнеупоров);

 Малкинское месторождение гипергенных железных руд (сырье для производства минеральных пигментов);

 месторождения и проявления поделочных жадеита (Уривок) и лиственитов (Бугунджинское и Тхачское), проявления коллекционных цветных халцедонов (Тазакол и Лахран).

Литература

1. Золоев К.К., Полянин В.С., Аксенов Е.М. и др. Прогнозная оценка территории СССР на хризотил- и антофиллит-асбест. М.: Обзор ВИЭМС, 1983. 37 с.

2. Металлогеническая карта Кавказа. Масштаб 1: 1000000. М.: НПО Аэрогеология, 1978.

3. Плошко В.В. Гипербазиты Карпато-Крымско-Кавказской складчатой системы. Киев: Наук. Думка, 1986. 192 с.

4. Полянин В.С., Полянина Т.А., Поклонов В.И. и др. Прогнозно-минерагеническая оценка территории России на апоультрамафитовое камнесамоцветное сырье // Разведка и охрана недр, 2005. № 9. С. 24-28.

5. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника, 1975. № 1. С. 13-26.

6. *Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 382. М.: Наука, 1984. 96 с.

МИНЕРАГЕНИЯ ОФИОЛИТОВ ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Полянин В.С.*, Полянина Т.А.**

*Казанский государственный университет, tpolyanina@kazan.dom.ru **ЦНИИгеолнеруд МПР Российской Федерации

Разновозрастные офиолитовые комплексы в южных регионах Сибири и Дальнего Востока пользуются широким развитием и принадлежат складчатым сооружениям Урало-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

В офиолитах Сибири и Дальнего Востока локализованы месторождения и проявления следующих видов минерального сырья (в скобках – геолого-промышленные их типы): 1) хрома (кемпирсайский); 2) меди (кипрский); 3) ртути (лиственитовый); 4) золота (лиственитовый); 5) хризотил-асбеста (баженовский и баженовский термальнометаморфизованный); 6) талькового камня (апоультрамафитовый); 7) хризолита; 8) жадеита (апоультрамафитовый); 9) нефрита (апоультрамафитовый); 10) яшмы и родонита; 11) серпентинитов и лиственитов.

По возрасту (времени становления) в названных подвижных поясах выделяются офиолиты среднего-позднего рифея, венда-раннего кембрия, раннего палеозоя, позднего палеозоя-раннего мезозоя и раннего-позднего мезозоя.

При общей последовательности проявления метаморфических преобразований офиолитов, сопровождающих их становление и развитие, минерагеническая специализация мафит-ультрамафитовых комплексов различных возрастных интервалов и региональной принадлежности неодинакова (табл. 1).

Анализ показывает, что минерагеническая специализация офиолитов Сибири и Дальнего Востока по мере их омоложения претерпевает существенные изменения (см. табл. 1). Так ультрамафиты в составе офиолитовой ассоциации рифея вмещают крупные – средние месторождения высокосортного хризотил-асбеста баженовского геолого-промышленного типа, крупные месторождения ювелирного и поделочного нефрита, многочисленные месторождения талькового камня, перспективные проявления ломкого хризотил-асбеста. При этом установлено, что вулканогенные члены офиолитовой ассоциации среднего-позднего рифея нерудоносны.

Ультрамафиты дунит-гарцбургитовой ассоциации венд-раннекембрийского возраста вмещают крупные – средние месторождения хризотил-асбеста баженовского типа с повышенным содержанием текстильных сортов волокна, средние месторождения ювелирного и ювелирно-поделочного жадеита, мелкие месторождения поделочного нефрита и талькового камня. В вулканитах офиолитовой ассоциации венда-раннего кембрия локализованы проявления медноколчеданных руд, предположительно принадлежащие кипрскому типу.

Офиолиты палеозоя и мезозоя представлены, в основном, вулканогенно-терригенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными комплексами с редкими мелкими телами ультрамафитов. В составе вулканогенно-терригенно-кремнистых толщ известны промышленные месторождения ювелирно-поделочных яшм и родонита. В ультрамафитах этого возрастного интервала локализованы перспективные проявления талькового камня и поделочных лиственитов. Другие значимые проявления полезных ископаемых в офиолитах этого возраста не отмечены.

Таким образом, можно констатировать большее минерагеническое разнообразие древних офиолитов по сравнению с молодыми. Отмечаются также существенные изменения в минерагенической специализации офиолитов разной региональной принадлежности, обусловленные прежде всего тем, что в их пределах распространены офиолиты определенного возраста.

Таблица 1

Минерагеническая специализация офиолитов южных регионов Сибири и Дальнего Востока

Возраст офио- литов	Складчатое сооружение Офиолитовый пояс (ОП)	Месторождения и проявления полезных ископаемых (шрифтом выделены объекты, учитываемые гос. балансом)	Объекты, рекомендуемые для постановки ГРР и освоения (выделены шрифтом)			
R ₂₋₃	Алтае-Саянское Ильчирский ОП	Хризотил-асбест нормальный (Ильчирское), Нефрит (Оспинское, Горлыкгольское и др.), Тальковый камень (Горлыкгольское, Харанурское), Хризотил- асбест ломкий (Мунконовское пр-ние), золото (Таинское), хризолит (Харанурское	Хризотил-асбест ломкий (Мунконовское пр-ние)			
	Байкальское Байкало-Муйский ОП Забайкальско- Охотское Сретенский ОП	пр-ние) Хризотил-асбест нормальный (Молодежное)	Хризотил-асбест нормальный (Молодежное)			
VC		Не известны				
V-E ₁	Алтае-Саянское Салаирский ОП Курайский ОП Кузнецко-Алтауский ОП	Хризотил-асбест нормальный (Комсомольское пр-ние) Нg (Чаганузунское) Жадеит (Борусское)	Хризотил-асбест нормальный (Комсомольское пр-ние) Жадеит (Казанашкинское,			
	Борусский ОП Куртушибинский ОП Западно-Тувинский ОП Южно-Тувинский ОП	Нефрит (Кантегирское) Хризотил-асбест нормальный (Саянское) Нефрит (Куртушибинское) Хризотил-асбест нормальный (Актовракское), тальковый камень (Эдыгейское пр-ние), Нд (Чазадырское), Си (Эдыгейское, Алашское пр-ния), Аи (пр-ния Алдан-Маадырской зоны), хром (Агардагское пр-ние)	уртеньское поля)			
v- E ₁	Заоаикальско- Охотское Джидинский ОП	Нефрит (Хангарульское, Харгантинское, Хохюртовское и др.)	Нефрит (Хангарульское, Харгантинское, Хохюртовское)			
PZ ₁	Алтае-Саянское Рудноалтайский ОП Забайкальско- Охотское Джагдино-Тукуринский ОП	Не известны Родонит (Корельское, Ирнимийское), Яшма (Ирнимийское, Ветвистое)	Родонит (Корельское, Ирнимийское), яшма (Ирнимийское, Ветвистое)			
PZ ₁₋₂	Ханкайско-		(11)			
	Буреинский массив Восточно-Ханкайский ОП Гарьско-Депский ОП	Тальковый камень (Дмитриевское пр-ние) Хризотил-асбест (Депское пр-ние), талькиты (Ложниковское пр-ние), листвениты (Депское пр-ние)	Листвениты (Депское пр- ние). Талькиты (Ложниковское пр- ние)			
PZ ₂ -	Сихоте-Алиньское					
MZ ₁	Центрально-Сихоте- Алиньский ОП	Серпентиниты (Дюкалинское пр-ние), родонит (Фестивальное)				
MZ ₁₋₂	Сахалинское Восточно-Сахалинский ОП	Серпентиниты (пр-ние Сокол), листвениты (Водопадное пр-ние), нефрит (пр-ние Сокол), демантоид коллекционный (пр-ние Левенштерн)				

Минеральные месторождения полезных ископаемых в офиолитах формировались как на стадии их становления, так и в ходе дальнейшего геологического развития, когда они попадали в области проявления субдукционного, коллизионного, платформенного и эпиплатформенного орогенного геодинамических режимов. Вероятные палеогеодинамические обстановки и время формирования минеральных месторождений в офиолитах в рамках геодинамических циклов развития складчатых сооружений южных регионов Сибири и Дальнего Востока приведены в табл. 2.

Таблица 2

Палеогеодинамические обстановки формирования минеральных месторождений в офиолитах южных регионов Сибири и Дальнего Востока

Геодинамичес	Геодинамическая	Возрастной	Минеральные месторождения (м-ния) и проявления (пр- ния) полезных ископаемых в офиолитовых поясах (ОП)						
кий режим	обстановка	проявления	(геолого-промышленные типы)						
	Глубинных зон	$V-C_1^1$	Ст (кемпирсайский): Агардагское м-ние, Южно-Тувинский ОП						
		$R_2 - R_3(?)$	Нефрит (апоультрамафитовый): Оспинское,						
	Среднеглубинных зон	$V-\varepsilon_1^1$	Горлыкгольское и др. м-ния, Ильчирский ОП Нефрит (апоультрамафитовый): Куртушибинское и др. м- ния, Куртушибинский ОП						
Рифтогенно-		$R_2-R_3(?)$	Хризотил-асбест (баженовский): Молодежное м-ние,						
спрединговый	Малоглубинных зон	$V-\varepsilon_1^1$	Байкало-Муйский ОП; Ильчирское м-ние, Ильчирский ОП Хризотил-асбест (баженовский): Саянское и Актовракское м-ния, Куртушибинский и Западно-Тувинский ОП						
		PZ_2-MZ_1	Серпентиниты: Дюкалинское пр-ние, Центрально-Сихотэ-						
	Поверхностных зон	$V- \varepsilon_1^1$ PZ ₁	Алиньский ОП Сu (кипрский): пр-ния Западно-Тувинского ОП Яшма, родонит: Ирнимийское, Ветвистое, Корельское м- ния, Джагдино-Тукуринский ОП						
	Глубинных областей зон субдукции	C ₂₋₃	Жадеит (апоультрамафитовый): Борусское и др. м-ния, Борусский ОП						
	Средне-и малоглубинных областей зон субдукции	€ ₂₋₃	Хризотил-асбест (баженовский термально- метаморфизованный): Борусское пр-ние, Борусский ОП						
Субдукционн ый активных континентальн ых окраин	Вулкано- плутонических поясов	R ₃ C ₂₋₃ D ₁₋₂ K ₁	Аи (лиственитовый): м-ния и пр-ния Ильчирского пояса Хризотил-асбест (баженовский термальнометаморфизованный): Мунконовское пр-ние, Ильчирский ОП Хризолит: Харанурское пр-ние, Ильчирский ОП Тальковый камень (апоультрамафитовый): Горлыкгольское, Харанурское м-ния, Ильчирский ОП Тальковый камень (апоультрамафитовый): пр-ния Южно- Тувинского ОП Аu (лиственитовый): Эдыгейское пр-ние, Западно- Тувинский ОП Тальковый камень талькиты листвениты: Ложниковское и						
			Депское пр-ния, Гарьско-Депский ОП						
Коллизионны	Вулкано-	O ₃ -S	Не известны						
й	плугонических	$K_{1,2}$	Не известны						
Платформенн ый	Областей слабых поднятий в тропических и субтропических климатических условиях	J ₂ -KZ ₁ (Салаирский ОП – до наст. времени)	Ni-Co, магнезит пелитоморфный, опал (кор выветривания химического типа на ультрамафитах): пр-ния Салаирского, Западно-Тувинского и Куртушибинского ОП						
Эпиплатформе нные орогенный и	Континентальная (склонового и аквального рядов)	KZ ₂ J ₁₋₂	Аи, нефрит, жадеит: россыпные м-ния и пр-ния Борусского и Ильчирского ОП Ртуть (лиственитовый): Чаганузунское м-ние, Южно-						
рифтогенный			Курайский ОП						

Наиболее важными направлениями, которые позволят полно реализовать минерагенический потенциал офиолитов и принести наибольший социально-экономический эффект, являются следующие проекты:

 освоение Молодежного месторождения хризотил-асбеста (вовлечение его в эксплуатацию позволит обеспечить сырьем как предприятия Сибири и Дальнего Востока, так и нужды экспорта).

 постановка оценочных работ на Мунконовском проявлении ломкого хризотил-асбеста (создание второй МСБ ломкого хризотил-асбеста в России).

– разработка и реализация инвестиционных проектов разведки и эксплуатации месторождений цветных камней (яшмы, родонит).

 постановка поисковых и сопровождающих их научно-исследовательских (геологической и геолого-экологической направленностей) работ по созданию новых МСБ цветных камней в регионе.

– постановка научно-исследовательских и тематических работ по комплексной (на комплекс металлов и неметаллов) геолого-минерагенической и геолого-экономической оценке конкретных наиболее перспективных офиолитовых массивов и поясов Сибири и Дальнего Востока (Салаирский, Куртушибинский, Ильчирский пояса) и вмещающих их геологических комплексов с целью открытия новых комплексных рудных узлов.

УЛЬТРАМАФИТЫ САЛАИРСКОГО КРЯЖА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полянин В.С.*, Яковлева Е.И.**

*Казанский государственный университет, tpolyanina@kazan.dom.ru **ЦНИИгеолнеруд МПР Российской Федерации, yakovleva.evg@yandex.ru

Ультрамафиты Салаирского кряжа слагают пояс, представленный серией массивов. Пояс вытянут в субмеридиональном направлении и характеризуется протяженностью, превышающей 120 км при ширине в 10-15 км. Тела ультрамафитов размещены среди глинистых, кремнистых, кремнисто-серицитовых сланцев, туфопесчаников, порфиритов, кварцитов, реже эффузивов основного и среднего состава аламбайской свиты венда – нижнего кембрия. В состав пояса входят Верхнеаламбайский, Тогул-Сунгайский (Таловский), Успенский, Макарихинский, Мартыново-Шалапский, Шалапский массивы, а также группы массивов: Россыпная, Глазырихинская, Ужупайская, Александровская, Еландино-Камышинская [1]. Авторами было изучено четыре массива: Яминский, входящий в состав Еландино-Камышинской группы, Восточно-Александровский, Макарихинский и Тогул-Сунгайский.

Основные геологические события, происходившие на территории Салаира в процессе его геологической эволюции, отражены на палеогеодинамической карте (рис. 1). Слагающие его геологические комплексы формировались в областях господства различных геодинамических режимов: рифтогенно-спредингового (венд и ранний кембрий), субдукционного (кембрий и ордовик), периколлизионной активизации (силур), активных континентальных окраин (девон и ранний карбон), коллизионного (поздний палеозой) и, начиная с мелового периода и до настоящего времени, в режиме платформенной стабилизации.

Первичными породами для ультрамафитовых массивов являлись ортопироксеновые дуниты, дунит-гарцбургиты и дуниты, по которым в результате их многостадийной гидратации образовались серпентиниты различного состава. Доминирующими породами в строении массивов являются хризотил-лизардитовые и лизардитовые серпентиниты в основном петельчатой и ленточной структур. В пределах массивов широко проявлено рассланцевание, с которым связано образование продольно-волокнистого хризотила. Гораздо менее распространены антигорит-лизардитовые и антигоритовые серпентиниты беспорядочно-лейстовидной структуры. Наложенная антигоритизация приурочена к контактам ультрамафитов с интрудирующими их штоко- и дайкообразными телами габброидов.



Главные области ГДО		Мобильные пояса						Литосферные континентальные плиты								
Классы ГДО		Границы литосферных плит						Окраинно-континентальный				Внутриплитный континентальный				
Геодинамические	Системы	Рифтогенно-	-010/20111019431	Сублукционная (энсиматических островных дуг на океанической и переходной коре)			Колли	зионная	Субдукционная (активных континентальных окраин)			Периколлизионной активизации		Платформенной стабилизации		
	Комплексы	Спрединговых центров	MC WILLINITHDAX ORCCC NHOB (\mathbf{R}_1)	Юных (подводных) и зрелых (субазралыых) магматических дуг (So ₄ .)			Межгорных прогибов (К2)	Вулкано-плутонических поясов (глубинные зоны)	Вулкано-плутонических поясов (Sk ₃)	Тыловодужного рифготенса (задуговых бассейнов) (Sk.)			Межгорных впадин (КК)		Внутриплатформенных морских бассейнов (P ₃)	Внутриконтинентального литогенеза (Р.)
Геологические формации Тектоно- магматические этажи и подэтажи		Дунит-перидотитовая (uR ₁)	Осадочно-вулканогенная	Те рригенно-вулканогенная	Вулканогенно-терригенная	Карбонатно-терригенная	Терригенная	Гранодиорит-гранитовые dgK, и гранитовые gK,	Терригенно-риолитовая	Песчаниково-известняковая	Карбонатно-терригенная	Глинисто-карбонатная	Глинисто-карбонатная	Карбонатная	Карбонатно-глинистая	Терригенная
Байкальский (PR2-€)																
Каледонский (PR2-D1)			. L .	.v·	.v.	. = ·							Ξ~	-		
Іерцинский (D ₁ -T ₂)							· · ·	+ +	<u>``'`</u>	. <u> </u>	. =. '	±~				
мезо-каинозоискии (К-Q)															±~	• •
Возраст геологических формаций		$V-C_1$	Vmn V-C1	$\varepsilon_{\scriptscriptstyle 1\cdot \scriptscriptstyle 2}$	$\begin{array}{c} \varepsilon_{_{2\cdot 3}}\\ O_{_1}t\end{array}$	$\mathbf{O}_{1\cdot 2}$	C ₂₋₃ nb	$\begin{array}{l} \gamma PZ_{_{3}}b \\ \gamma PZ_{_{3}}o \end{array}$	D_2	D ₂ ef	D ₃ -C ₁ in	$C_1 t$	$S_1 os$	S ₁₋₂	K,il	K ₂ -Pg Q

динамическая карта Салаирского кряжа: Номерами в квадрати-

Рис. 1. Палеогео-

ках обозначены: горсты (I – Сорокинский, II – Тягунский, III – Шалапско-Уксунайский) и грабены (IV – Верхжилинский, V – Горновский, VI – Тогульский).

Тектонические элементы

Разрывные нарушения

Процесс минералообразования в ультраосновных породах происходил в определенной последовательности. Первичными минералами ультрамафитов являются оливин, ортопироксен и хромит. В начальную стадию гидратации по оливину развивается мелкопетельчатый лизардит, ортопироксен преобразуется в бастит. Более поздними по отношению к мелкопетельчатому лизардиту являются крупнопетельчатый и секториальный лизардит, а также ранний антигорит гребенчатой структуры. Образование их сопровождается выделением магнетита. Следующим по времени процессом является хризотилизация с формированием прожилков хризотил-асбеста. В эту стадию также формируется магнетит. Позднее путем перекристаллизации всех более ранних серпентиновых ассоциаций образуется антигорит лейстовидной структуры, сопровождающийся синхронными процессами карбонатизации и оталькования. Заканчиваются метаморфические преобразования ультрамафитов образованием тальк-карбонатных пород.

С телами ультрамафитов пространственно и генетически связан ряд полезных ископаемых: хромит, тальк, асбест, магнезит, и др.

Хромит. С ультрамафитами Тогул-Сунгайского массива связано шесть проявлений хромитовой минерализации. Рудопроявления хромита отмечаются также в пределах Макарихинского массива. Долгушин С.С. с соавторами [6] выделяет в пределах Салаирского кряжа три перспективных хромитоносных массива: Тогул-Сунгайский, Шалапский и Успенский и оценивает прогнозные ресурсы хромита по трем массивам в количестве 86 млн т, с чем сложно согласиться. Первичных не полностью серпентинизированных дунитов, с которыми обычно связаны месторождения хромита, в составе изученных массивов нет. Кроме того, массивы характеризуются небольшими размерами, которые не достаточны для локализации значительных скоплений хромитов. Таким образом, перспективы обнаружения месторождений хромитов в пределах изучаемой территории оцениваются невысоко.

Хризотил-асбест. На изучаемой территории выявлено множество мелких пунктов минерализации хризотил-асбеста, представленных непромышленными типами асбестоносности. По нашим данным, в пределах Тогул-Сунгайского массива отмечается пять таких проявлений преимущественно продольно-волокнистого хризотил-асбеста. Три проявления, представленные просечками и мелкопрожилом поперечно-волокнистого хризотил-асбеста, связаны с Макарихинским массивом. Проявление лабинского типа зафиксировано в Яминском массиве. В целом изученные массивы ультрамафитов следует признать малоперспективными для открытия месторождений хризотил-асбеста баженовского типа, т.к. в составе ультрамафитовых массивов отсутствуют ядра первичных пород и проявления масштабных процессов породообразующей хризотилизации.

По данным ЦНИИгеолнеруд, единственным в пределах изучаемой территории заслуживающим внимания асбестоносным объектом является Комсомольское проявление, приуроченное к северо-восточной оконечности Комсомольского ультрамафитового массива. Массив, в свою очередь, представляет собой одноименное потенциально асбестоносное поле. По Комсомольскому полю оценены прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 2,3 млн т волокна асбеста. Прогнозные ресурсы хризотил-асбеста категории P_1 по Комсомольскому проявлению оцениваются в 0,7 млн т.

Магнезит. К ультраосновным породам Яминского массива приурочено проявление магнезита, связанного с нижними горизонтами мезозоской коры выветривания ультрамафитов. Магнезиты представлены жильными и желваковыми скоплениями среди серпентинитов в коренном залегании и в свалах. Качество их высокое. Магнезитовая минерализация отмечается также в северной части Мартыново-Шалапского ультрамафитового массива.

Никель и кобальт. С корой выветривания ультраосновных пород связано также никелевое и кобальтовое оруденение. В 3 км к западу от Тогул-Сунгайского массива расположено проявление, сложенное нонтронитовыми глинами верхних горизонтов коры выветривания серпентинитов. В пределах Мартыново-Шалапского массива установлено месторождение силикатного никеля, кобальта и железа, связанное с корами выветривания площадного и линейного типа. Остаточная площадная кора выветривания пространственно приурочена к северной части массива. Линейные коры выветривания тяготеют к зонам повышенной трещиноватости на контакте серпентинитов с вмещающими породами в южной части Мартыново-Шалапского массива [2-5].

Кору выветривания ультрамафитов Салаира можно считать весьма перспективной на обнаружение связанных с ней полезных ископаемых. Обусловлено это тем, что в пределах изучаемой территории кора выветривания широко распространена и обладает значительной мощностью (в десятки метров). Кроме того, тектоническая стабильность и геоморфологические особенности района в новейшее время являются благоприятными для ее сохранения.

Анализ данных по геологическому строению, первичному и современному минеральному составу изученных массивов ультраосновных пород позволяет дать прогнозную оценку ультрамафитов на некоторые виды полезных ископаемых:

– кора выветривания ультрамафитов Яминского массива обладает перспективами на обнаружение месторождений пелитоморфного магнезита;

 велики перспективы обнаружения месторождений никеля и кобальта, связанных с корой выветривания ультраосновных пород, в пределах Тогул-Сунгайского массива;

 практически не изученными являются перспективные на нефрит апогаббровые метасоматиты в ультрамафитах;

 перспективы обнаружения месторождений хромитов и хризотил-асбеста оцениваются отрицательно, за исключением Комсомольского проявления хризотил-асбеста.

Литература

1. Геологическая карта Алтае-Саянской складчатой области. Масштаб 1:1 500 000. Составители: Д.П. Авров, Л.В. Алабин и др. Редактор П.С. Матросов. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1995.

2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XX. Объяснительная записка. Составители: Л.М. Юров, М.М. Грунин, В.Д. Галкин, А.П. Рак. Редактор Г.А. Курганов. Москва: Недра, 1965. 103 с.

3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI. Объяснительная записка. Составители: Х.М. Симуни, Э.И. Сидорович, С.П. Михайлова. Редактор К.Д. Нешумаева. Москва: Недра, 1965. 96 с.

4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVI. Объяснительная записка. Составитель П.Е. Казаков. Редактор С.Ф. Дубинкин. Москва: Недра, 1965. 76 с.

5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVII. Объяснительная записка. Составители: А.П. Захаров, В.А. Захаров, Ю.В. Кузьмин. Редактор А.Б. Гинцингер. Москва: Недра, 1964. 88 с.

6. Долгушин С.С., Садур О.Г., Марков В.В. Перспективы создания базы хромового сырья в Сибири // XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 265-267.

СУБДУКЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЁ ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ МЕСТО В ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Пучков В.Н.

Институт Геологии УНЦ РАН, puchkv@anrb.ru

Зоны субдукции и отвечающие им на земной поверхности системы островных дуг, глубоководных желобов и активных континентальных окраин представляют собой важнейшие конвергентные структуры: в них происходит поглощение океанической литосферы, приводящее, в конечном счете, к коллизии континентальных литосферных блоков и орогении.

Уместность постановки доклада о зонах субдукции на юбилейных чтениях обусловлена тем обстоятельством, что именно Александр Николаевич Заварицкий впервые обратил внимание на определяющую роль сейсмофокальных зон под современными островными дугами, по отношению к тем деформационным процессам, которые идут в земной коре [1]. Из-за довольно обычного игнорирования Западом приоритета российских ученых, структуры эти были названы

зонами Беньоффа, по имени ученого, описавшего эти зоны тремя годами позже [2]. В дальнейшем зоны получили политкорректное, но громоздкое название Заварицкого-Вадати-Беньофа, которое, в конечном счете, было заменено на нейтральное название: зоны *субдукции* (*C*.). Этот термин первоначально применялся для обозначения поддвигов в альпийском орогене, и лишь с приходом тектоники литосферных плит приобрёл свое современное значение – пододвигание одной литосферной плиты (обычно океанической) под другую.

Понятие *С.* в его современном виде неотделимо от понятий литосферы и подстилающей её астеносферы (соответственно, жесткой и пластичной оболочек Земли). Мощность океанической литосферы минимальна в СОХ и увеличивается по мере потери тепла пропорционально \sqrt{t} [3]. Мощность литосферы растет за счет астеносферы, и её тяжесть и способность к С. увеличивается. Вероятно, именно по этой причине при С. молодой коры возникают пологие зоны чилийского, а древней – крутые марианского типа с задуговыми морями.

Литосфера кратонов сопротивляется *С.*, поскольку она относительно плавуча [4]. Основной силой, заставляющей литосферу погружаться в мантию, считается тяга, возникающая при фазовом переходе базитов в эклогиты (slab pull). Два других механизма – волочение конвектирующей астеносферной мантии и расталкивание COX (mantle drag and ridge push) – считаются относительно второстепенными [5].

В рамках глобальной тектоники разработана целая терминологическая система, описывающая морфологию и поверхностную структуру зон *C*. (вулканическая и авулканическая дуги, преддуговой бассейн, глубоководный желоб, астеносферная призма, литосферный слэб, субдукционный канал, задуговой бассейн и др.) а также процессы, сопровождающие и характеризующие *C*. (аккреция, субдукционная эрозия, задуговой спрединг, перескок, инверсия, рециклинг литосферы и др.).

Обычно принималось, что слэбы – наклонные, субдуцируемые плиты литосферы – могут прослеживаться до глубины 600 км – до границы верхней и нижней мантии, определяемой фазовым переходом. Именно до этой максимальной глубины они следились во времена А.Н. Заварицкого по очагам сопровождающих их глубокофокусных землетрясений. Однако томографические исследования [6, 7] показали, что зона фазового перехода является для них проницаемой, хотя в ряде случаев нисходящее движение слэбов затормаживается или даже канализируется в горизонтальном направлении вдоль 600-км границы, еще чаще слэб проникает на значительно большие глубины, нередко отчетливо фиксируясь на 1700 и более км, и даже, в исключительных случаях, достигая границы ядра.

По современным представлениям, главный источник вулканизма находится не в слэбе, как можно было прочесть в ранних работах петрологов, а в надсубдукционном клине, хотя часть характерных компонентов поступает в расплав с флюидом. Участие осадков в плавлении доказывается присутствием в некоторых лавах короткоживущего атмосферного изотопа Ве и сравнением содержания флюид-мобильных элементов (K, Sr, Ba) в субдуцируемых осадках среднего состава (GLOSS) и в надсубдукционных вулканитах [5].

Объёмное плавление кристаллической части слэба может иметь место, но это особое явление, связанное с обычно достаточно высокой температурой молодого слэба; оно дает специфические продукты, со своими геохимическими характеристиками: адакиты.

Главным процессом, ответственным за надсубдукционный вулканизм, является частичное плавление в надсубдукционном клине под действием воды, выделившейся при метаморфизме слэба. Присутствие воды может понизить солидус мантии на ~200 градусов. Предполагаемая «вынужденная конвекция» астеносферы в мантийном клине обеспечивает приток тепла и менее истощенной мантии.

Надсубдукционные вулканиты отличаются по спектру малых элементов: степень их некогерентности отчетливо выражается на спайдер-диаграммах с нормированием по N-MORB. Вулканиты обогащены щелочами и крупноионными литофилами (LILs), которые легко транспортируются водными флюидами и обеднены высокозарядными (HFSE); особенно характерны минимумы Та и Nb. [5].

Для субдукционных магм характерна порфировость и дифференцированность. Цикл развития вулканизма зоны субдукции начинается с толеит-базальтовых серий в энсиматических дугах. При этом только в начале цикла наряду с толеитами появляются бониниты (высокомаг-

незиальные базальтоиды), что объясняется аномально высокой температурой их выплавления в присутствии больших объемов воды. В дальнейшем таких условий уже не возникает. Состав магм за 40-100 млн лет эволюционирует к известково-щелочным и далее к высококалиевым субщелочным (шошонитовым). Это связано не только с контаминацией [8], но и с образованием промежуточных очагов базальтового подслаивания (underplating), анатексиса и дифференциации во все более толстой коре.

Удается показать [9], что заложение энсиматической дуги может быть сопряжено с локальным спредингом. Одновременно с началом погружения тяжелой старой плиты начинается процесс спрединга в месте, который затем становится преддуговой зоной. Спрединг связан с поднятием мантийного диапира, который занимает место, освобожденное погружающимся слэбом. В то же время [10], производя числовое моделирование процесса, исходили из того, что во всех случаях начало *С.* – вынужденное, происходило в условиях сжатия и коробления надсубдукционной плиты (включая преддуговые зоны обеих дуг, о чем говорят поднятия, запечатленные в размывах и конгломератах). Однако и эти авторы дают два сценария для заложения зон субдукции: один с непрерывной конвергенцией в условиях сжатия и второй – с диапиром и растяжением вслед за начальным сжатием.

Рассмотренные модели предусматривают образование офиолитов в зонах зарождающейся субдукции в условиях локального растяжения (медленного спрединга) и привноса значительных количеств водного флюида (последнее не характерно для COX). Отличия их от офиолитов COX заключаются в «островодужной» геохимии базальтов, наличии бонинитов, преобладании пироксенитов над тоналитами и большей деплетированности перидотитов, которая выражается, в частности, в высокой хромистости шпинелей.

В дальнейшем (в япономорской модели) *С.* может сочетаться со спредингом, поскольку увеличение тяжести слэба ведет к увеличению угла его наклона, смещению перегиба слэба (trench roll back) и как следствие – к возникновению напряжений сжатия в соседних частях литосферной плиты и возникновению задугового или междугового бассейнов. Впрочем, для ряда задуговых бассейнов применимы иные модели (отгораживание, транстенсия).

С. занимает совершенно определенное *место в стандартном геодинамическом цикле* (будь то цикл Вильсона или более широкий процесс закрытия океана). Она всегда предшествует или способствует *орогенезу* – субдукционному или коллизионному.

Субдукционные орогены возникают при быстрой пологонаклонной *С*. под континент, без задугового спрединга. Тектонотип: Анды. Субдукционный ороген возникает вследствие увеличения мощности коры в условиях сжатия между двух плит, океанической и континентальной, и накопления сиалического материала. Этому способствуют аккреция и обильный и более сиаличный, чем в энсиматических дугах запада Тихого океана, вулканизм с аккумуляцией основных, средних и кислых пород.

В субдукционных орогенах наблюдаются особые участки субдукции зон спрединга. При этом слэб может приобретать зону зияния (slab gap), влияющую на особенности вулканизма. На поверхности они выражаются вторичными эпиконтинентальными рифтовыми зонами. Таковы Провинция Бассейнов и Хребтов (запад Северной Америки), перуанские и южно-чилийские Анды. Субдуцироваться могут и симаунты, вызывая на поверхности орогенов области осложняющих поднятий, локальных надвигов и гигантских оползневых структур [11].

Коллизионные орогены также в большинстве случаев (кроме внутриплитных) обязаны своим происхождением субдукции. Различается два основных типа коллизии (*К*.), приводящей к орогенезу: *К*. типа островная дуга – пассивная континентальная окраина, и типа континент – континент.

К. типа островная дуга – пассивная континентальная окраина имеет необходимым условием падение зоны субдукции от континента. Сохранение такой геодинамической конфигурации рано или поздно приводит к исчезновению океанической коры, разделяющей континент и дугу, и к затягиванию утоненного края континента в зону субдукции – до момента, пока плавучесть континентальной литосферы не превысит движущую силу субдукции, и зона субдукции не заклинится, а слэб не оборвется. На Урале в позднем девоне-раннем карбоне отчетливо проявилась коллизия Магнитогорской островной дуги и кратона Балтики, бывшего в это время составной частью континента Лавруссия [12, 13].

К. типа континент – континент предполагает, как правило, столкновение пассивной и активной континентальных окраин, но многие закономерности сохраняются.

При анализе коллизионных процессов необходимо ответить на вопрос, когда *C*. переходит в *K*. В современных, активных подвижных поясах этот момент можно определить прямыми методами: путем анализа геоморфологии, сейсмопрофилированием, сейсмотомографией, изучением распределения фокусов землетрясений. В древних складчатых областях эти критерии неприменимы. Здесь работают два других критерия: время смены источника сноса при образовании терригенных пород и время эксгумации HP-LT метаморфитов [12,13].

Завершение *К.* сопровождается заклиниванием зоны субдукции, выражается в отрыве слэба (образование slab window) и резком изменении характера вулканизма над зоной отрыва, который начинает напоминать рифтовый [13]. При этом происходит формирование серии надвиговых пластин с вергентностью в сторону континента (континентов). Хронология их образования подчиняется строгому порядку вследствие того, что само надвигание происходит в соответствии с теорией деформационного клина, так что в пакете пластин более высокая всегда более древняя по времени формирования (в противоположность закону Стенона).

Геометрия *К.* на земной сфере («в плане») до некоторой степени может быть аппроксимирована теоремой Эйлера. Его теорема фиксированной точки утверждает, что любое движение жесткого тела на поверхности сферы может быть представлено как его вращение вокруг соответствующего полюса. Теорема широко используется для описания движения жестких литосферных плит. Однако литосферный слэб далеко не всегда ведет себя как жесткое тело. Он относительно легко деформируется и в определенных случаях ороклинально сгибается в плане вместе с его коровой «надстройкой», и в этих случаях положения эйлеровых полюсов вращения для близких участков дуги не совпадают, непрерывно смещаясь один относительно другого.

Особый случай представляет собой деформация Карпатской дуги, задуговый бассейн которой не был до конца сформирован вследствие коллизии; при этом палеомагнитные исследования прекрасно иллюстрируют её деформацию в плане [14]. Обращает на себя внимание также проблема образования Казахстанского континента. По мнению Дж. Шенгёра и др. [15], Казахстанская складчатая область, как часть Алтаид, образовалась из Кипчакской островной дуги. Определённые коррективы в эту идею вносят палеомагнитные данные [16], по которым девонская островная дуга (или ленточный континент с падающей под него зоной субдукции) испытал затем в карбоне колоссальную ороклинальную деформацию, приобретя в плане форму подковы. Направление изгиба при этом должно было быть противоположным тому, что было указано в [15].

Редко бывает, чтобы дуга сталкивалась с континентом по всей её длине. Чаще дуга и окраина не параллельны даже в первом приближении. Вследствие этого коллизия обычно бывает косой. При этом возникает треугольное океаническое зияние (ТОЗ), которое в дальнейшем может закрыться.

В некоторых случаях дуга может сталкиваться не с одной, а с двумя и более континентальными массами. Такие случаи можно назвать тектоникой ограниченного пространства. Ярким примером является тектоника Тирренской дуги, зажатой и согнутой между континентальными массами и на большом протяжении уже столкнувшейся с ними.

В контексте глобальной тектоники роль С. в последнее время подверглась существенной переоценке – прежде всего, в связи с представлениями о плюмах и суперплюмах, которые могут быть ей комплементарны. Я уже неоднократно обращался к этой теме [17]. Здесь замечу лишь, что геотектоника стоит сейчас перед важнейшей задачей: увязать субдукцию и плюмы в непротиворечивую теорию мантийной конвекции, которая может сильно отличаться от традиционных схем общемантийных конвекционных ячей с их примерно равными скоростями течения в разных участках каждой ячеи.

Литература

1. Дубинин Е.П., Ушаков С.Н. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.

2. Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв. АН СССР, 1946. Сер. геол. № 2. С. 3-12.

3. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный Мир, 2004. 612 с.

4. *Пучков В.Н.* «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же всё-таки прав? // Геотектоника, 2009. № 1. С. 3-22.

5. Abrajevich A., Van Der Voo R., Bazhenov M.L. et al. The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia // Tectonophysics, 2008. 45. P. 561-76.

6. *Benioff H.* Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps // Geol Soc. Amer. Bull., 1949, 60. P. 1837-1856.

7. Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals. Earth-Science Reviews, 2006. 79. P. 261-287

8. Carlson R.W., Pearson D. G., James D.E. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle // Rev. Geophys., 2005. 43. P.1-24.

9. *Gurnis M., Hall C., Lavier L.* Evolving force balance during incipient subduction // Geochem Geophys Geosyst, 2004. 5(Q07001): doi: 10.1029/2003GC000681

10. *Harangi S., Downes H., Seghedi I.* Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatismin the Alpine-Mediterranean region. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics. // Geol. Soc. Lond. Memoir, 2006. V. 32. P. 167-190.

11. *Karason H., Van der Hilst R.D.* Constraints on mantle convection from seismic tomography // The history and dynamics of global motions. AGU Geophysical Monograph, 2000. № 121. P. 277-288.

12. *Lagabrielle Y., Leroy S.* «Le visage sous-marin de la Terre. Elements de geodynamique oceanique» in Commission de la Carte Geologique du monde (CCGM) CNRS, Paris, 2005.

13. *Puchkov V.N.* The diachronous (step-wise) arc-continent collision in the Urals // Tectonophysics, 2009, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.014565

14. *Replumaz A., Karason H., van der Hilst R D. et al.* 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and Seismic Tomography // Earth Planet. Sci. Lett., 2004. 221 (1/4). P. 103-115.

15. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993. 364. P. 299-307.

16. Stern R.J. Subduction zones // Reviews of Geophysics, 2002. 40. 4. P.1-38

17. *Stern R J.* Subduction initiation: spontaneous and induced // Earth Planet Sci Lett., 2004. 226. P. 275-292.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МУСЛЮМОВСКОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Савельев Д.Е., Сначев В.И.

Институт геологии УНЦ РАН, savl71@mail.ru

Муслюмовский габбро-гипербазитовый массив расположен в 70 км севернее г.Челябинска, в пределах Копейской структурно-формационной зоны. Он входит составной частью во «внутренний» Челябинско-Куликовский гипербазитовый пояс (Булыкин и др., 1962), огибающий с запада и севера Челябинский гранитный массив. К юго-западу от Муслюмовского массива расположен Касаргинский, а севернее – Бараковский, полностью перекрытый неоген-палеогеновыми отложениями.

Собственно Муслюмовский массив ограничен с северо-запада оз. Шугуняк, а с юго-востока – оз. Тишки, и характеризуется неравномерной обнаженностью. Лучше всего вскрыта его северная часть, где расположено село и станция Муслюмово, а также строящийся поселок Ново-Муслюмово. Здесь находится ряд дорожных карьеров, имеются многочисленные мелкие выемки, также хорошо обнажен крутой правый берег реки Теча. Практически со всех сторон массив оконтурен дорогами.

В восточной части обнаженность удовлетворительная, так как коренные породы залегаются в серии субпараллельных широтных логов и небольшом ка-

рьере. Слабее всего обнажена центральная часть массива: здесь либо совершенно отсутствуют коренные выходы и высыпки элювия, или же последние представлены образованиями коры выветривания (опоковидные, кремнисто-кварцевые породы, часто обохренные). В юго-западной части изученной территории и местами на юго-востоке, в элювии встречались только высыпки вмещающих пород – зеленовато-серые, зеленые разнозернистые песчаники, гравелиты.

Муслюмовский массив преимущественно сложен гарцбургитами, в разной степени подверженными серпентинизации. Все образцы пород в приповерхностных условиях сильно выветрелые. Практически повсеместно ультрабазиты подвержены значительным изменениям, степень серпентинизации пород составляет 80-100 %. В то же время, почти во всех образцах сохранились реликты структур первичных пород: на гладкой поверхности дунитов хорошо видна вкрапленность акцессорных хромшпинелидов, которые часто образуют струйчатые выделения. В гарцбургитах хорошо видны зерна ромбического пироксена или баститовые псевдоморфозы по нему.

Гарцбургиты характеризуются переменным содержанием ромбического пироксена (РП). Они представлены двумя главными разновидностями: средне-крупнозернистыми (РП 3-6 мм, 15-25 %) и мелкозернистыми (РП <3 мм, около 10 %). Дуниты имеют подчиненное значение и диагностированы только в крупных обнажениях. Они образуют в гарцбургитах полосы мощностью от 1 см до 1,5 м, но не отмечено ни одного более или менее крупного дунитового тела.

Более детально внутреннее строение массива нами было изучено в дорожных карьерах на правом берегу р.Теча, вблизи пос.Ново-Муслюмово и на северном берегу оз.Тишки. В последнем обнажаются апогарцбургитовые серпентиниты, габбро-диориты, риолиты, метасоматически измененные габброиды, кремнистые породы. Рассланцованные апогарцбургитовые серпентиниты и светло-желтые риолиты вскрыты еще одним карьером в восточной части массива, вблизи него встречаются коренные выходы крупнозернистых габбро-диоритов.

Северная часть массива сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса. Дунитовая составляющая в описанных нами разрезах довольно высокая (в среднем около 10 %), но отсутствуют крупные скопления дунитов. В карьере на берегу р.Теча залегание главной системы дунит-гарцбургитовой полосчатости следующее: аз. пад. 30-40° ∠30-50°, в юго-восточном направлении, к Новомуслюмовскому карьеру это направление сохраняется, а уже в его пределах полосчатость становится субмеридиональной: аз. пад. 70° ∠40°.

В карьере на р.Теча зафиксировано несколько систем дунит-гарцбургитовой полосчатости и минеральной уплощенности в гипербазитах. Наиболее широкие полосы дунитов в гарцбургитах (1 см – 1 м) имеют северо-западное простирание (аз. прост. 300-310°), они являются, повидимому, и самыми ранними. На них накладываются более тонкая «оперяющая» дунитовая полосчатость с аз. прост. 340°, мощность полос до 1 см. Одновременно с ней, в породах происходит обогащение ромбическими пироксенами (до 40-50 %) полос, простирающихся по аз. 270°. На наш взгляд, наблюдаемое явление можно интерпретировать как начальную стадию формирования сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса на полосчатом субстрате того же состава. В этом же карьере встречены отдельные обломки средневкрапленных мелко-среднезернистых хромитов, но в коренном залегании они не обнаружены.

В карьере вблизи пос. Ново-Муслюмово вскрыт фрагмент разреза дунит-гарцбургитового комплекса с невысокими значениями дунитовой составляющей. В целом, она увеличивается с юго-запада на северо-восток от 2-3 до 7-10 %. На изученной площади ультрабазиты сильно выветрелые и практически нацело серпентинизированы, о чем свидетельствуют очень низкие значения объемного веса (2,45-2,6 г/см³), что соответствует содержанию серпентина более 85 %. Вместе с тем, интенсивность метаморфизма ультрабазитов умеренная, на уровне β -лизардитовой и хризотиловой фаций серпентинизации. В серпентинитах почти повсеместно сохранились реликтовые структуры первичных ультрабазитов. Содержание в них вторичного магнетита изменяется в пределах от 0,1 до 15,48 %, причем преимущественным развитием пользуются породы с 1-4 % магнетита. Хромшпинелиды практически не метаморфизованы, о чем свидетельствует низкая магнитная восприимчивость вкрапленных руд (870-7000*10⁻⁶ ед.СИ), что соответствует содержанию вторичного магнетита 0,35-2,8 %.

В восточной части рассматриваемого карьера вскрывается рудная зона, включающая в себя несколько параллельных тел, имеющих прерывисто-пластовую (табулярную) форму. В стенке
карьера обнажается вкрапленный хромит со струйчато-полосчатой текстурой, залегание полосчатости – аз. пад. 95° \angle 40-45°. Мощность рудного тела 0,2-0,3 м, содержание хромшпинелидов в нем составляет 20-30 %. Структура хромита среднезернистая (размер зерен 1-3 мм). В продольном срезе рудное тело представлено комбинацией струек, линз, полос и шлировидных выделений, различающихся как по содержанию рудных минералов, так и по характеру их распределения внутри обособлений. Преобладают равномерновкрапленные средне- (20-50 %) и густовкрапленные (50-70 %), а также средневкрапленые полосчатые разновидности. В поперечных срезах тела количество рудных обособлений достигает 5-7. Пространство между ними занимает дунит с редкой вкрапленностью хромшпинелидов (<5 %) и равномерновкрапленные бедные руды (5-15 %). Размер зерен хромшпинелидов в дунитах и бедном вкрапленнике заметно меньше, чем в более богатых рудных обособлениях.

Вмещающие породы представлены дунитами и аподунитовыми серпентинитами. Они сильно выветрелые, околорудные породы чаще всего имеют зеленоватую (до яблочно-зеленой) окраску, реже – буровато-коричневую. В надрудной зоне ультрабазиты интенсивно раздроблены и характеризуются тонкоплитчатой отдельностью, залегающей субгоризонтально.

Рудное тело разбито серией параллельных трещин на блоки длиной 0,2-2 м и смещено по наиболее мощным из них. Разрывные нарушения имеют характер сбросов с аз. пад. $0-10^{\circ} \angle 65^{\circ}$, амплитуда смещений в видимой части разреза составляет 0,1-1 м. По разрывам рудное тело к северу смещается на все более низкий гипсометрический уровень.

Западнее, параллельно описанному рудному телу, прослеживаются еще два на расстоянии соответственно 7 и 24 метра. Центральное рудное тело обнажено в плоском обнажении дна карьера, оно имеет мощность около 1 м и характеризуется внутренним строением, аналогичным описанному выше (аз. пад. рудной полосчатости $70^{\circ} \angle 45^{\circ}$). Тело пересечено многочисленными параллельными диагональными трещинами с аз. пад. $10^{\circ} \angle 55$ -70°. Наиболее мощные из них смещают тело в северной части к западу на 0,5-1 м. Западное рудное тело также обнажается в плоских выходах днища карьера, но изучено хуже. Для него характерны те же текстурно-структурные особенности, что и для описанных выше тел, мощность составляет 1-1,5 м.

Таким образом, в пределах изученного участка залегание рудной полосчатости (аз. пад. 40-95° ∠30-50°) и полосчатости и минеральной уплощенности во вмещающих ультрабазитах (аз. пад. 60-70° ∠50-70°) в целом субсогласное. Небольшое стабильное рассогласование наблюдается в углах падения: для рудных агрегатов оно более пологое. Отмечено, что рудная полосчатость полого поворачивает к северу с меридионального направления на северо-западное (аз. прост. 310°), образуя крыло брахиантиклинали.

В северной части карьера, в прибортовой пологой задирке, также отмечаются выходы вкрапленного хромита. Участок сложен практически полностью светло-коричневыми, реже буроватыми, дунитами, разбитыми сетью трещин на эллипсовидные блоки размером 0,3-2,5 м. Трещины заполнены серпентинитами, часто со значительной примесью карбонатов. Зона рассеянной хромшпинелидовой вкрапленности мощностью 1-3 м прослеживается с северо-запада на юговосток (аз.пад. полосчатости 40° ∠60-80°). Она характеризуется неоднородным внутренним строением: преобладает редкая вкрапленность (5-7 % хромшпинелидов), среди которой отмечаются редкие обособления уплощенно-линзовидной формы мощностью 2-5 см с содержанием рудного минерала до 70 %.

Кроме ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, в строении массива в ограниченном объеме принимают участие средние и основные породы. Диориты и габбро отмечены на восточной и южной периферии массива. Диориты имеют порфировидный облик, в них отмечаются крупные выделения биотита, структура основной массы среднезернистая. Габбро разнообразны, от мелано- до лейкократовых, преобладают мелкозернистые мезократовые габбро.

Выводы

Муслюмовский массив следует отнести к представителям офиолитовых комплексов с существенно ультрабазитовым типом разреза. По сравнению с большинством массивов восточного склона Южного Урала, изученные гипербазиты не претерпели высокотемпературных метаморфических преобразований в коровых условиях, а лишь псевдоморфно замещены серпентини-

тами в условиях низкотемпературных фаций серпентинизации. В строении массива преобладают гарцбургиты, а дуниты имеют подчиненное распространение, есть признаки наличия сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса.

Присутствие в северной части массива нескольких параллельных тел вкрапленных хромитов указывает на определенные перспективы обнаружения здесь небольших месторождений вкрапленных руд «южно-кракинского типа». Геологическая обстановка и текстурно-структурные особенности оруденения сближают изученный объект с рудопроявлениями массива Южный Крака (Лактыбаш, Придорожное, Малый Башарт и др.). Для оценки перспектив данного участка рекомендуется проходка траншей и профиля скважин в восточном и северо-восточном направлениях.

ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОГО УРАЛА И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Серавкин И. Б.

Институт геологии УНЦ РАН, seravkin@anrb.ru

Автором составлена Металлогеническая карта Южного Урала и Центрального Казахстана в масштабе 1:5 000 000. Можно видеть, что ясно выраженный линейный характер металлогенических зон Южного Урала резко контрастирует с «мозаичной» металлогенией Центрального Казахстана. Как было показано раньше [7], на Южном Урале специализация линейных металлогенических зон на преобладающий тип рудных месторождений позволила выделить рудные пояса. В Центральном Казахстане, наряду с детальным структурно-формационным районированием, используемым казахстанскими геологами и принятым автором, можно выделить несколько более крупных металлогенических мегазон, имеющих преимущественно изометричные очертания: 1 – северная часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, специализированная на золоторудные, урановые, редкометальные и стратиформные железорудные месторождения; 2 – центральная часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, специализированная на месторождения железистых кварцитов карсакпайского типа, марганцевые месторождения есильского типа и месторождения медистых песчаников; 3 – южное обрамление Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, линейная зона Большого Каратау с характерными свинцово-цинковыми месторождениями и месторождениями ванадиеносных сланцев; 4 – Чингиз-Тарбагатайская складчатая система с характерными для неё колчеданными, медно-порфировыми, а также железорудными месторождениями различных типов; 5 – западная часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, примыкающая к Джунгаро-Балхашской области, с характерными железо-марганцевыми и барит-полиметаллическими месторождениями атасуйского типа и скарново-магнетитовыми месторождениями Моинтинского рудного района; 6 – области Джунгаро-Балхашской складчатой системы и Илийской зоны с разнообразной металлогенией: различными редкометальными, медно- и молибден-медно-порфировыми и железорудными месторождениями.

1. Первая из названных областей в определённой мере сопоставима с Башкирским поднятием на Южном Урале, в котором распространены стратиформные сидеритовые, магнезитовые и политметаллические месторождения, залегающие в рифейских отложениях. В Кокчетавской зоне многочисленные сидеритовые месторождения залегают среди углисто-серицитовых и серицит-кварцевых сланцев шарыкской свиты позднего протерозоя. Но на этом сходство заканчивается. В Башкирском антиклинории известны золоторудные и редкометальные проявления, но они незначительны. Это связано со слабым проявлением рифейского магматизма, представленного габброидными дайковыми комплексами и одним массивом гранитов-рапакиви (Бердяушский, R₂). Палеозойский же гранитный магматизм на пассивной окраине Восточно-Европейского континента на Южном Урале вообще не проявился. В отличие от Урала, рассматриваемая область Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, находившаяся в тылу активных окраин, обрамленных Степнякской (O), Чингизской (Є-O-S) островными дугами и девонским окраинно-континентальным вулканическим поясом, была ареной интенсивного гранитоидного маг-

матизма. С разновозрастными комплексами гранитоидов ассоциировались золоторудные месторождения (Степнякский, Крыккудукский и др. комплексы (O_3) гранодиоритового состава), уранмолибденовые и различные редкометальные месторождения, связанные с лейкогранитами S-D₁ (боровский, золотоношенский и др. комплексы), D₂ (теректинский и др. комплексы), с аляскитовыми гранитами D₂ (орлиногорский, улутауский и др. комплексы). Таким образом, многофазный гранитный магматизм, проявившийся в ранне- ($(e-O_2)$, средне- (O_3-S_2) и поздне-каледонскую (D₁-D₃f) эпохи, определил продуктивность и разнообразие металлогении северной части континентального сектора Центрального Казахстана.

2. Центральная часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы содержит оруденение трёх возрастных уровней: в метаморфических сланцах протерозоя залегают многочисленные месторождения железистых кварцитов Карсакпайского железорудного бассейна и Аркалыкского рудного района, в палеозойском осадочном чехле – марганцевые и железорудные месторождения соответственно Есильского и Приишимского рудных районов и в позднепалеозойском молассовом прогибе – месторождения медистых песчаников. Месторождения железистых (гематитовых) кварцитов Карсакпайского бассейна залегают среди серицитовых сланцев и кварцитов балбраунской свиты карсакпайской серии нижнего протерозоя. Нижняя часть рудовмещающей свиты представлена базальтовыми порфиритоидами. Горизонты железистых кварцитов – метаморфизованные осадочные залежи [1]. На Южном Урале, в Башкирском антиклинории Центрально-Уральской зоны известны проявления железистых кварцитов, но по скромным масштабам оруденения они не сопоставимы с казахстанскими.

Месторождения Приишимского железорудного района разнообразны по генетическим типам. Здесь известны: 1) титаномагнетитовые проявления магматогенного происхождения, связанные с габбро-пироксенитовыми массивами R_3 ; 2) осадочные регионально-метаморфизованные месторождения: гематит-магнетитовые – в песчано-сланцевой толще шинсайской свиты (V-C), титаномагнетитовые – в песчано-сланцевых осадках братолюбовской серии (R_3), магнетитгематитовые – в яшмокварцитах братолюбовской серии (R_3), гематит-магнетитовые – среди хлорит-андалузитовых сланцев; 3) остаточные бурожелезняковые [1]. Некоторые месторождения Приишимского района по возрасту рудовмещающих пород и типам оруденения наиболее близки к южноуральским месторождениям Башкирского поднятия: титаномагнетитовым проявлениям Кусинско-Копанского габброидного комплекса и железорудным месторождениям Зигазино-Комаровского рудного района.

Марганцевые месторождения Есильского рудного района относятся к типу вулканогенноосадочных месторождений, имеющих в районе наибольшее распространение и промышленное значение. Известны также гидротермальные инфильтрационные месторождения марганца.

Знаменитые месторождения медистых песчаников Джезказганского рудного поля приурочены к одной из ранне-среднекаменноугольных впадин, заполненных молассой. На Южном Урале близкое тектоническое положение занимают медистые песчаники Предуральского краевого прогиба, заполненного пермской молассой. Различия молассовых зон сравниваемых регионов заключаются не только в возрасте отложений и конфигурации зон (линейной, как обычно, на Урале), но и в составе руд, содержащих в Джезказганском рудном поле кроме меди ряд других элементов, что, вероятно, связано с их полигенным происхождением, обогащением руд полиметаллами, серебром, рением и кадмием.

3. В южном обрамлении Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы развиты кембрийские и ордовикские, в меньшей мере – девонские и каменноугольные осадочные формации. Металлогенический профиль зоны определяют ванадиеносные сланцы (ε_1) Центрального Каратау и полиметаллические месторождения в карбонатных толщах фамена-турне. Кроме того, характерны месторождения фосфоритов в чулактауской свите (ε_1). Нижнепалеозойская минерагения зоны типична для рифтогенных пассивных континентальных окраин [3], каковой и была рассматриваемая зона в раннем палеозое. В позднем девоне, по данным В.С. Буртмана [5], южная окраина Казахстанского континента также развивалась в пассивном режиме, так что стратиформные барит-свинцово-цинковые месторождения формировались на континентальном склоне и шельфе пассивной окраины континента. Значительные полиметаллические объекты коллизионной эпохи на Южном Урале отсутствуют.

4. Металлогенический профиль Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы определяется её островодужным происхождением и развитием верхнепалеозойского гранитного магматизма. Для зоны характерны медно-порфировые, колчеданные и железорудные месторождения. Медно-порфировое оруденение Бощекульской зоны кембрийского возраста и колчеданное оруденение, залегающее в вулканогенных комплексах ордовика Майкаинской и Космурунской зон, по типу оруденения и составу рудовмещающих вулканических комплексов сходно с островодужной зоной Южного Урала, но по продуктивности колчеданного оруденения далеко уступает ему. Ещё большие различия выражены в широком развитии в Чингиз-Тарбагатайской зоне железорудных месторождений, которые не характерны для островодужных формаций Южного Урала.

Таким образом, в Чингиз-Тарбагатайской зоне сочетаются черты «островодужной» металлогении (медные колчеданные и порфировые месторождения) с проявлениями гранитоидного магматизма соседнего с юго-запада вулкано-плутонического пояса, формировавшегося в верхнем палеозое (скарново-магнетитовое и титаномагнетитовое оруденение), что существенно отличает металлогению Чингиз-Тарбагатайской зоны от металлогении островодужных зон Южного Урала.

5. Западная часть Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, находясь на границе с Джунгаро-Балхашской областью, в основном характеризуется проявлением герцинской металлогении. Здесь расположен Атасуйский рудный район с уникальными комплексными железо-марганцевыми и барит-полиметаллическими месторождениями. Как известно [1, 2], месторождения атасуйского типа залегают среди углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных отложений фамена, отлагавшихся в мелководном бассейне, сформировавшемся на среднедевонско-франских континентальных образованиях девонского вулканического пояса. Фаменско-каменноугольный внутриконтинентальный прогиб находился в тылу верхнепалеозойского Балхашско-Илийского вулкано-плутонического пояса.

Разнообразие металлогении Атасуйского рудного района не исчерпывается месторождениями атасуйского типа. Здесь развито стратиформное и скарново-магнетитовое железорудное и разнообразное редкометальное оруденение. Последнее связано с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами пермского возраста, принадлежащими Балхашско-Илийскому вулкано-плутоническому поясу. Палеогеодинамическая позиция Атасуйского района несколько напоминает обстановку Андийского межгорного прогиба Альтиплано, содержащего Сu, Pb, Zn, Ag оруденение, а в соседнем тыловодужном поднятии – редкометальное (оловянное) оруденение, ассоциирующее с гранитами [3]. Но, в отличии от Анд, в Казахстане отсутствует четкая латеральная металлогеническая зональность, что определяется пространственным совмещением вулканизма фамена и пермского гранитного магматизма. Аналоги рассматриваемого района на Южном Урале отсутствуют.

6. Герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая система обладает, пожалуй, наиболее разнообразным набором месторождений, что связано с формированием Балхашско-Илийского вулкано-плутонического пояса и проявлениями металлогенеза более ранних этапов. В Джунгаро-Балхашской складчатой системе Э.Ю. Сейтмуратовой и Г.Ф. Ляпичевым [6] выделяются 2 окраинно-континентальных вулкано-плутонических пояса: Катырасан-Кусак-Тастыйский и Балхаш-Илийский. Первый из них занимает внутренние, прилегающие к палеоокеаническому бассейну, области Джунгаро-Балхашской складчатой системы, второй с внешней стороны охватывает первый гигантской подковой. В целом, в структуре рассматриваемой области намечается металлогеническая зональность, грубо повторяющая тектоно-магматическое районирование. Для внешних зон, составляющих периферию Балхаш-Илийского и западной части Прибалхашского рудных районов и различные стратиформные месторождения железа, марганца и полиметаллов (атасуйского и других типов).

Зона собственно Балхаш-Илийского пояса вмещает разнообразные редкометальные месторождения, связанные с лейкократовыми, аляскитовыми и субщелочными гранитоидами верхнепалеозойского возраста. Здесь также расположены известные медно- и молибден-медно-порфировые и золоторудные месторождения. В зоне Катырасан-Кусак-Тастыйского пояса, сложенной в основном породами кремнисто-базальтовой (R₃-O₁) офиолитовой ассоциации, а также тер-

ригенной формацией (S-D₁) и вулканитами PZ₃, крупных промышленных объектов не выявлено, за исключением среднего по запасам серебряно-свинцово-цинкового месторождения Текели.

В зоне средне-верхнепалеозойского океанического бассейна, в северной части которого проявился верхнедевонско-каменноугольный вулканизм (Северо-Балхашская зона), сформировалась группа Саякских месторождений D₃*fm*-C₁, скарновых молибден-медных и медно-порфировых, титаномагнетитовых месторождений, связанных с гранодиоритами.

Рассмотренная металлогеническая зональность Джунгаро-Балхашской складчатой системы напоминает зональность Андийского пояса, в котором со стороны океана вглубь континента медно-порфировые месторождения сменяются редкометальными [3]. Однако, зональность Джунгаро-Балхашской системы более сложная и её вектор направлен в обратную сторону, к остаточному внутреннему бассейну зоны. Определенная аналогия существует и с Южным Уралом, в котором с запада на восток золоторудный (с элементами редкометальной минерализации) и молибден-медно-порфировый пояса Восточно-Уральских зон сменяются скарново-магнетитовым поясом Тургая.

Подводя итог общему сравнению металлогении Южного Урала и Центрального Казахстана, можно констатировать следующее:

1 – наибольшим сходством металлогении обладают древние континентальные блоки регионов – Башкирское поднятие и Кокчетавская глыба, в которых развиты стратиформные сидеритовые месторождения. Близкой металлогенией характеризуются и чехлы континентальных блоков с развитием медистых песчаников, железорудного метаморфогенного и метаморфизованного стратиформного и марганцевого оруденения.

2 — определенные черты сходства можно видеть и в проявлениях коллизионной металлогении, в зональном расположении поясов скарново-магнетитовых месторождений.

3 – в остальном металлогения сравниваемых регионов имеет больше различий, чем сходства. Одно из главных отличий Южного Урала от Центрального Казахстана заключается в моноциклическом на Урале и в полициклическом в Центральном Казахстане типах развития регионов. На Южном Урале, в связи с однонаправленным восточным падением зоны Беньофа-Заварицкого в течение раннего-среднего и, вероятно, позднего палеозоя, сформировалась сравнительно простая линейная металлогеническая зональность. В Центральном Казахстане существовало множество континентальных и островодужных террейнов, последовательно причленявшихся друг к другу в результате закрытия сложной системы разделяющих их бассейнов, при поглощении океанической коры в зонах субдукции различной ориентировки и падения.

4 – неоднократное проявление гранитного магматизма не только на конвергентных границах плит, но и внутри континентальных блоков, привело к многообразию типов оруденения в отдельных структурно-формационных зонах. В Казахстане, хотя и происходила миграция магматических процессов, в целом, в направлении с запада на восток, но герцинские проявления магматизма нередко накладывались на каледонские и более древние структуры. То же происходило и с магматизмом разновременных стадий герцинской и каледонской эпох. Примером может служить наложение металлогении девонского пояса на металлогенические проявления ордовикского времени в пределах Кандыктинской-Северо-Карагандинской структурно-формационных зон Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, происходившее в течение каледонского цикла, или наложение позднегерцинской металлогении на позднекаледонскую в Баяноульской интрузивной зоне и в Спасском антиклинории Северо-Карагандинской зоны. Особенно характерна полициклическая металлогения для герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

5 – ещё одно отличие, связанное с теми же особенностями геодинамического развития регионов – сравнительно небольшое проявление на Южном Урале поздних фаз гранитоидного магматизма (аляскитовых, лейкогранитов, щелочных гранитов) и соответственно незначительное проявление золото-редкометальной минерализации и напротив широкое развитие субщелочных гранитов, лейкогранитов и аляскит-гранитных комплексов в Центральном Казахстане, обусловившее формирование грейзеновых и скарново-редкометальных (висмутовых, оловянных, молибденовых и вольфрамовых) месторождений [4].

Литература

1. Геология СССР. Центральный Казахстан. Полезные ископаемые. Т. XX. Кн. 1. М.: Недра, 1989. 541 с.

2. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата: Изд-во Каз ССР, 1978. 266 с.

3. *Митчел А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

4. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова Н.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.

5. Самыгин С.Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника, 2009. № 2. С. 57-77.

6. Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р., Ляпичев Г.Ф. и др. Вулканизм позднего палеозоя активной окраины казахского палеоконтинента // Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 1. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. С. 104-118.

7. Серавкин И.Б. Минерагения Южного Урала // Литосфера, 2002. № 3. С. 19-37.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ МАГНИТОГОРСКОЙ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОН ЮЖНОГО УРАЛА (ШИРОТА СУУНДУКСКОГО МАССИВА)

Сначёв А.В.

Институт геологии УНЦ РАН, SAVant@rambler.ru

Рассматриваемые в данной статье углеродистые отложения распространены в пределах сочленения Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия. Они прослеживаются в меридиональном направлении в виде расширяющейся к югу полосы, сложенной ритмически переслаивающимися мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами и известняками. Мощность её достигает 800-850 м. По находкам амфипор она датируется не моложе позднефранского подъяруса [4]. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается средне-верхнедевонским (?).

Породы, слагающие толщу, метаморфизованы в условиях альбит-эпидот-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Углеродистые слоистые алевролиты и аргиллиты превращены в углисто-кремнисто-глинистые сланцы, а граувакковые песчаники – в кварц-альбит-эпидот-биотитовые сланцы с реликтами обломочной структуры.

Материал, на котором основана данная характеристика был получен в ходе разведки Амурского месторождения и прилегающей площади, всего было обработано 94 силикатных анализа (56 поисковых и разведочных скважин) наименее измененных углеродистых сланцев, выполненных в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН.

Ранее подобная работа была проведена для углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской структурно-формационной зоны (булатовская, сухтелинская толщи), являющейся северным продолжением Амурского прогиба (синклинали) [6]. В этой связи интерес представляет сопоставление полученного исследовательского материала по флишоидной, булатовской и сухтелинской толщам, что поможет правильно оценить палеогеографические условия формирования зоны сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазоны в силурийско-девонское время.

Имея дело с углеродистыми образованиями необходимо сразу остановиться на содержании в них органического углерода. Так как средние значения С_{орг} в современных морских отложениях меньше 1 %, то это значение рекомендуется принимать как пограничное между углеродистыми и неуглеродистыми отложениями [8].

В углеродистых сланцах Амурского месторождения содержания органического углерода составляют от 0,88 до 2,80 %, что позволяет относить их к низкоуглеродистому типу. Повышенные значения CO_2 и параметра С (среднее 5,87) для углеродистых сланцев Амурского месторождения, наличие известняков в разрезе и хорошая сохранность известковистых скелетов криноидей в осадках свидетельствует о достаточной насыщенности морской воды углекислотой, что характерно для мелководного бассейна.

Определенный интерес представляет и рассмотрение в углеродистых отложениях содержания пятиокиси фосфора. Кларковые содержания **фосфора**, основанные на 15 тыс. анализах, приняты от 0,3 до 0,4 % P₂O₅ [7]. Учитывая это, Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [10] были предложены следующие градации: 0,2-0,5 – геохимический фон; 0,5-0,7 – аномалии; 0,7-0,85 – сильные аномалии; >0,85 – рудогенные аномалии.

По результатам 94 силикатных анализов, содержания фосфора в углеродистых сланцах Амурского месторождения укладываются в значения характерные для геохимического фона (среднее 0,26 %). Однако, резко выделяется из общей картины содержание фосфора для ряда образцов (средне значение по 8 анализам 1,19 %, максимальное – 1,88 %), превышающее порог в 0,85 %, установленный для рудогенных аномалий.

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений Амурского месторождения использовалась диаграмма A-S-C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [1]. Параметры A(Al₂O₃-(CaO+K₂O+Na₂O)) и S(SiO₂-(Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO+CaO+MgO)) выражены в молекулярных количествах, параметр C(CaO+MgO) – в массовых долях оксидов.

Углеродистые отложения Амурского месторождения показывают в своём составе большее количество терригенного материала, чем отложения Арамильско-Сухтелинской зоны и большей своей частью попадают в поля терригенно-углеродистых и карбонатно-углеродистых отложений. Лишь небольшая группа образцов своим химическим составом приближается к углеродисто-глинистым и углеродисто-серицитовым сланцам Арамильско-Сухтелинской зоны. Большинство точек для отложений Амурского месторождения на диаграмме A-S-C попадает в поля терригенно-углеродистых и карбонатно-углеродистых пород. Подобные значения свидетельствуют о большом количестве терригенной примеси в отложениях. Из общей картины распределения элементов выделяются 9 образцов, для которых отмечаются значительные содержания карбонатов (CaO+MgO до 24,84 %) и нарушено соотношение основных петрогенных компонентов. Подобные изменения происходят в процессе доломитизации, что не позволяет использовать анализы в дальнейших расчетах и построениях.

Абсолютное большинство анализов углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава и принадлежности к «зрелым» глубоководным отложениям, содержащих ничтожно малое количество терригенной примеси.

Известно [1], что основным индикатором удаленности бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, величину которой можно получить из анализа диаграммы A-S-C. Так, чем ближе влево смещены точки в пределах выделенных полей формаций (параметр S уменьшается, а содержание Al₂O₃ растет), тем больше терригенного материала в осадках.

Отложения Амурского месторождения занимают центральное поле на диаграмме, что указывает на большое количество терригенной примеси в их составе, что в совокупности с повышенной карбонатностью, присутствием известняков и криноидей в разрезе указывает на мелководные условия образования и близость береговой линии.

При анализе параметров S и Al_2O_3 интерес представляют не столько абсолютные значения, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг. Это дает возможность оценить долю терригенной примеси в углеродистых сланцах по всей рассматриваемой площади.

Рассматриваемый участок, в пределах которого находятся все оценочные скважины, характеризуется аномально высокими значениями параметра S и соответственно минимальными – алюминиевого модуля, что указывает на наличие здесь в период накопления углеродистых от-

ложений локальной депрессии, в пониженных участках которой отлагалось пирит-сфалеритовое оруденение с высокими содержаниями золота и палладия во вмещающих углеродистых отложениях. Судя по рисовке дна осадочного бассейна на участке месторождения, рудный материал поступал с северо-западного направления со стороны Магнитогорской мегазоны, где в это время широко проявилась вулканическая деятельность.

В 2,5 км южнее основного поля месторождения отчетливо проявлена более сильная аномалия, как по интенсивности, так и по размеру. Примечательно, что по геофизическим данным здесь так же получена крупная аномальная зона субширотного простирания. Она разбурена несколькими скважинами, показавшими наличие на небольших глубинах значительной по мощности зоны с пирит-пирротиновой минерализацией в углеродистых сланцах, но с невысокими содержаниями благородных металлов. По-видимому, здесь существовала самостоятельная более глубоководная чем на участке месторождения, впадина с более восстановительной средой.

Для интерпретации состава углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [9].

Гидролизатный модуль (ГМ=(TiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂) основанный на содержаниях пяти главных петрогенных оксидов, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород. Модуль дает возможность разделить породы, содержащие либо продукты гидролиза (каолинит, оксиды алюминия, железа, марганца), либо кремнезем. Чем выше значение гидролизатного модуля, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса и чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т. е. выше зрелость породы.

Кремнисто-углеродистые отложения Амурского месторождения относятся к типу силитов (значения ГМ от 0,06 до 0,27, среднее 0,14), причем три анализа попадают в класс эвсилитов, что указывает на минимальное содержание терригенной примеси относительно аналогичных образований. Значения гидролизатного модуля постепенно увеличиваются до 0,46 (среднее 0,30) для терригенно-углеродистых и 0,69 (среднее 0,43) для карбонатно-углеродистых отложений Амурского месторождения. Подобные содержания продуктов гидролиза в осадках указывают на большее количество в них терригенного материала по отношению к кремнисто-углеродистым отложениям Арамильско-Сухтелинской зоны и близость источника продуктов вулканической деятельности или результатов выветривания с континента [6].

Алюмокремниевый модуль (AM=Al₂O₃/SiO₂) служит для разделения глинистых и песчаных пород, а также, как и гидролизатный, указывает на степень химического выветривания [3]. По предельным значениям алюмокремниевого модуля отложения Амурского месторождения относятся к более «незрелым» гипоглиноземистым породам, чем отложения соседней с севера Арамильско-Сухтелинской зоны.

Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей. Для этих двух модулей типична положительная корреляция, нарушение которой указывает на наличие чуждых примесей в породе. Так максимальное отклонение от линии тренда наблюдается для точек составов отложений Амурского месторождения, а также для отложений центральной и южной части Арамильско-Сухтелинской зоны, что говорит о закономерном увеличении доли вулканического материала в общем объеме примесей с севера на юг.

Закисный модуль (3М=FeO/Fe₂O₃). Отражает окислительные или восстановительные условия в бассейне осадконакопления.

Для части отложений Амурского месторождения (это преимущественно кремнисто-углеродистые сланцы) наблюдается соотношение закисного и окисного железа, близкое или меньшее единицы, что соответствует окислительной обстановке характерной для мелководного бассейна. Значительное преобладание FeO над Fe_2O_3 для карбонатно-углеродистых сланцев Амурского месторождения объясняется восстановлением железа в изолированном бассейне за счет окисления органического вещества.

Для 94 % кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны характерно значение закисного модуля больше единицы. Это говорит о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [2]. При этом часть железа восстанавливалась и отлагалась в виде пирита

Тройная петрохимическая диаграмма Н.П. Семененко служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [5]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100%.

Глинозёмистость ($A^*=100^*Al_2O_3/(Al_2O_3+MgO+CaO+2Fe_2O_3+2FeO)$).

Известковистость (С*=100*СаО/(Al_O_+MgO+CaO+2Fe_O_+2FeO)).

Ферромагнезиальность (F+M=100*(MgO+Fe₂O₃+FeO)/(Al₂O₃+MgO+CaO+2Fe₂O₃+2FeO)).

Кремнисто-углеродистые и терригенно-углеродистые отложения Амурского месторождения, вынесенные на диаграмму Н.П. Семененко, указывают на безусловную их идентичность с кремнисто-углеродистыми отложениями южной части Арамильско-Сухтелинской зоны, а базальты Амурского месторождения схожи с базальтами булатовской и шеметовской толщ. Подобное распределение анализов на диаграмме говорит о принадлежности вулканогенно-осадочных пород Амурского месторождения к южному окончанию Арамильско-Сухтелинской зоны и закономерном возрастании с севера на юг в ее пределах количества частиц, образованных в результате вулканической деятельности и/или подводного выщелачивания базальтов шеметовской толщи.

Выводы

Рассмотрение петрогеохимических особенностей углеродистых отложений Амурского месторождения позволяет сделать ряд выводов:

– черносланцевые отложения Амурского месторождения являются низкоуглеродистыми и в основной своей массе относятся к карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формации, лишь единичные анализы попадают в поле кремнисто-углеродистой формации.

– анализ расчетных параметров рассматриваемых отложений указывает на большое количество терригенной и вулканогенной примеси в их составе, что в совокупности с повышенной карбонатностью, присутствием в разрезе известняков с криноидеями, окислительной обстановкой в период осадконакопления свидетельствует о мелководных условиях их образования и близость береговой линии;

 соотношение главных петрогенных окислов терригенно-углеродистых сланцев Амурского месторождения идентично кремнисто-углеродистым сланцам южной части Арамильско-Сухтелинской зоны. Источником для терригенного материала могли служить процессы вулканической деятельности и/или подводного выщелачивания базальтов шеметовской толщи;

 палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах участка месторождения были неоднородными. В центральной его части фиксируется относительно глубоководная впадина, рудный материал в которую поступал, по-видимому, с северо-западного направления;

– перспективы рассматриваемой территории на благороднометальное оруденение в углеродистых сланцах, так и цинковые руды, судя по палеогеографическим данным, связаны с локальным участком, расположенным северо-восточнее месторождения. Здесь проявлена хотя и менее интенсивная аномалия параметра S, чем на Амурском месторождении, но по площади соответствующая ей. Именно этот участок может быть рекомендован для дальнейшего изучения буровыми скважинами.

Работа выполнена при поддержке Программы № 14 Президиума РАН, проект «Минерально-сырьевая база Южного Урала, изучение и использование нетрадиционных и перспективных традиционных видов рудного и техногенного сырья, геоэкология».

Литература

1. Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 46-57.

2. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

3. *Кетрис М.П.* Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник-1974 ИГ Коми ФАН СССР. М.: ВИНИТИ, 1976. С. 32-38.

4. Прокин В.А., Нечухин В.И., Сопко П.Ф. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

5. Семененко Н.П., Головко Н.И., Жуков Г.В. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 215 с.

6. Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Пучков В.Н. и др. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. 176 с.

7. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.

8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1986. Вып. 148. 34 с.

10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, 1994. 304 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСА СТАДИИ РАСКРЫТИЯ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕАНА В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Хан Р.С., Клименко О.Е.

ГП Зарафшанская ГРЭ Госкомгеологии Республики Узбекистан, gpzgre@gmail.com, zgre@rambler.ru

В настоящее время по данным многочисленных исследований принято считать существование нескольких разновременных палеобассейнов с корой океанического типа, иногда с проявлениям второго рассеянного спрединга, и включающих системы энсиматических островных дуг – Каратерексого $\mathcal{E}(?)$ -S, Туркестанского $\mathcal{E}-C_2$ b, Кызылкумской ветви Азиатского палеобассейна R_{2-3} -S и Гиссарского C_1 - C_2 . Указанные палеобассейны разделяли микроконтиненты с до- и нижнепалеозойской корой (рис. 1): Чаткальский, Кураминский, Устюртский, Туркестанский и Таджикский. Последние два в докарбоновое время составляли единый Каракумо-Таджикский микроконтинент.

Результаты региональных геолого-съемочных и тематических работ, анализ опубликованных и фондовых материалов указывают на первостепенную необходимость исследования разрезов комплекса, сформированного в процессе раскрытия Азиатского палеобассейна, в связи с его перспективностью на обнаружение месторождений и проявлений различных полезных ископаемых. В составе комплекса выделяются метавулканогенно-сланцевая, кремнисто-карбонатно-сланцевая формации, объединяющие породы ауминзинской, чолчоратауской, джургантауской, кумбулакской, маджерумской, тасказганской, сувликсайской свит средне-позднерифейского возраста. Показателем рифтообразоавния на поверхности некогда единого палеоконтинента (восточная окраина Гондваны) является присутствие трапповых базальтов, подтвержденное петрохимическими данными, в разрезах джургантауской, ауминзинской, чолчоратауской свит с последующим раскрытием и формированием коры океанического типа, сложенной толеитовыми базальтами и их туфами, наблюдаемыми в составе кумбулакской, учкудуктауской, маджерумской свит. Извержения базальтов происходили на относительно небольших глубинах в условиях фотической зоны, о чем свидетельствуют реликтовые миндалекаменные текстуры и присутствие на вышезалегающих разрезах тасказганской и сувликсайской свит, представленных преимущественно черными полосчатыми углеродистыми кварцитами, сланцами различного состава, линзовидных прослоев известняков, доломитов с микрофитоллитами, микрофоссилиями. Образовавшийся палеобассейн, находившийсяся между Казахстанским (Кураминско-Чаткальским) и Каракумо-Таджикским (Туркестанским) микроконтинентами, стал предшественником трех более поздних палеоокеанов, которые располагались между вышеперечисленными микроконтинентами, история развития последних подробно освещена в работах Савчука Ю.С., Мухина П.А. и др.[3, 4], Бискэ Ю.С. [2]. В это же время в бассейне, вероятно, существовали энсиматические островные дуги, о чем свидетельствует содержание известково-щелочных вулканитов в разрезе джургантауской свиты. Формирование черных кремнисто-карбонатно-сланцевых отложений тасказганской и сувликсайской свит происходило в спрединговой зоне при одновременном обогащении углеродистым веществом за счет массовой гибели организмов, поступления их из недр Земли.



Рис. 1. Схема расположения микроконтинентов и сутур:

1-5 – микроконтиненты: 1 – Чаткальский, 2 – Кураминский, 3 – Туркестанский, 4 – Таджикский, 5 – Устюртский; 6 – сутуры (швы столкновения и их возраст); 7 – границы континентальных блоков по поздним тектоническим нарушениям (по материалам Савчука Ю.С., Мухина П.А., Миркамалова Р.Х. и др.).

Возникшая обстановка стала благоприятной для первичного седиментационного накопления рудных химических элементов – Au, Ag, As, U, Mo, V и др. [1].

При дальнейшем геодинамическом развитии территории формации комплекса стадии раскрытия Азиатского палеоокеана были шарьяжированы на терригенные (кансайская, кургантауская свиты) формации ордовикского возраста с образованием рудоконтролирующих структур субдукционного типа. Результаты работ последних лет показывают, что большинство золоторудных объектов (Мурунтау, Триада, Бесапан Кансай, Пистали, Сулук, Чарвак) непосредственно связаны со структурами указанного типа, благоприятные для продвижения рудоносных растворов вдоль пологих швов надвигов, наволоков, разделяющих различные покровные комплексы. Названные объекты относятся к золото-кварцевому типу, и рудные образования создают пластовые многоярусные залежи. По приуроченности золоторудных объектов к черным углеродистым кремнисто-карбонатно-сланцевым толщам рифей-вендского возраста, их общему геологическому строению, минералого-петрографическому составу руд, морфологии рудных тел они сопоставимы с Наталкинским месторождением (Россия).

Литература

1. *Абдуазимова З.М.* Актуальные проблемы региональной геологии древних толщ Кызылкумо-Нуратинского региона (Западный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы, 2007. № 5. С. 29-33.

2. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. С-Петербург: СПб Университет, 1996. С. 86-87.

3. Мухин П.А., Каримов Х.К. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Т.: Фан, 1991. С. 22-25.

4. *Савчук Ю.С.* Основные черты геодинамической эволюции и металлогении территории Узбекистана // Рудные месторождения Узбекистана. Т.: ИМР, 2001. С. 34-61.

РУДОНОСНОСТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СЕВЕРО-НУРАТИНСКОГО РАЗЛОМА

Харин В.Г., Шнырев Д.В.

ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз

Северо-Нуратинский разлом является частью системы Букантау – Южно-Ферганского глубинных разломов, протягивающихся более чем на 1000 км из Кызылкумов через Нуратинские горы в Южную Фергану и представляет собой ступенчатую кулисно-расположенную в плане, систему субпараллельных сдвигов. Мы рассматриваем зону этого разлома как важнейший геотектонический и палеогеографический рубеж, сохранивший высокую подвижность начиная с палеозойской эры и до настоящего времени.

Зона Северо-Нуратинского глубинного разлома, характеризуется многими благоприятными факторами для локализации оруденения: высокой проницаемостью, сгущением субпараллельных разрывных нарушений, очень глубоким залеганием основных швов структуры, пестротой литологического состава и нарушенностью слагающих зону разлома тектонических блоков.

Подобная геологическая обстановка благоприятствовала очень широкому проявлению разнообразных эпигенетических процессов. Почти повсеместно в зоне разлома наблюдаются гидротермально измененные породы, повышенные содержания полезных компонентов. Об этом же свидетельствует широкая распространенность золота на площади поисковых работ.

Геохимические исследования на площади работ проводили Сабдюшев Ш.Ш. и др. (1974) в процессе проведения геолого-съемочных работ, которые высоко оценили перспективы участка Каракудук. В 1977 г. Талалов В.А. и др. при проведении тематических геохимических работ также отметили высокую перспективность Темиркабукской площади

Макаровский Л. и др. (1986), изучавшие особенности строения и состава вторичных геохимических ореолов на Темиркабукской площади определи ряд закономерностей:

 вторичные ореолы рассеяния имеют линейно-вытянутую форму, обусловленную широким развитием разрывных нарушений запад-северо-западного направления;

– комплекс надрудных элементов-индикаторов золотого оруденения (Sb, Ag, Pb), их мультипликативные ореолы, преимущественно развиты в восточной части рудопроявления Каракудук и вдоль зоны Северного разлома.

Макаровский Л. и др. полагают, что в вдоль зоны Северного разлома на участке между проявлениями Намург, Каракудук, а также в районе сая Кескен, где наиболее интенсивно развиты ореолы надрудного комплекса элементов, на глубоких горизонтах рудовмещающей зоны будет вскрыто более богатое золотое оруденение.

Важным документом в процессе прогнозно-металлогенического анализа стала карта геохимической специализации геологических формаций гор Северный Нуратау, составленная Снурницыной Н.А., Бертманом Э.Б. в 2005 г. В качестве фактического материала для оценки фоновых содержаний стратиграфических подразделений были использованы результаты спектрального и золотоспектрального анализа более 140 тыс. металлометрических проб, отобранных различными исполнителями в 70-80-е годы прошлого столетия на большей части гор.

Основной вывод названных авторов – отсутствие положительной специализации на золото и ряд других рудогенных элементов для формаций, ранее относимых к «продуктивной» бесапанской свите (ныне – кансайская и калтадаванская свиты). Наблюдаемая среди стратифицированных и интрузивных геологических формаций специализация на широкий круг рудогенных элементов имеет, по-видимому, вторичную природу. Решающая роль в возникновении повышенных концентраций мышьяка, серебра, молибдена, олова, обычно интерпретируемых как свидетельство участия рудовмещающих пород в формировании определенных типов золоторудных месторождений и, видимо, принадлежит широко проявленным в регионе процессам регионального метасоматоза (метаморфизма). Этот вывод базируется не только на анализе статистических данных, но и на удивительном однообразии состава ассоциации «специализированных» элементов по всему стратифицированному разрезу и всем геохимически изученным интрузивным массивам.

Установленные совпадения не случайны и подчеркивают вторичный эпигенетический характер явления «специализации», отражая, по-видимому, геохимический профиль процессов рудогенеза.

На предложенном макете закартированы секущие структуры, не выделяемые на ранее выполненных картографических материалах. По мнению авторов, последние играют немаловажную роль в процессе рудообразования, и в связи с этим трактовка рудоносности площади будет несколько отличаться от мнений предыдущих исследователей.

Каждое крупное разрывное нарушение, рассматривается нами как зона повышенной проницаемости и состоит из собственно плоскости сместителя и прилегающих к ней с обеих сторон зон дробления, смятия и участков развития оперяющих сколовых трещин. Обычно мощность зон составляет 20-150 м.

Из наиболее значимых разрывов субсогласного направления на площади работ выделяются два шва, которые ограничивают зону Северо-Нуратинского разлома с севера и юга. Мы выделяем их под названиями Северного и Южного краевых швов. Последние представляют собой серии сближенных субпараллельных трещин, часто кулиснорасположенных друг к другу. Собственно зона разлома представляет собой тектонический меланж, сложенный разновеликими блоками пород и частей разрезов нижнего палеозоя.

Рассматривая распределение золота и других химических элементов вдоль установленных разрывных структур зоны Северо-Нуратинского глубинного разлома, можно отметить, что практически все эти структуры характеризуются повышенными содержаниями золота, часто образующими аномальные концентрации. Постранственно выделенные аномалии химических элементов приурочены к зонам брекчирования, окварцевания, лимонитизации и графитизации, развитым вдоль рудоконтролирующх краевых швов Северо-Нуратинского разлома, а также к оперяющим их сколовым трещинам.

По характеру плотности проявления геохимических аномалий площадь работ четко делится на три части с востока на запад соответственно: Каттаич-Сангузарская, Сагузар-Уканская и Укан-Чангалинская. Подразделение площади работ по геохимическим особенностям на три части соответствует блокам, выделенным по результатам морфометрического анализа.

В процессе проведения работ авторы отчета проводили отбор проб различного типа на золото по всей площади в рамках проектов по участкам Кракудук и Намург. Опробование также совместно с геологами Нуратинской геохимической партии Галляаральской ГРЭ. При анализе и обобщении всего имеющегося материала установлено значительное количество ореолов золота и сопутствующих элементов, которые приурочены не только к известным золоторудным проявлениям и рудоносным зонам. Размещение ореолов рассеяния по площади работ, их состав и морфология отражают основные особенности геологического строения площади и её рудоносность.

Обращает на себя внимание, что наиболее широким распространением пользуются ореолы рассеяния Au, Sn, As, W, которые можно рассматривать как основные элементы-индикаторы золотого оруденения для данной площади.

В особенностях геохимического поля отмечается неоднородность, характеризующаяся насыщенностью ореолами в восточной части площади и развитием локальных аномалий в западной. Геохимические ореолы имеют сложную морфологию и сложное внутреннее строение, что обусловлено взаимоположением частных ореолов. Преобладает вытянутая в субширотном направлении ориентировка, которая согласуется с преобладающим простиранием разрывных структур.

К востоку от меридиана кол. Каракудук размещение ореолов золота и сопутствующих ему элементов контролируется положением Северного шва, проходящего по южному контакту молассовых отложений фаришской свиты.

Ореолы золота с интенсивностью 0,2 г/т и выше имеют весьма широкое развитие и образуют многочисленные, пространственно сближенные аномалии, приуроченные к породам различного возраста. Они отражают особенности геологического строения площади и обнаруживают существенную связь с гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород, широко проявленными вдоль разрывов запад-северо-западного направления, осложняющих породы различных комплексов. Наиболее контрастные и протяженные ореолы (до 1 км) золота

приурочены к золоторудным проявлениям Каракудук и Намург, где они отмечаются совместно с аномалиями мышьяка и свинца.

В западной части площади оконтурены высококонтрастные ореолы золота, трассирующие Южный шов. Характерной особенностью является приуроченность аномалии к интенсивно гидротермально переработанным толщам кансайской и сувликсайской свит. Структурная позиция определяется сопряжением с секущими север-северо-восточными разрывами.

Геохимические ореолы мышьяка наиболее широко развиты в восточной части на рудопроявлении Намург и в районе Кескена. Центральная часть площади характеризуется широким распределением мышьяка совместно со свинцом и вольфрамом. Ореолы этих элементов в ассоциации с золотом образуют многочисленные аномальные участки. Они маркируют трещинные структуры субширотного протирания, сопровождающиеся проявлением золотого оруденения.

Ореолы рассеяния молибдена вытягиваются вдоль зоны Южного шва и приурочены кремнисто-доломитовым горизонтам сувликсайской свиты. В ассоциации с молибденом отмечается вольфрам и золото. Размещение этих аномалий контролируется зоной дробления, углефикации и кварцевого метасоматоза пород, повсеместно сопровождается повышенной радиоактивностью.

В размещении ореолов других менее контрастных элементов закономерности не устанавливаются. Можно отметить, что слабые ореолы олова развиты в западной части площади, кобальта и никеля – в центральной.

Комплекс химических элементов W, Mo, As, Au, образующих высококонтрастные ореолы в южном обрамлении зоны указывает на возможность переоценки данной части площади с позиций выявления золото-редкометалльного типа оруденения.

Характерно, что все выделенные аномалии приурочены к узлам сопряжения генерального направления швов Северо-Нуратинского разлома с секущими северо-восточными структурами. Последние классифицируются нами как сбросы с крутым падением в юго-восточном направлении.

Таким образом, на узлах пересечения обозначенных структур мы имеем высококонтрастные «рудные столбы» с постепенным уменьшением содержаний золота в западном направлении и резким – в восточном.

Известно, что при всей сложности и многофакторности условий формирования золоторудной минерализации обязательным является наличие крупных рудоконтролирующих структур в сочетании со структурными и литологическими экранами, создающими благоприятные условия для продолжительной циркуляции рудоносных растворов, поступающих из секущих разрывов, и последующего рудоотложения.

В результате анализа всех имеющихся геохимических материалов, авторы попытались резюмировать все вышесказанное:

 – эффекты «специализации» стратифиграфических подразделений и интрузивных массивов, видимо, объясняются широко проявленным региональным метаморфизмом, метасоматозом и интенсивной тектонизацией толщ;

 – рудоподводящую роль играли северо-восточные структуры, гидротермы которых разгружались в зонах повышенной проницаемости запад-северо-западного направления;

 важную роль при обозначенном процессе играет литологический состав пород, их структурная позиция и степень подготовленности.

Общим для рудных объектов описываемого типа является формирование рудоконтролирующих нарушений в обстановке преобладания палеотектонических напряжений сдвигания и сжатия, определившей преимущественно их сдвиговый и взбросово-сдвиговый характер. Этот тип палеотектонического поля является благоприятным для формирования гидротермально-метасоматического оруденения, к которому относится золотосульфидное оруденение прожилково-вкрапленного типа. Жильный тип в этих объектах, чаще всего представленный кварц-антимонитовыми жилами, формируется в локальных структурах растяжения в сигмоидальных перегибах или кулисных перекрытиях рудовмещающих сдвигов.

Гидротермальный метасоматический процесс проявлялся неоднократно: на первом этапе – углеродистость, милонитизация, катаклаз сланцев, известняков, образование крупных тектонических тел микрокварцитов и кубического пирита. На втором этапе – углеродистость, брекчи-

рование, образование белого безрудного метаморфогенного кварца. На заключительной стадии – образование карбонат-мусковит-альбит-кварцевых, актинолит-кварцевых метасоматитов (субсогласные линзовидные тела), а также, видимо, кварц-карбонатных метасоматитов (лиственитов), контролирующих золоторудную минерализацию.

После метасоматических преобразований прошел гидротермальный процесс с образованием субсогласного и секущего тонкопрожилкового окварцевания (серого цвета с лимонитизацией за счет разложенного пирита), трещиноватости. С этой генерацией, видимо, связана основная часть золоторудной минерализации. Завершается процесс образованием пострудных (безрудных) карбонатно-кварцевых, альбит-кварцевых жил.

Литература

1. Бертман Э.Б. Золоторудные формации жильных месторождений, Ташкент «Фан», 1990

2. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПбГУ, 1996.

3. Гончаров А.Б. Кварцево-карбонатно-углеродистые флюидизиты восточного Донбасса, Электронный журнал «Исследовано в России»

4. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых рудных полей, М. «Недра», 1970

5. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах, М. «Недра», 1988

6. *Лунина О.В.* Сочетание структур сжатия и сдвига в зоне главного Саянского разлома, ИЗК СО РАН, 2002 г.

7. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций, Москва 2004.

СПОРНЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Шатров В.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, shatrov@jgg.uran.ru

Из множества факторов бокситообразования в складчатых областях важнейшими являются климатический и структурно-тектонический. Наиболее дискуссионными, часто противоположными, являются выводы о тектонических обстановках образования и размещения месторождений латеритных или карстовых бокситов в складчатых областях. Модель формирования бокситовых залежей этого типа (генетически латеритные и карстовые бокситы отличаются в деталях) на примере Североуральского бокситового бассейна (СУБР) начала выстраиваться с момента их открытия в 1931 г [1, 2, 5]. В дальнейшем модель бокситовой залежи СУБР совершенствовалась новыми поколениями исследователей, но первоначальная точка зрения Малявкина С.Ф., Архангельского Н.И., Молдаванцева Е.П. и других ученых в значительной мере отражает и современное состояние вопроса. Девонские бокситы Урала сформировались в спокойной тектонической обстановке в результате глубокого химического выветривания и являются красноцветными континентальными образованиями. До появления концепции тектоники плит в 70-х годах прошлого века латеритная гипотеза разделялась большинством специалистов. Основное внимание уделялось главным образом происхождению бокситового вещества и возрасту бокситовых горизонтов (Бушинский Г.И., Гладковский А.К., Михайлов Б.М и др.). Тектонические факторы бокситообразования залежей СУБР практически не рассматривались. А.В. Пейве [6] первым доказал определяющую роль тектонических процессов и тектонических структур в формировании бассейна СУБР. Позднее выводы ученого были подтверждены результатами бурения глубоких структурных скважин на месторождениях бассейна [13-15, 17].

С появлением концепции тектоники плит возникла и новая гипотеза формирования месторождений полезных ископаемых (и бокситовых залежей), согласно которой горизонтальные перемещения литосферных блоков нашей планеты определяют размещение полезных ископаемых. Месторождения латеритных кор выветривания, с которыми связана большая часть мировых ресурсов алюминиевого сырья, приурочены к тыловым сторонам раздвигающихся материков – обломков Гондваны. Месторождения карстовых бокситов складчатых областей (СУБР на Урале, месторождения Греции и Югославии) накапливались в пределах островных дуг или континентального шельфа, непосредственно предшевствовавшие эпохам шарьирования и формирования складчатых поясов [16]. Месторождения формировались в широтах с тропическим или теплым климатом, а затем в результате перемещения литосферных блоков оказались в высоких и близким к ним широтам – на месте их современного географического положения [3]. Таким образом, месторождения палеозойских бокситов, сформировавшиеся в приэкваториальной области Южного полушария, по неизвестной пока причине переместились за короткий период на многие тысячи километров в Северное полушарие.

Результаты многолетних геологических исследований и глубокое бурение в североуральской части Тагильского прогиба (СУБР, скважина СГ-4) исключают в этой части Урала любые перемещения блоков земной коры в геологическом прошлом.

В этой связи назрела необходимость обратиться к реконструкции силурийско-девонской истории северной части Тагильского прогиба, где сосредоточены самые крупные в стране промышленные скопления бокситов СУБР.

Опубликованные в последние годы [8, 11] и другими исследователями палеомагнитные данные по Уралу и Тагильскому прогибу свидетельствуют о значительных широтных перемещениях литосферных блоков относительно их современного положения от ордовика до настоящего времени. Спорным является факт образования палеозойских пород блоков Урала в тропических широтах. При этом дрейфующие из Южного полушария блоки за короткое время одновременно испытывали вращение на десятки градусов в разных направлениях.

Существует всего два способа изучения перемещений литосферных блоков:

1. Основан на явлении кажущегося движения палеомагнитного полюса. Такое перемещение – следствие изменения пространственного положения литосферных блоков в системе координат, неподвижной относительно оси вращения Земли. Совместив палеомагнитные полюсы для различных блоков с осью вращения Земли, можно определить положение каждого блока относительно этой оси на момент приобретения им остаточной намагниченности, по которой и определен палеомагнитный полюс. Наблюдая последовательные изменения в положении блоков от эпохи к эпохе, можно реконструировать и положение блоков относительно друг друга [18].

2. Предполагает, что изменение пространственного положения палеомагнитных полюсов достигается за счет изменения положения оси вращения Земли («гипотеза IITPW»), т. е. при неизменном относительном положении самих континентальных блоков меняется система координат, в которой они рассматриваются.

Один вариант палеореконструкций предполагает подвижные литосферные блоки при неподвижной системе координат, а другой – при неподвижных блоках изменяющуюся систему координат. Автор в своих построениях исходит из постоянства географического положения блоков коры в геологическом прошлом. При палеореконструкциях предполагалось, что блуждания полюсов происходили за счет наклонов оси вращения Земли к плоскости ее вращения. Эллипсоид вращения Земли изменяет положение, изменяется система координат, но литосфера остается неподвижной. Перемещение полюсов совершенно не подразумевает дрейф литосферных блоков, для которого необходим совершенно иной механизм.

В палеомагнитных реконструкциях Тагильского прогиба [8] не учитываются структурнотектонические и литологические данные силуро-девонских разрезов. Палеомагнитные данные не позволяют различать северные и южные географические широты, т. к. вследствие инверсий магнитного поля широты попеременно характеризуются то положительными, то отрицательными наклонениями магнитного поля. Поэтому геофизики сами решают вопрос, куда относить определенный блок – к северному или южному полушарию. Палеомагнитные характеристики, полученные по результатам перемещения магнитного полюса, свидетельствуют о глобальных пе-

ремещениях (из одного полушария в другое) литосферных блоков, таких, что палеогеография Урала в короткий период кардинально менялась. При этом сведения о положении палеомагнитных полюсов в древние эпохи не могут быть признаны корректными, т.к. точное положение полюсов с помощью существующих палеогеографических методов реконструировать невозможно [9].

Из сказанного ясно, насколько гипотетичны данные, основанные на палеомагнитных исследованиях. «Любой геофизической теории, объясняющей геологические явления, свойственна неизбежная схематизация геологической истории [7]». Реконструкции по палеомагнитным данным воссоздают положение уральских структур в фанерозое как структур палеоокеана, а Тагильский прогиб как коллаж островодужных блоков, перемещающихся с одновременным вращением на большие расстояния между Восточноевропейским (ВЕП) и Сибирским континентами (плитами).

Единственный критерий существования Уральского палеоокеана – наличие в геологическом разрезе океанических осадков. В Тагильском прогибе таких отложений практически нет и его нельзя сопоставлять с островодужной системой: прогиб не образовывал островной дуги с глубоководным желобом [4]. Вместо него островной архипелаг окаймляется полосой мелководных рифовых построек. Тагильский прогиб не является островной дугой (как Курильское островодужное сооружение, сопряженное с океанской стороны с глубоководным желобом), а относится к геосинклиналям со значительным развитием мелководных осадков. Главным типом морфоструктуры прогиба является вулканическая постройка с растущим на ней рифом. Многие путают островные и вулканические дуги: это не одно и тоже. Островная дуга – это тектонотип, а вулканическая дуга – вещественный комплекс [4]. Основной постулат палеомагнитных реконструкций – островные дуги являются показателями прошлых океанических бассейнов – в принципе ошибочен.

С раннего палеозоя в осевой зоне Урала располагалось резко выраженное в рельефе Центрально-Уральское древнее поднятие, по обе стороны от которого в палеозое формировались зоны мелководного осадконакопления [9]. Взглянув на геологическую карту, легко убедиться, что Петропавловское поднятие и соседние массивы Платиноносного пояса в раннем силуре находились там же, где и в настоящее время. С этих массивов уже с силура шел снос обломочного материала, а на Петропавловском поднятии в раннем девоне формировались коры выветривания и сносились в грабен СУБР.

Принципиальные расхождения результатов геологических и палеомагнитных исследований очевидны при рассмотрении основных моментов истории Тагильского прогиба и залежей бокситов СУБР. Автором этих строк были проведены сравнения результатов геологических и геофизических исследований силурийских и девонских разрезов западного фланга месторождений СУБР [15]. Коротко различия геологических и геофизических данных сводятся к следующему. В палеореконструкциях для раннего девона территории Северного Урала (и СУБР) тектонические события объясняются раннедевонской коллизией Тагильского палеоостроводужного блока, окраины ВЕП и Салдинского террейна [8]. Таким образом, перерывы в осадконакоплении, образование кор выветривания и бокситов связываются с коллизионными событиями. Как эти события увязываются (это взаимоисключающие обстановки!) с существованием обширного Уральского палеоокеана? Общеизвестно, что перерывы в осадконакоплении, обширные пенеплены в девоне и карбоне (от Тимана до СУБР) образуются исключительно в условиях длительного (СУБР 8-10 млн. лет) тектонического покоя и прекращения магматической деятельности, что принципиально противоречит существованию океана на Урале в этот период.

СУБР – рифтогенная структура, образовавшаяся на своде Петропавловского срединного поднятия. Это грабен обрушения – результат раскалывания земной коры и проседания отдельных блоков [6]. Модель образования СУБР включает три этапа – дорифтовый, синрифтовый и пострифтовый, которые завершаются континентальным вулканизмом, перерывом, образованием кор выветривания и бокситов [13, 14].

По геофизическим данным [12], рудные поля СУБР были подвержены тектоническому скучиванию с образованием покровных и складчатых структур, включающих залежи бокситов. Для таких выводов оснований нет.

В качестве доказательства автором были проведены специальные исследования - срав-

нение результатов геологических и палеомагнитных данных двух хорошо изученных разрезов: силурийских известняков на южной окраине г. Североуральска (месторождение «Красная Шапочка») и вулканитов г. Кальинской Сопки (месторождение Кальинское) [15].

Разрез у г. Североуральска – уникальный по полноте и непрерывности карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований. Известно, что известняки – слабомагнитные породы. Однако, по мнению авторов [8], аномальная магнитность связана именно с детритом породы. Это заблуждение: магнитные характеристики обусловлены привносом ранее намагниченного (возможно неоднократно) терригенного материала, которого много в в силурийских известняках. В силуре этот материал поступал с расположенных рядом массивов вулканических и ультраосновных пород.

При палеомагнитных исследованиях необходимо учитывать исходное магнитное состояние породы, отвечающее моменту ее образования – это главное условие таких исследований, а исходным является начальное магнитное состояние породы (известковый детрит), которое устанавливается в ней в момент ее формирования – порода «запоминает» свой возраст.

Поступивший в осадок терригенный материал уже имел свой магнитный возраст, но вместе с осадком силурийских известняков он снова перемагничивается, приобретая возраст породы. В дальнейшем порода была опять перемагничена полем позднего палеозоя. В результате мы получаем палеомагнитные данные не для временного интервала «верхний силур», а для откуда -то привнесенного ферромагнетика, который был неоднократно перемагничен и нес в себе хаотическую намагниченность. Известняки с чужеродными ферромагнетиками имеют аномальные характеристики, радикально искажают итоги исследований и ставят под сомнение достоверность реконструкций.

Таким образом, изъяны метода заложены в исходных посылках. Поэтому реконструкции по палеомагнитным данным некорректны и не могут служить доказательством широтных перемещений и резких поворотов литосферных блоков, хотя полученные палеошироты указывают на тропики в силуре и девоне. Климатическая зональность не зависит от расположения блоков литосферы, а в первую очередь объясняется блужданиями полюсов и наклонами земной оси эллипсоида вращения планеты, в результате которых и происходит смена расположения климатических поясов. Палеомагнитные данные свидетельствуют о глобальных изменениях палеогеографии Урала: «Если в начале среднего палеозоя палеомеридианы сохраняли направление, близкое к современному, то в нижнем девоне палеогеографическая сетка оказалась развернутой таким образом, что широты и меридианы как бы поменялись местами» [11, с. 177]. На самом деле, приэкваториальная зона в соответствии с вычисленными координатами движения магнитного полюса в силуре и девоне располагалась вдольУрала, блоки которого были неподвижными и занимали современное положение.

Геологическая история становления СУБР убедительным образом противоречит существованию Уральского палеоокеана и любым перемещениям блоков земной коры. Масштабные передвижения литосферных блоков влияют на размещение полезных ископаемых.

В геосинклинальном процессе, основанном на тектонике плит, предполагается прямая зависимость формирования месторождений полезных ископаемых от горизонтальных перемещений блоков земной коры. Считается, что месторождение, сформировавшееся ранее в аллохтонном блоке, в результате горизонтальных перемещений оказывается внутри складчатой структуры, для которой минерализация данного типа не свойственна. Такое предположение опровергается на примере залежей бокситов СУБР, находящихся в автохтонном залегании с момента образования.

Перемещения литосферных блоков – это только один элемент в сложном процессе тектогенеза и сводить к нему все разнообразие тектонических явлений, как это делается в концепции тектоники плит, недопустимо. Напомним, что «причина дрейфа континентов по-прежнему остается загадкой» [7, с. 13]. События геологической истории нельзя реконструировать по палеомагнитным данным, игнорируя огромную базу различных геологических материалов, что приводит к ложным выводам в палеореконструкциях. Любые события реконструируются по структурным, формационным и вещественным признакам. Только лишь в некоторых аспектах геофизическая модель как-то может перекликаться с представлениями о геологическом процессе или строе-

нии и эволюции определенного участка земной коры. В любом случае, приоритет геологических наблюдений над геофизическими неоспорим, особенно в хорошо изученных районах, таких, как Североуральский бокситовый бассейн.

Исследования поддержаны грантом РФФИ №09-05-00344.

Литература

1. *Архангельский Н.И*. Основные черты генезиса Уральских бокситов // Сб. статей. Урал-НИГРИ-Уралгеоразведка. Свердловск, 1934. С. 111-144.

2. *Архангельский Н.И.* Условия залегания и генезис Уральских бокситов // Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1937. С. 583-603.

3. Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов // Литология и полез. ископаемые, 2009. № 2. С. 149-168.

4. *Ермаков В.А.* Особенности развития активной континентальной окраины: континентализация или океаногенез (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С. 158-188.

5. Молдаванцев Е.П. Бокситы СеверногоУрала и проблемы их изучения. Труды ЦНИГ-РИ. М., 1934. Вып. 24. 56 с.

6. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: Изд-во МОИП, 1947. 204 с.

7. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника, 1975. № 5. С. 3-17.

8. Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамические реконструкции Тагильской палеоостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология, 2000. № 4. С. 14-20.

9. Плюснин К.П. Тектоническая эволюция структурных зон складчатого Урала в рифеефанерозое // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 93-100.

10. Плюснин К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Недра, 1985. 200 С.

11. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Овчаренко А.В. Палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана от ордовика до ныне // Матер. XXXVII тектон. совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. Т. 2. С. 145-147.

12. Соколов В.Б. Покровно-надвиговое строение земной коры Урала и его значение для металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 102-113.

13. Шатров В.П. Модель формирования тектонической структуры Североуральского бокситового бассейна (СУБР) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 62-65.

14. Шатров В.П. Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутоничес-кого пояса // Докл. РАН, 2003. Т. 293. № 2. С. 239-242.

15. Шатров В.П. Тектоническое строение северной части Тагильского прогиба по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология, 2006. № 6. С. 85-91.

16. Шульц С.С. Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. Металлогения и новая глобальная тектоника // Тез. докл. всесоюз. совещ. «Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники». Л., 1973. С. 20-26.

17. Шурыгина М.В., Зенкова Г.Г., Милицина В.С. Опорный разрез пограничных силурийско-нижнедевонских отложений восточного склона Северного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 3. С. 50-63.

18. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 312 с.

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Шмелев В.Р.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, shmelev@igg.uran.ru

За длительную историю изучения офиолитов складчатых поясов и их аналогов в структурах океанского дна был достигнут значительный прогресс в понимании природы этих уникальных образований, представленных ассоциацией ультрабазитов, габброидов и вулканогенно-осадочных пород. Вместе с тем, на современном этапе исследований становится очевидным необходимость существенной корректировки ставших уже «ортодоксальными» представлений о происхождении пород офиолитовой ассоциации и, в том числе, мантийных ультрабазитов [5]. Проведенное минералого-геохимическое изучение крупнейших ультрабазитовых массивов (Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкарский) Полярноуральского офиолитового пояса, позволило получить новые данные, уточняющие природу этих образований и обстановку их формирования.

Массивы ультрабазитов имеют сложное внутреннее строение, обусловленное существованием двух главных комплексов пород – раннего лерцолит-гарцбургитового и позднего дунитгарцбургитового. Пространственное положение комплексов свидетельствует о сложно-зональном, не стратифицированном строении массивов. Ультрабазиты претерпели высокотемпературные пластические деформации с образованием крупномасштабных складчатых структур и линейных зон течения, а также высокотемпературный водный метаморфизм, обусловивший появление метаультрабазитов различного состава [1-4]. С дунитовыми телами позднего комплекса ассоциируют проявления и крупные месторождения (массив Рай-Из) хромитов.

Ультрабазиты обнаруживают закономерные вариации состава на минералогическом уровне. В ряду от лерцолитов к гарцбургитам (дунитам), отмечается общее снижение железистости силикатов, сопровождаемое возрастанием железистости и хромистости шпинелидов (рис. 1). Процесс истощения (деплетирования) фиксируется в ортопироксенах падением содержаний глинозема и небольшим ростом хрома, а высокотемпературная субсолидусная реэквилибрация приводит к снижению содержаний обоих компонентов. В результате высокотемпературного водного метаморфизма, наиболее отчетливо проявленного в массиве Рай-Из, происходило заметное возрастание магнезиальности новообразованного оливина и энстатита, а также перераспределение высвобождаемого из пироксенов кальция и алюминия в тремолит и клинохлор.

Согласно полученным геохимическим данным переход от лерцолитов и диопсидсодержащих гарцбургитов к гарцбургитам характеризуется отчетливым снижением общего содержания РЗЭ и, прежде всего, средних и тяжелых лантаноидов. Дуниты, не смотря на предельно истощенный состав (хромистость шпинели ≥60 %), в большинстве случаев демонстрируют сопоставимый с гарцбургитами уровень содержаний и характер распределения лантаноидов. Метаультрабазиты, вне зависимости от минерального состава (за исключением парагенезисов с карбонатом), также характеризуются практически идентичной гарцбургитам картиной распределения РЗЭ. По геохимии полярноуральские ультрабазиты отчетливо разделяются на два дискретных типа – с обычным и аномальным (с отрицательной Eu-аномалией) распределением лантаноидов. Важной особенностью ультрабазитов является их обогащенность легкими РЗЭ, а также несовместимыми редкими (Cs, Rb, Ba, Sr, U, Nb, Ta, Zr и др.) элементами. Установленные особенности состава ультрабазитов свидетельствуют, что их формирование является результатом широкомасштабного частичного плавления (деплетирования) и последующей флюидно-магматической ремобилизации мантийного вещества.

С деплетированием связано формирование лерцолитов и гарцбургитов раннего комплекса, которые по составу шпинели отвечают реститам с различной (5-25 %) степенью частичного плавления. Формально к продуктам деплетирования могут быть отнесены и дуниты, появление которых возможно при очень высокой (30-45 %) степени плавления. Сопоставление составов РЗЭ ультрабазитов с теоретическими составами тугоплавкого остатка обнаруживает, что, строго говоря, они соответствуют реститам только на уровне распределения тяжелых и, отчасти, сред-

них лантаноидов. При этом модельному распределению наиболее близки лерцолиты, отвечающие мантийным производным с относительно невысокой (8-12 %) степенью плавления. Переходные диопсидсодержащие гарцбургиты и гарцбургиты характеризуются более высокой (до 20-25 %) степенью плавления (рис. 2); последние сопоставимы с реститами только по распределению наиболее тяжелых (Er-Lu) лантаноидов. Дуниты в большинстве случаев имеют практически идентичный гарцбургитам состав РЗЭ и соответственно близкую степень плавления, что затрудняет их отнесение к продуктам предельного деплетирования.

В процессе **ремобилизации** происходило существенное изменение геохимической специфики пород и масштабная депироксенизация (дунитизация) под воздействием проникающих флюидизированных (?) базальтоидных расплавов.

В нашем случае отмечается обогащение ультрабазитов легкими и средними РЗЭ, а также несовместимыми редкими элементами, в том числе Zr, Hf, Nb, что рассматривается исследователями, как следствие процесса магматической рефертилизации [6 и др.]. На минеральном уровне с рефертилизацией связано появление в породах раннего равновесного амфибола в ультрабазитах и, возможно, других (циркон?) минеральных фаз. По предварительным данным, процесс сопровождался модификацией редкоземельного состава пироксенов и кристаллизацией неструктурированных (пленочных) фаз на границах зерен, обогащенных редкими элементами, что косвенно подтверждается составом кислотных вытяжек, полученных при селективном выщелачивании пород.

С рефертилизацией вероятно связано и образование ультрабазитов с отчетливой отрицательной Еu-аномалией, широко распространенных в Войкарском и Райизском массивах, но отсутствующих в массиве Сыум-Кеу. Первичная (дометаморфическая) природа европиевой аномалии не вызывает сомнений, поскольку она фиксируется даже в свежих несерпентинизированных ультрабазитах. Предполагается, что аномалия является результатом неравномерного обогащения пород ЛРЗЭ с участием «мобильного» (Eu²⁺) европия, который мог присутствовать изначально, либо восстанавливался из обычной трехвалентной формы.

Другим важнейшим проявлением ремобилизации является реакционная депироксенизация первичных ультрабазитов с образованием разнообразных по размерам и морфологии тел дунитов. Реальность такого механизма подтверждается наличием реликтовых участков гарцбургитов в дунитах и единой (сквозной) ориентировкой структурных элементов пород. Не противоречит данной трактовке обогащение дунитов редкими, а также легкими и средними РЗЭ, аналогичное проявленному обогащению в гарцбургитах.

На минералогическом уровне, в пользу реакционной, а не реститогенной природы дунитов свидетельствует отчетливое обогащение шпинели дунитов (и части гарцбургитов) титаном, возможное в случае их взаимодействия с расплавами островодужной или бонинитовой природы. Существующая структурная взаимосвязь хромитов с дунитами и сопоставимость

Рис. 1. Диаграмма железистость оливина-хромистость шпинели для ультрабазитов Полярного Урала.

лерцолиты, 2 – диопсидсодержащие гарцбургиты, 3 – гарцбургиты, 4 – дуниты, 5 – метаультрабазиты.
Пунктирными линиями показана область оливин-шпинелевых составов мантийных ультрабазитов (OSMA), сплошная линия – тренд частичного плавления (черточки на ней – проценты плавления).
Эллипсы – области составов абиссальных и надсубдукционных (SSZ) ультрабазитов [8].
FMM – состав МОRВ-мантии.





Рис. 2. Диаграмма V-Yb [7] для ультрабазитов Полярного Урала.

Сплошные линии на диаграмме – тренды частичного плавления FMM-мантии при различной окисленности (относительно буфера FMQ); вертикальные линии – степень плавления (в %). Пунктирная область – составы абиссальных перидотитов Тихого и Индийского океанов [6]. Звёздочкой показаны составы лерцолитов и гарцбургитов массива Нурали [9]. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1.

составов акцессорной и рудной шпинели предполагает их совместное образование в процессе ремобилизации.

Процессы деплетирования и ремобилизации мантийного вещества, являющиеся причиной вещественной гетерогенности ультрабазитов, вероятно, осуществлялись в различных **геодинамических** обстановках и условиях окисленности. Судя по диапазону вариаций хромистости шпинели и составу редкоземельных элементов, наименее истощенные ультрабазиты (лерцолиты и диопсидсодержащие гарцбургиты) сопоставимы с абиссальными перидотитами, что позволяет рассматривать их как продукты деплетирования в океанической (СОХ-тип) обстановке. Характеристики состава гарцбургитов допускают их формирование не только в океанической, но и надсубдукционной обстановке.

Согласно оценке редокс состояния с использованием таких индикаторов, как содержание ванадия в породе и окисного железо в шпинели, формирование ультрабазитов также определялось различными условиями. Судя по распределению ванадия (рис. 2), процесс деплетирования с образованием серии лерцолит-гарцбургит осуществлялся в редокс условиях примерно отвечающих буферу FMQ. Сходное распределение демонстрируют ультрабазиты южноуральских (Нурали, Миндяк) лерцолитовых массивов и абиссальные перидотиты. Вместе с тем, согласно расчетам фугитивности кислорода с использованием состава шпинели, ультрабазиты характеризуются более окисленными ($\Delta \log fO_2 = +0.2 \div 2.5$) значениями относительно буфера FMQ, что является признаком надсубдукционных образований. Сопоставимая картина была установлена ранее по результатам мессбауэровского изучения шпинели в ультрабазитах Войкарского и Райизского массивов [3]. Очевидно, что такие значения фугитивности отражают наиболее позднее редокс состояние ультрабазитов, «приобретенное» в ходе ремобилизации в надсубдукционной обстановке.

В целом, проведенное минералого-геохимическое изучение мантийных ультрабазитов Полярного Урала позволяет утверждать, что по своей природе они являются полигенными образованиями, возникшими в процессе длительной эволюции мантийного вещества, включающей этапы частичного плавления (деплетирования), флюидно-магматической ремобилизации и метаморфизма в различных геодинамических обстановках. Роль этих факторов следует учитывать при анализе причин вещественной гетерогенности мантийных ультрабазитов офиолитовых комплексов.

Литература

1. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып. 404. 246 с.

2. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Под редакцией В.Н. Пучкова, Д.С. Штейнберга. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.

3. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия шпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310с

4. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1991. 79 с.

5. Шмелев В.Р. Офиолиты и ассоциирующие с ними комплексы Уральского складчатого пояса: мифы и реальность // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург, 2006. С. 180-184.

6. *Niu Y.* Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // Journal of Petrology, 2004. V. 45. P. 2423-2458.

7. *Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B., Neary C.R. (Eds.). Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 1993. V. 76. P. 373–403.

8. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al.* Geochemistry and Tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc±basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol, 2000. V. 139. P. 36-53.

9. Spadea P., Zanetti A., Vannucci R. Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Paleozoic ophiolites of the Uralian ocean // Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, 2003. P. 567-596.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ СЕКУЩЕГО ТИПА

Шнырев Д.В., Харин В.Г.

ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз

Основное количество золоторудных месторождений Узбекистана относится к типу разрывных (секущих), где основная роль в локализации оруденения отводится разрывной тектонике.

На рудных объектах Западного и Восточного Узбекистана: Тамдыбулак, Балпантау, Аджибугут, Тиля-Таг, Бичанчи, Кошар, Акба, Катта-Баг, Мазар, Акбулак, изучены конкретные условия локализации руд, рассмотрены ключевые позиции и виды структурных ловушек. Авторы также ссылаются на значительный опыт, приобретенный в ходе геолого-структурных исследований на золоторудных месторождениях Марджанбулак, Алтынсай, Кокпатас, Булуткан, рудопроявлениях Гавасайского грабена, Маулян-Бешбулакской, Сартакчинской, Хасанатинской перспективных площадей, участков Михин, Даристан и др.

Подобные исследования осуществляются в республике с 30-х годов прошлого века и связаны с именами А.В. Королева, П.А. Шехтмана, В.А. Королева, Ю.С. Шихина, фундаментальные труды которых являются основой этого геолого-структурного направления.

Структурные условия локализации руд, по определению Ю.С. Шихина [6], регулируются особенностями внутреннего строения, морфологии сместителя разлома, его сочетания с другими нарушениями в связи с их приоткрываниями при боковых смещениях (структуры бокового приоткрывания), в сочетаниях с другими нарушениями (структуры пересечения) и в местах прилегания оперяющих трещин и сколов (структуры сопряжения).

По Ю.С. Шихину [6], эти рудолокализующие формы обычно изучались и описывались без учета их тектонической взаимосвязи. При их совместном анализе автор выделил комплексный тип рудолокализующих структур – секущие рудоконтролирующие структуры блокирования. В этом случае рудовмещающие трещины обычно принадлежат зонам более крупных разломов, образованных серией субпараллельных сколовых поверхностей, и обладают волнистой формой с крутым падением шарниров структурных волн по падению сместителя. Блокирование приобретает рудоконтролирующее значение в случае ограничения поверхностей жильных трещин поперечными сколами, представляющими собой крутопадающие структуры, иногда выполненные дайковыми телами. Нарушения обеих систем имеют дорудный возраст, рудоотложение связано с их повторными обновлениями.

По условиям локализации и позиций в блокированном интервале Ю.С. Шихин [6] выделяет пять морфогенетических типов рудных тел:

- тела первого типа тяготеют к расщеплениям основных зон возле поперечных нарушений;

 тела второго типа залегают в обычных полостях бокового приоткрывания на крыльях структурных волн;

- тела третьего типа контролируются отслоениями в их шарнирах;

 тела четвертого и пятого типов приурочены к сочленениям с поперечными нарушениями, четвертого – со стороны лежачих боков (эффект экранирования), пятого – со стороны висячих боков поперечных структур.

К типу рудоконтролирующих структур блокирования принадлежат жильные месторождения самых разнообразных формационных и промышленных типов. В частности, автором доказана принадлежность к этому типу месторождения золота Сармич (Шихин, 1998). Кроме того данный тип структур блокирования распространен на месторождениях Чадакского рудного поля Гузаксай и Примираб (Ганиева, Завьялов, Сулейманов, 2001).

Как показала практика, месторождения секущего типа обычно характеризуются развитием значительного количества систем разрывных нарушений (5-6 и более), различающихся параметрами, внутренним строением, возрастным положением в пространстве. Однако в исследованиях Ю.С. Шихина [6] не указана связь или принадлежность оруденения в структурах блокирования с другими системами разрывов, из чего следует, что автор в основном отдает приоритет какой-то одной системе, либо структуре, и данный тип следует рассматривать как отдельный частный случай.

В работе А.В. Королёва и П.А. Шехтмана [2], например, рудное тело в сопряжениях трещин рассматривается как позиция соединения двух трещин, связанная иногда с развитием трещин оперения. Рассматривая связь оруденения с разрывными нарушениями на изучаемых объектах, авторами установлено, что роль рудоконтролирующих структур обычно выполняют отдельные разломы, определяющие их отношения к одной, двум или трём различным системам, получившим распространение в пределах изучаемой площади. Так, в границах Чадакского рудного поля роль рудолокализующих структур выполняют разломы меридионального (участки Гузаксай, Пирмираб), северо-западного (Мазар, Джулайсай) и северо-восточного (Акбулак) направлений. На участке Акба основными рудоконтролирующими являются зоны нарушений широтного простирания. Месторождение Тамдыбулак характеризуется тремя системами рудовмещающих разрывов, имеющих северо-западное (аз. 310-320°), запад-северо-западное (аз. 290°) и субмеридиональное направление. На участке Катта-Баг (Кайрагачское рудное поле) и примыкающих к нему участках Кочбулаксого рудного поля в локализациии оруденения принимают участие системы северо-восточных и субмеридиональных нарушений. Рассматривая отношение к контролю над оруденением разрывными нарушениями на других золоторудных объектах секущего типа, например, Маржанбулакском рудном поле (Умарходжаев, 2000), мы видим, что основными рудоконтролирующими структурами являются зоны широтного и северо-западного (аз. 310°), реже запад-северо-западного направления (аз. 285-290°). В Алтынказганском рудном поле отмечается аналогичная структурная обстановка. Характерной особенностью перечисленных систем разрывов, имеющих рудоконтролирующее значение, является их пространственное положение по отношению друг к другу. Установлено, что сопряжение отдельных рудоконтролирующих структур происходит под острым углом. Так, для Чадакского рудного поля рудолокализующие разломы северо-восточного и северо-западного направлений в сочетаниях с меридиональными, тоже рудолокализующими, образуют острый угол.

Характеризуя рудные тела в сопряжениях трещин, А.В. Королёв и П.А. Шехтман [2] отмечают, что участки соединения двух трещин под острым углом (участки сопряжения) благоприятны для размещения оруденения. Этот вывод они обосновывают тем, что осложнение сколовых трещин оперяющими приводит к образованию клинообразных подвижных блоков, которые при косых смещениях вдоль поверхности обеих трещин подвергаются массовому дроблению и оруденению.

В рассмотренных нами случаях локализация оруденения чаще происходит в самих разломах, нежели на участках сопряжения (пересечения) отдельных структур, рудные тела просле-

живаются на определенном расстоянии от последних. В первую очередь это связано с внутренним строением разрывов. Основные рудоконтролирующие структуры, как правило, имеют сложное внутреннее строение (участок Акба) и характеризуются элементами интенсивного катаклаза, что свидетельствует о неоднократных подвижках вдоль них. При поступлении в зоны разломов через рудоподводящие структуры гидротермальных растворов, в первую очередь орошению подвергаются катаклазированные массы внутри самих зон и лишь затем боковые менее деформированные породы. При сформировавшейся к моменту главного этапа рудообразования структуре (каркасу) рудного поля, внедрение гидротерм в зоны основных рудолокализующих нарушений осуществляется через участки их сопряжения с рудоподводящими каналами [1]. Наиболее благоприятными (проницаемыми) для проникновения растворов являются участки сопряжения (пересечения) данных структур, ориентированных друг к другу под острым углом, обеспечивающим наименьшее сопротивление при поступательном движении гидротерм. По мнению Ю.С. Шихина [6], разломы, ориентированные по отношению к друг другу под острым углом, принадлежат к последовательно образующимся структурам. При этом более поздний разлом под некоторым углом входит в зону раннего, заворачивает в соответствии с его простиранием и далее протягивается параллельно главной поверхности смещения на некотором расстоянии от нее, постепенно уменьшая амплитуду. В этом случае обычно не происходит слияния сместителей разломов, определяемого меньшим углом их сочетания. Учитывая тенденцию восходящего движения гидротерм [1], рассмотренная позиция является необходимым условием. Таким образом, рассматривая отдельные позиции участков Чадакского рудного поля в зонах разломов северо-восточного (участок Акбулак) и северо-западного (участок Мазар) направлений, роль рудоподводящих структур, по нашему мнению, играли разрывные нарушения меридионального простирания. Ввиду явного отсутствия аналогичных благоприятных сочетаний на пути продвижения гид-



ротерм, роль основных рудолокализующих структур выполняли сами меридиональные разломы, которые, в сочетании с широтными, определены как структуры блокирования (участки Пирмираб и Гузаксай) (Езьалов, Ганиева, 2001). Так, на участке Акба, роль рудовыводящих структур отводится разломам запад-северо-западного направления, на участке Катта-Баг меридиональным нарушениям, на месторождении

Рис. 1. Принципиальная схема размещения золотого оруденения в рудных полях секущего типа:

 1 – рудовмещающая среда, А – малоблагоприятная, Б – благоприятная, 2 – рудоподводящие структуры, стрелками показаны направления движения гидротермальных растворов, 3 – рудоконтролирующие структуры, 4 – сколовые нарушения и их элементы залегания, 5 – рудные тела, 6 – типовые позиции, I – в сочетаниях разломов, II – в структурах блокирования.

Тамды-Булак разрывам северо-западного простирания. Характеризуя позиции участков на уровень современного эрозионного среза, вертикальный размах оруденения (протяженность рудных тел по падению), нижняя его граница, по нашему мнению, определяется узлом пересечения рудолокализующих структур с рудовыводящими.

Исходя из вышеизложенного, нами предлагается обобщенная схема локализации оруденения для золоторудных месторождений Узбекистана секущего типа (рис. 1), имеющая принципиальное научно-прикладное значение.

Таким образом, по условиям локализации выделяются:

 – рудные тела в зонах отдельных разломов и в комбинациях систем ориентированных под острым углом к рудовыводящим структурам;

 в случае отсутствия первых, роль рудоконтролирующих выполняют рудоподводящие разломы, которые в комбинациях с поперечно секущими нарушениями формируют рудные тела в структурах блокирования;

– рассматривая позиции рудных тел в пологопадающих структурах при тенденции восходящего движения гидротермальных растворов [1], предполагается сходная комбинация пространственного положения рудолокализующих и рудоподводящих структур, сопрягающихся под острым углом. При наличии на месторождении пологих и крутопадающих рудных тел (участок Кошар) предполагают [1], что согласные рудные тела должны рассматриваться как индикаторы секущих, залегающих глубже, и наоборот.

Литература

1. Королев А.В., Шехтман П.А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 111 с.

2. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматитических руд. М.: Недра, 1965. 505 с.

3. *Королев А.В.* Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент. Средняя и высшая школа, 1962. 183 с.

4. *Королев В.А.* Структурные типы рудных полей и месторождений Средней Азии. М: Недра, 1983. 213 с.

5. Шихин Ю.С. Рудоконтролирующие секущие структуры блокирования // Разведка и охрана недр, 1983. № 4. С. 11-14.

6. Шихин Ю.С. Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. М: Недра, 1991. 227 с.

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА И ОРУДЕНЕНИЯ

МАГМАТИЗМ И КОМПЛЕКСНОЕ УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

Душин В.А.

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия

В настоящее время известно большое количество промышленных типов урановых, редкометалльных и редкоземельных, в том числе комплексных полиметалльных месторождений, отвечающих эндогенному, экзогенному и метаморфогенному генетическим классам. Эндогенные месторождения, в подавляющем большинстве случаев, ассоциируют с субщелочными, щелочно-базитовыми и кислыми магматическими комплексами пород. Экзогенные редкометалльные объекты формируются при разрушении продуктивных интрузивных массивов вышеуказанных магматических формации с образованием остаточных кор выветривания, россыпей ближнего сноса (перемытые коры выветривания и коренные породы) или прибрежно-морских россыпей рутил-цирконильменитового состава. Метаморфогенные, стратиформные полигенные (золото)-уран-редкометалльные месторождения приурочены к древним зонам структурно-стратиграфических несогласию.

В настоящее время в пределах допалеозойского основания Уральской складчатой системы можно выделить два мегаблока – Ляпинский и Полярноуральский, различающихся как внутренним строением, так и спецификой осадконакопления, магматизма и минерагении. Первый включает несколько аккретированных, по-видимому, в раннем протерозое выступов дорифейского основания (Маньхамбовский, Малопатокский, Вангырский, Няртинский, Неркаюский), приуроченных к сводовым частям положительных интерференционных складчатых структур. Это приподнятые в складчатой системе фрагменты земной коры, обладающие слабодифференцированной морфоструктурой, осложненной положительными (купольными) морфоструктурами центрального типа. Полярноуральский мегаблок, относимый к северному сегменту Полеоконтинентального сектора, представлен крупнейшими структурами района – Малокарской и Харбейской антиформами, дорифейский фундамент которых слагают одноименные блоки-террейны. Как и на юге аккретирование дорифейских блоков происходило в конце раннего протерозоя, обусловив формирование композитного палеоконтинента с дальнейшим образованием платформенного чехла (RF₁). Последний в связи с развитием Палеоазиатского (доуральского) океана (RF_{2,2}) и его эволюции сформировал поперечные поднятия, сложенные островодужными (RF₂) и окраинно-континентальными (RF,-V) комплексами в пределах Собского, Оченырдского, Кожимского и Тимаизского (Маньхамбовского) поднятий [1]. В позднем палеозое мегаблоки были осложнены чешуйчатоскладчатыми дислокациями Орангского и Лемвинского аллохтонов, окончательно сформировавшими структуру региона.

Вопросы магматизма и строения складчатых структур Уральского Севера в связи с размещением в них уранового оруденения детально рассмотрены в работах 70[×]-80[×] гг. ХХ века И.Л. Лучинина, Ф.Ф. Тараканова, В.А. Верховцева и других исследователей [5]. Анализ размещения оруденения показал, что наряду с магматизмом, палеовулканическим фактором рудообразования самое серьезное значение имеет тектоническая позиция как самой минерализации, так и рудоносной «гранит-липаритовой» формации. При этом региональной рудоконтролирующей структурой в пределах Центрально-Уральского поднятия выступает «Приосевой структурный шов» [5], как элемент Полярно-Уральской зоны смятия по Ю.В. Чудинову [7]. Этот разлом «глубинного заложения» был установлен и прослежен вдоль практически всей приводораздельной (Европа-Азия) полосы Полярного и Приполярного Урала. Южным сегментом в пределах Маньхамбовского блока вышеназванной структуры является Кулемшорско-Маньхамбовская активизированная шовная зона как составной элемент более крупных Народо-Юбрышинского разлома и Приосевого структурного шва. Она представляет собой тектонически ослабленную зону шириной до 1 км (иногда до 3-х км) и протяженностью более 100 км, состоящей из клиньев (дизпликатов) разновозрастных (рифей-палеозой) породных комплексов и свит (хобеинской, щокурь-

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА...



Рис. 1. Эволюция магматизма и комплексного уранового оруденения Уральского Севера.

инской, пуйвинской, мороинской, тельпоской и др.), нередко сохранивших внутреннюю стратифицированность в пределах отдельных пластин и клиньев. Это своеобразные олистолиты меланжированных свит при отсутствии серпентинитового матрикса, который замещается углеродсодержащими образованиями.

В пределах Полярноуральского блока зона отчетливо, с севера на юг, трассируется системой субмеридиональных швов, известных под названиями Саурей-Яхинского, Орангско-Осовейского и Западного глубинных разломов, представляя собой структуру взбросо-надвигово типа, состоящую из серии сближенных сместителей, которая также сопровождается зонами катаклаза, милонитизации и смятия с интенсивной, часто беспорядочно ориентированной, микроскладчатостью и многочисленными сложно изгибающимися зеркалами скольжения. В истоках рр. Мал. Щучье, Мал. Хута и в долине р. Пайпудына она содержит тела серпентинитов неясной формационной принадлежности и диспликаты углеродистых сланцев (верх. р. Байдарата и др.), служащих, вероятно, своеобразным матриксом.

Возраст оруденения в пределах вышеназванных зон устанавливается на основании результатов комплекса изотопных исследований урановой и сопутствующей свинцовой и ториевои минерализации с учетом возраста рудовмещающих и рудоносных геологических формаций и метасоматитов (рис. 1). Проведенные в разные годы исследования свинец- свинцовым, уран-свинцовым, уран-ториевым методами дали широкий интервал цифр от 1300 до 200 млн.лет. Они подтверждают существование в регионе четырех базовых возрастных уровня формирования уранового оруденения и процессов преобразования минерализации – рифейского (TR, Th, U), вендкембрийского (U, Th), средне- позднепалеозойского (U, Ta, Nb) и мезозойского (U) [1,3,4,6]. Комплексное урановое оруденение контролируется специфическим магматизмом и гетерогенным региональным тектоническим швом (Приосевой шов) близким по морфоструктурным и возрастным характеристикам Собско(Салатимско) – Нундерминской активизированной шовной зоне, осложняющим рифейское («доуральское») и раннепалеозойское («уральское») структурно-стратиграфические несогласия, несущих золото-редкометалльное с торием и ураном полигенное и полихронное оруденение. Как в Полярноуральском, так и в Ляпинском и Маньхамбовском урановорудных районах, интенсивность (продуктивность) и характер полезной минерализации определяется совокупностью факторов, для которых предыстория основания играет существенную роль в качестве рудоподготовительного этапа. В этой связи, обрамление Маньхамбовского массива и Харбейского блока являются наиболее перспективными структурами, в которых наряду с мощнейшими довендскими предрудными и рудоподготовительными процессами проявлена продуктивная вулкано-плутоническая гранит-риолитовая и граносиенит-гранит-трахириолитовая (малых тел) ассоциации венд-кембрийского и палеозойско-раннемезозойского этапов соответственно [3, 4].

Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

2. Душин В.А. Активизированные шовные зоны – новый перспективный объект благороднометалльной металлогении на Полярном Урале /Региональная геология и металлогения № 29. 2006. С. 73-87.

3. Душин В.А., Фауст А.В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. № 35. 2008. С. 25-33.

4. Душин В.А. Особенности тектонической позиции комплексных урановорудных районов Уральского Севера // Геология и и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Т. III. Сыктывкар, 2009. С. 178-181.

5. *Тараканов* Ф.Ф., *Лучинин И.Л.* О тектонической позиции гранитовой формации Полярного и Приполярного Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 57-66.

6. *Щербин С.С.* Геологические условия формирования и локализации радиоактивно-редкометалльного оруденения в древних конгломератах // Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М: Наука. 1968. С. 50-67.

7. Чудинов Ю.В. О блоковом строении Полярного Урала // Докл. АН СССР, 1961. № 4. Т. 136.

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА...

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГРАНИТОИДАХ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ШАИМСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Ерохин Ю.В., Иванов К.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, erokhin-yu@yandex.ru

Шаимский нефтегазоносный район расположен на западной окраине Ханты-Мансийского автономного округа рядом с границей Свердловской области. В геологическом строении доюрского фундамента в пределах Шаимского райна выделяются две главные региональные структуры: 1. Триасовый Даниловский грабен, в пределах которого триасовые вулканогенные толщи максимально полно вскрыты скважинами. Даниловский грабен протягивается в субмеридиональном направлении через весь регион более, чем на 330 км, при ширине от 45 км до 90 км. Грабен имеет тектонические границы с расположенными западнее и восточнее его палеозойскими вулканогенными, осадочными и метаморфическими комплексами. Вдоль этих разломов местами отмечаются тела серпентинитов. 2. Позднепалеозойская гранито-сланцевая ось, известная как Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий Зауральского поднятия (его центральная, осевая часть), расположена восточнее Даниловского грабена. Эта структура также протягивается через весь Шаимский нефтегазоносный район (и далее в субмеридиональном направлении на сотни км, согласно с Даниловским грабеном), достигая в ширину 30-45 км.

Узбекская площадь расположена в центральной части Шаимского района. Ранее на этой территории был закартирован [1] плутон кислых пород овальной формы размером 9,5×6,5 км. Сам массив расположен в тектонической зоне разделяющей Даниловский грабен и «гранито-сланцевую ось» среди пород офиолитовой ассоциации. По всем признакам (геологическое строение, минералогия и геохимия пород) изученный плутон Узбекской площади относится к гранитоидам монцодиорит-гранитных серий, которые широко представлены в пределах «гранито-сланцевой оси» Шаимского района [2]. Центральная часть этого массива сложена относительно свежими монцодиоритами, краевая – сильно измененными субщелочными гранитоидами. Монцодиориты в пределах этой площади вскрыты четырьмя скважинами – 10352, 10353, 9073 и 9074. Их мине-



Рис. 1. Вкрапленность самородного серебра (Ag) в массе хлорита (Chl) среди кварца (Q) и биотита (Bi). Полированный шлиф Узб 9074/1762 м. Фото в отраженных электронах, Cameca SX-100.

Таблица 1

Эл-ты	Fe	Ag	Cu	Zn	Hg	Sb	Au	Te	Total
Самородное серебро									
1	0,35	98,39	0,04	0,30	-	-	-	-	99,08
2	2,67	96,17	—	0,11	—	-	0,02	—	98,97
3	1,62	98,12	_	0,07	0,02		0,08	0,02	99,93
4	1,22	98,43	_	0,03	0,02		0,03	—	99,73
5	1,08	98,48	0,05	-	_	-	-	-	99,61
6	2,19	97,95	0,01	0,07	-	-	-	-	100,22
7	2,27	97,87	0,06	0,08	0,07	-	0,08	0,06	100,49
Самородное золото									
8	1,59	2,02	-	—	—	0,06	95,65	—	99,32
9	1,77	1,87	0,11	-	-	0,04	96,03	-	99,82
10	2,09	1,76	0,06	-	-	0,01	95,31	-	99,23
11	2,87	2,25	0,42	_	-	0,07	94,57	_	100,18

Химический состав (в мас. %) серебра и золота из монцодиоритов

Примечание: анализы сделаны в ИГГ УрО РАН на микроанализаторе Cameca SX-100, аналитик В.В. Хиллер.

ральный состав представлен (в %): плагиоклазом (50-70), слюдой (10-15), амфиболом (10-15), кварцем (5-8), микроклином (10-15), ортопироксеном (5). Из вторичных минералов отмечаются хлорит, который развивается по амфиболу. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ильменит и пирит [4].

Монцодиорит из скважины 9074 (гл. 1762 м), которая расположена в краевой части массива, подвергся интенсивным вторичным изменениям. По первичному амфиболу (ферроэдениту) развивается интенсивная хлоритизация (магнезиальный шамозит) с вторичным ферроактинолитом и минералами группы эпидота, по плагиоклазу образуется тонкозернистый агрегат серицита с новообразованными индивидами альбита. В отдельных случаях по зернам плагиоклаза развивается пелитизация. Кроме того, в породе наблюдаются локальная карбонатизация в виде мелких прожилков (мощностью в доли мм, а длиной до 1 мм). Именно в таком сильноизмененном монцодиорите нами и было обнаружено золото-серебряное оруденение.

Самородное золото и серебро слагают в породе обильную вкрапленность в породообразующих минералах, а особенно среди хлоритовой массы. Какого-либо тяготения к скоплениям рудных минералов (ильменита и пирита) не отмечается. Зерна металлов характеризуются изометричными сечениями и мелким размером, не более 10-15 мкм (рис. 1). Края индивидов имеют неровную и занозистую поверхность. Под рудным микроскопом серебро отличается белой окраской, а золото – желтоватой, при этом все индивиды имеют высокую отражательную способность. В количественном отношении выделения серебра в породе резко преобладают над золотом.

По данным микрозондового анализа, самородное серебро (табл. 1, ан. 1-7) имеет высокую пробность (960-985 ед.) и содержит небольшие примеси железа (до 2,7 мас. %), цинка (до 0,3 мас. %), ртути (до 0,07 мас. %) и золота (до 0,08 мас. %). Золотины по данным химического состава (табл. 1, ан. 8-11) также характеризуются высокой пробностью (950-960 ед.) и содержат примеси железа (до 2,9 мас. %), серебра (до 2,3 мас. %), меди (до 0,4 мас. %) и сурьмы (до 0,07 мас. %).

Вышеописанные вторичные изменения минералов в монцодиорите и присутствие золотосеребрянного оруденения позволяет нам предполагать, что изученный гранитоид подвергался процессам пропилитизации. Подобные метасоматические изменения вполне обычны для гипабиссальных и приповерхностных интрузий, и, кроме того, для пропилитизированных пород характерно повышенное содержание золота, серебра, меди и других металлов [5]. Известно, что монцодиориты обычно формируются на ранних стадиях становления монцодиорит-гранитных комплексов, и позднее зачастую рвутся более кислыми производными магматического очага вплоть до пегматитов и жильных образований [3 и др.]. Всё это говорит в пользу того, что на заключительной стадии эволюции массива первичные монцодиориты могли подвергнуться метасоматическим преобразованиям. Вполне вероятно, что это произошло в результате прогрева от более

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА...

поздних гранитных жил и пегматитов, которые насыщенны флюидной составляющей, или в процессе постмагматической деятельности гранитоидов, во время которой формируются кварцевые жилы с метасоматическими оторочками. Какой из выше перечисленных процессов привел к пропилитизации монцодиоритов, нам трудно сказать, так как изучение керна не позволяет провести детализацию метасоматических преобразований с построением колонки.

Таким образом, нами впервые для доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района установлено золото-серебряное оруденение. Возможно, формирование благородно-металльной минерализации в измененных монцодиоритах связано с наложенным процессом пропилитизации. Поскольку этот район освоенный, фундамент залегает здесь на минимальной для Западной Сибири глубине, и уже вскрыт многочисленными скважинами, то изучение золото-серебряного оруденения в широко здесь распространенных монцодиоритах может быть не совсем бесперспективно.

Исследования проведены при поддержке РФФИ, № 09-05-12035-офи м.

Литература

1. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2003. Т. 1. С. 102-113.

2. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Федоров Ю.Н. и др. Вещественный состав плутонов «гранито-сланцевой оси» (Шаимский район, Западная Сибирь) // XIII Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 9-13.

3. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: УрО РАН, 1994. 247 с.

4. Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Иванов К.С. Минералогия монцодиоритов Узбекской площади Шаимского района (Западной Сибирь) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. № 5. С. 74-81.

5. Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь. М.: Недра, 1989. 590 с.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МАГМАТИЗМА, МЕТАСОМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ НА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АПОГРАНИТОВОГО ТИПА

Зарайский Г. П.

Институт экспериментальной минералогии РАН, zaraisky@iem.ac.ru

Характеристика редкометальных месторождений апогранитового типа.

Понятие о редкометальных месторождениях апогранитового типа было впервые введено в литературу А.А Беусом и др. [1] после открытия в Советском Союзе в 50-х годах прошлого века нового типа редкометальных месторождений Та, Nb, Be, W, Sn, локализованных в куполах интенсивно метасоматически измененных (альбитизированных и грейзенизированных) гранитов, наиболее яркими прототипами которых являются Орловское и Этыкинское месторождения тантала в Восточном Забайкалье. Для этих месторождений характерно широкое развитие литиевых слюд и топаза. В последующем оказалось, что исходными породами в данном случае были не обычные биотитовые граниты, а сильно обогащенные литием и фтором гранитные породы, названные В.И. Коваленко [5] «литий-фтористыми гранитами», изначально содержавшими магматические литиевые слюды и топаз. Открытие этих месторождений в середине 50-х годов ХХ века стимулировало поиски и находки рудных объектов аналогичного типа в других районах мира. Среди них можно назвать Вознесенское, Пограничное, Снежное в России, Йичун, Гейян, Нанпин, Лиму в Китае, Абу-Даббаб и Нувейби в Египте, Эшасьер (Бовуар) во Франции, Фуке в Тайланде. Значительно шире во всем мире распространены сами литий-фтористые граниты и их субвулканические аналоги – онгониты, всегда несущие повышенные концентрации Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W и других редких металлов. Их мелкие массивы и дайки известны в Забайкалье и При-

байкалье, на Дальнем Востоке, Алтае, Восточном Саяне, Туве, Чукотке, в Карелии, за рубежом – в Монголии, Китае, Казахстане, Узбекистане, Таджикистане, в Чехии и Германии (Рудные горы), Франции, Испании, Португалии, Англии, Шотландии, Финляндии, Египте, Алжире, Нигерии, Уганде, ЮАР, Канаде, США, Мексике, Перу, Бразилии и в других странах. Как правило, с литий-фтористыми гранитами связаны рудопроявления тантала и признаки непромышленной минерализации.

Рудоносные Li-F граниты принадлежат к гранитоидам щелочноземельного ряда. По морфологии они представляют собой, небольшие куполообразные тела 0,5-2 км в диаметре («штоки»), сложенные примерно в равных соотношениях кварцем, альбитом и микроклином (часто амазонитом), с небольшим количеством литиевых слюд (лепидолита, циннвальдита) и топаза. Рудные тела субгоризонтальны, локализованы в верхней части гранитных куполов обычно под экраном ороговикованных песчано-сланцевых пород. Промышленное оруденение распространяется на глубину не более 100 м от контакта с кровлей и представлено мелкой рассеянной вкрапленностью колумбита-танталита, реже микролита и стрюверита в альбитизированных и грейзенизированных гранитах. Рудами являются сами минерализованные граниты в верхней части куполов. Контуры рудных тел выделяются только по данным опробования. Руды бедные (0,010-0,034 мас. %), месторождения по запасам мелкие и средние – от первых тыс. до 10-15 тыс. т., но их морфология благоприятна для разработки открытым способом – неглубокими карьерами. К тому же для руд характерно повышенное Та/Nb отношение. Месторождения апогранитового типа являют собой замечательный пример теснейшей взаимосвязи магматизма метасоматизма и рудообразования.

Роль магматических факторов в образовании редкометальных месторождений Та, Nb, Li, Sn, W, Mo, Be, Bi, связанных с гранитами.

В настоящее время наиболее общепринятым является представление о том, что литийфтористые граниты образуются в результате максимально глубокого кристаллизационного фракционирования гранитного расплава, протекающего с последовательным накоплением в нем лития и фтора, что обеспечивает на конечном этапе возможность магматической кристаллизации литиевых слюд и топаза [5]. Обогащение фтором и литием понижает температуру плавления гранита и смещает эвтектику в область составов более бедных кварцем и обогащенных альбитом относительно ортоклаза. Поэтому литий-фтористые граниты обычно имеют содержание SiO₂ менее 73 мас. % и сумму щелочей Na₂O+K₂O ≥8 % при Na₂O>K₂O. Важно, что параллельно с возрастанием степени фракционирования от обычных гранитов к литий-фтористым в остаточном расплаве происходит накопление не только Li и F, но также промышленно важных редких металлов W, Mo, Sn, Bi, Be, Ta, Nb, Li и др. вплоть до концентраций, обеспечивающих образование их месторождений.

Во всем мире, где известны проявления танталовой минерализации в литий-фтористых гранитах (Россия, Франция, Португалия, Китай, Египет, Чехия, Германия, Англия и др.), как правило, в непосредственной территориальной близости от них присутствуют и жильно-грейзеновые месторождения или рудопроявления Sn, W, Be, Мо и др., связанные с несколько более ранними и значительно более крупными (20-30 км) массивами биотитовых и лейкократовых гранитов что, несомненно, обусловлено общностью их геологической истории. На примере изученного нами редкометального кукульбейского (Ј.) гранитного комплекса Восточного Забайкалья показано, что все граниты кукульбейского комплекса имеют единую петрохимическую и геохимическую специфику [4]. Из породообразующих элементов все они сильно обеднены Мg, Ca, Fe и Ti, а из малых элементов – V, Co, Ni, Sr, Ba, Zr, REE, Y и P. Указанные элементы испытывают уменьшение содержания в последовательных фазах внедрения гранитов: биотитовый гранит (1-я фаза) → лейкогранит (2-я фаза) → литий-фтористый гранит (3-я фаза). В этом же ряду фракционирования столь же последовательно возрастает в гранитах содержание таких редких элементов, как F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, Nb, Bi. Материнские биотитовые граниты 1-й фазы безрудные. С лейкогранитами 2-ой фазы связаны грейзеновые Sn-W месторождения (Спокойнинское, Букукинское. Белухинское и др.), а заключительные куполообразные штоки амазонитовых Li-F гранитов 3-й фазы вмещают в своей верхней части танталовые месторождения «апогранитового» типа: Орловское, Этыкинское, Ачиканское. Все гранитные породы комплекса близки по абсолютному возрасту - 142±0,6 млн. лет.

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГМАТИЗМА...

Возникает естественный вопрос, почему на фоне резкого количественного преобладания в мире безрудных гранитов некоторые гранитные комплексы оказываются редкометальными? Несомненно, большое значение имеет глубина фракционирования расплава. Геологами было давно подмечено, что рудоносными на редкие металлы бывают только многофазные гранитные интрузии. Наиболее четко этот тезис был сформулирован В.С. Коптивым-Дворниковым на примере гранитов Центрального Казахстана, а затем он получил теоретическое обоснование в работах И. Д. Рябчикова. Все редкие рудные металлы редкометальных гранитов характеризуются низкими кларковыми содержаниями в континентальной земной коре и относятся к «несовместимым» по отношению к главным минералам гранитов – полевым шпатам и кварцу. По своим химическим свойствам они имеют высокое сродство к кислороду и к гранитному расплаву, благодаря чему накапливаются в остаточном расплаве, обогащая собой поздние дифференциаты эволюционных гранитных серий. Однако одного этого объяснения не достаточно.

По нашему мнению, решающее значение для появления редкометальных гранитов имеет их предыстория. У редкометальных гранитов должен быть «короткий тренд дифференциации», выражающийся в отсутствии у них предшественников более основного состава – диоритов, монцонитоидов, габброидов, в темноцветных и особенно в акцессорных минералах которых рассеваются редкие металлы [2]. При кристаллизационной дифференциации, начинающейся от исходного гранитного расплава, несовместимые редкие элементы не имеют возможности рассеиваться в кристаллизующихся минералах (кварце и полевых шпатах) и накапливаются в остаточном расплаве. Возможность появления материнского расплава изначально гранитного состава обычно реализуется в посторогенных активизационных условиях растяжения и заложения троговых впадин по периферии ранее консолидированных коллизионных областей. Источником таких автономных (первичных) гранитных расплавов могло быть анатектическое или палингенное плавление гранитогнейсового субстрата верхней континентальной коры, происходившее, скорее всего, в ее низах вблизи границы Конрада. По-видимому, условия плавления более легкоплавкой верхней континентальной коры без плавления нижней коры достигаются в достаточно редких случаях глубокого опускания верхней коры в область повышенных температур (20-25 км). Дополнительным источником тепла при этом может быть поток мантийных флюидов, поступающих по глубинным разломам в областях тектоно-магматической активизации консолидированной коры [2, 3].

Зародившийся в низах верхней континентальной коры гранитный расплав поднимался по глубинным разломам на гипабиссальный уровень и внедрялся в виде линзообразных или лакколитообразных субгоризонтально ориентированных тел, обычно контролирующихся границей кристаллического докембрийского фундамента и фанерозойского чехла. По геологическим и геофизическим данным, размеры таких гранитных тел в плане составляют 20-30 км при мощности в центральной части до 5-8 км и расположении кровли массива на глубине 2-3 км от палеоповерхности. Дальнейшее фракционирование расплава и образование последовательных фаз внедрения предположительно происходило на гипабиссальном уровне по механизму внутрикамерной дифференциации расплава. По теплофизическим расчетам длительность полной кристаллизации такого интрузива составляет порядка 600 тыс. лет [2]. Появление последовательных фаз внедрения связано с периодическим трещинообразованием в верхней консолидированной части материнского интрузива и выдавливанием по трещинам вверх остаточного расплава, образующего купольные структуры на поверхности главного тела. Литий-фтористые граниты представляют собой наиболее поздние порции внедрения расплава и образуют мелкие тела (штоки, купола) диаметром 0,5-2,0 км и мощностью 0,3-0,5 км.

Согласно экспериментальным данным, полученным В.Ю. Чевычеловым и Г. П. Бородулиным [3], коэффициенты распределения Та и Nb между фторидным водным флюидом и гранитным расплавом в интервале температур 800-650 °C лежат в пределах 0,006-0,003. Благодаря столь высокому сродству к расплаву, Та и Nb не могут перейти в водный флюид и, в случае отделения флюида, остаются в расплаве до конца его кристаллизации, а в конце выделяются в виде микронной вкрапленности колумбита по границам зерен породообразующих минералов гранита, что подтверждено прямыми наблюдениями на микрозонде. Валовое содержание Та в метасоматически неизмененных разностях Li-F гранитов и онгонитов кукульбейского комплекса находится на уровне ≤30-50 ppm Ta₂O₅ при бортовом содержании в рудных телах Орловки и Эты-

ки 90 ppm и среднем содержании в рудах этих месторождений 130-140 ppm. Балансовые оценки фракционирования гранитов по уравнению Рэлея-МакФи показывают, что для получения в остаточном расплаве литий-фтористых гранитов содержания тантала на уровне 30 ppm, родоначальный Хангилайский массив биотитовых гранитов, имеющих исходное среднее содержание тантала 5,6 ppm, должен закристаллизоваться на 93 % [2]. Едва ли можно допустить возможность достаточной для внедрения сегрегации остаточного расплава из межзернового пространства массива при еще более высокой степени кристаллизации магмы. Следовательно, только путем магматического кристаллизационного фракционирования получить в итоге рудные концентрации тантала невозможно.

Роль метасоматических факторов в образовании редкометальных месторождений Ta, Nb, Li, Sn, W, Mo, Be, Bi, связанных с гранитами.

Накопление Sn, W, Мо в остаточных гранитных расплавах, как правило, значительно ниже концентрации насыщения расплава по этим металлам, поэтому они, так же, как Та и Nb, не могут кристаллизоваться непосредственно из гранитной магмы в виде самостоятельных минеральных фаз и рассеваются в больших объемах кристаллизующихся лейкогранитов. Однако, в отличие от тантала и ниобия, Sn, W и Мо имеют более высокие коэффициенты распределения флюид/расплав, и поэтому могут в значительных количествах переходить в гидротермальный флюид при его отделении от расплава на магматическом этапе. По данным В.Ю. Чевычелова, коэффициенты распределения Мо и W между флюидом и расплавом находятся на уровне 0,1-1,0 и увеличиваются с изменением состава расплава от гранодиоритового к гранитному и лейкогранитному [3]. Олово, по экспериментальным данным И.Д. Рябчикова и др., также имеет близкие значения коэффициентов распределения С флюид / С расплав 0,2-0,4. Эти данные хорошо согласуются с геологическими закономерностями генетической связи грейзеновых месторождений Sn, W и Мо с лейкогранитами и с гидротермально-метасоматическим, а не магматическим, способом их образования. Причем становится понятной приуроченность грейзеновых месторождений Sn. W и Мо к уровню умеренной степени дифференциации гранитной магмы, так как именно у лейкогранитов коэффициенты распределения между флюидом и расплавом имеют максимальные значения.

Многими экспериментальными работами установлено, что Sn, W и Mo и другие металлы типичные для грейзеновых месторождений могут переноситься в значительных количествах гидротермальными хлоридными и фторидными флюидами и отлагаться из них в составе рудных минералов при понижении температуры и давления, образуя месторождения. Растворимость этих металлов, как в хлоридных, так и во фторидных растворах достаточно высока, в интервале температур 300-600 °C она находится на уровне 10^{-4} - 10^{-2} -моль/кг H₂O и имеет положительную температурную зависимость [2]. Массоперенос и отложение рудных металлов грейзеновых месторождений W, Sn, Mo, Be происходит при участии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов, отделяющихся от магматического расплава на стадии его фракционирования до уровня лейкогранита и Li-F-гранита. Раннему отделению водной флюидной фазы благоприятствует высокое содержание воды в расплаве.

В то же время, Та и Nb, как это было обосновано выше, благодаря исключительно высокому сродству к расплаву не могут перейти в водный флюид при его отделении на магматическом этапе эволюции рудно-магматической системы и остаются в силикатном расплаве до конца его кристаллизации. Однако, появление даже бедной акцессорной вкрапленности колумбита и других тантало-ниобатов в межзерновом пространстве Li-F гранитов после их кристаллизации кардинально меняет ситуацию на постмагматическом этапе. Перенос и отложение тантала гидротермальными растворами в количествах, достаточных для формирования его месторождений, давно предполагался многими геологами, однако возможность транспорта тантала водными растворами ранее никем не была доказана экспериментально. Решение этого вопроса потребовало постановки и проведения специальных экспериментальных исследований в условиях температур, давлений и составов растворов, соответствующих физико-химическим параметрам постмагматических процессов в куполах литий-фтористых гранитов. Принципиально важное значение для понимания генезиса танталовых месторождений апогранитового типа имеет впервые экспериментально установленный нами факт высокой растворимости тантало-ниобатов во фторидных растворах, что доказывает возможность последующей мобилизации и переотложения Та и Nb водным флюидом [3]. Полученные данные по растворимости танталита-колумбита в гидротермальных растворах позволяют говорить о возможности реального переноса Та и Nb только достаточно высоко концентрированными (0,1 моль/кг H₂O и выше) фторидными растворами, главным образом, HF, KF, LiF и в меньшей степени, NaF. Концентрация тантала и ниобия во фторидных растворах, равновесных с колумбитом находится на уровне $10^{-4}-10^{-2}$ моль/кг H₂O, что более чем достаточно для их реального массопереноса. Заметим, что применение разработанных А. М. Аксюком слюдяных геофториметров показало, что концентрация фтора во флюидах литий-фтористых гранитов Орловского и Этыкинского месторождений достигала очень высоких величин – 0,5-2,0 моль/дм³ H₂O [3]. Фторидный водный флюид не в состоянии отобрать тантал у расплава, но он обладает высокой растворяющей способностью по отношению к колумбитутанталиту и другим минералам тантала и ниобия, что делает возможным последующую мобилизацию и переотложение Та и Nb на постмагматическом этапе. Вместе с тем экспериментально установлено, что хлоридные и карбонатные растворы не способны транспортировать Та и Nb в количествах, необходимых для образования их промышленных концентраций, так как концентрация Та и Nb в этих растворах находится на очень низком уровне $10^{-8}-10^{-5}$ моль/кг H₂O.

Таким образом, на основании геологических и экспериментальных данных может быть предложена «двухступенчатая» модель образования редкометальных месторождений тантала апогранитового типа [3, 4]. На первом магматическом этапе происходит концентрирование тантала по механизму фракционирования гранитного расплава, что позволяет увеличить концентрацию Та от близких к кларковым значений 2-5 ppm в материнских биотитовых гранитах до 30-50 ppm в их конечных дифференциатах – литий-фтористых гранитах и онгонитах. Дальнейшее концентрирование Та до промышленного уровня 100-350 ppm, по-видимому, происходит гидротермально-метасоматическим путем при грейзенизации и альбитизации гранитов восходящими потоками богатых фтором постмагматических флюидов с переотложением и накоплением тантало-ниобатов в верхней части куполов Li-F гранитов под экраном ороговикованной сланцевой кровли. Доказательством справедливости этой модели может служить приуроченность месторождений тантала только к гидротермально измененным альбитизированным и грейзенизированным литий-фтористым гранитала только к подротермально измененные разности содержат только непромышленную минерализацию тантала на уровне не выше 50 ppm.

Литература

1. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин Ф.Ф. и др. Альбизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.:Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.

2. Зарайский Г.П. Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: Фонд им. акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105-192.

3. Зарайский Г.П, Чевычелов В.Ю., Аксюк А.М. и др. Экспериментальное обоснование физико-химической модели генезиса месторождений тантала, связанных с литий-фтористыми гранитами // Экспериментальные исследования эндогенных процессов: Черноголовка: РИО ИПХФ РАН, 2008. С. 86-109.

4. Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. и др. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология, 2009. Т. 16. № 1. С. 28-50.

5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука СО, 1977. 207 с.
АНКАРАМИТЫ – РОДОНАЧАЛЬНЫЕ РАСПЛАВЫ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ТЫЛАИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА. АНАЛОГИ АНКАРАМИТОВ НА УРАЛЕ

Пушкарев Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, pushkarev@igg.uran.ru

Одной из наиболее дискуссионных проблем генезиса дунит-клинопироксенит-тылаитовых (габбровых) комплексов Урало-Аляскинского типа является происхождение огромных масс тылаитов и клинопироксенитов, с которыми часто связаны значительные концентрации титаномагнетитовых руд. Так, на уровне современного эрозионного среза в структуре Платиноносного пояса Урала количество клинопироксенитов и тылаитов во много раз превышает количество дунитов, и может быть сопоставлено лишь с объемами ассоциирующих габбро. Эта особенность определяет высокоизвестковистый петрохимический уклон комплексов [6], поскольку все эти породы обладают высоким отношением CaO/Al₂O₂>>1, существенно превышающим таковое в хондритах, в примитивной мантии или в магмах, связанных с ее плавлением (CaO/Al₂O₂=0,8-0,9). Предположение о том, что эти породы могли быть сформированы при дифференциации высокоизвестковистых ультраосновных мантийных магм типа оливиновых клинопироксенитов или тылаитов [2-5], является одним из возможных вариантов решения этой проблемы. В природе имеется множество примеров существования расплавов подобного типа. К ним можно отнести меймечиты Восточной Сибири, анкарамиты молодых и современных островных дуг Пацифики и др [1, 6, 8, 9, 11-13]. Наиболее близкими к расчетным составам первичных магм, родоначальных для дунит-клинопироксенитовых массивов Урало-Аляскинского типа [2, 3], являются примитивные островодужные анкарамиты [8, 11, 12, и др.]. Так, на вероятную генетическую связь зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Юго-Восточной Аляски с проявлениями анкарамитового магматизма указывал в своих публикациях еще Т.Н. Ирвин [10].

В последние годы была проведена серия экспериментов, показавших возможность образования высоко-Са ультраосновных анкарамитовых расплавов как в результате плавления деплетированной гарцбургитовой мантии в присутствие воды и углекислоты при давлении около 1,5 Gpa и температуре около 1350 °C [9, 13], так и в результате плавления амфиболсодержащих верлитовых субстратов при давлении 1,0-1,2 Gpa и температуре около 1200 °C [11]. При этом особо отмечается, что присутствие амфибола в плавящемся мантийном материале способствует формированию нефелин-нормативных расплавов. Физические параметры этих экспериментов примерно соответствуют расчетным условиям генерации ультраосновных известковистых расплавов, которые были сформулированы нами на основе изучения магматических клинопироксенитов Урала, их химического состава, минералогии и котектических соотношений оливина и клинопироксена [3-5].

Наиболее близки к анкарамитам по структурно-минералогическим и химическим особенностям псевдолейцитовые тылаиты из дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала [6], оливиновые клинопироксениты кольцевых интрузий молостовского комплекса и жильные вебстериты восточно-хабарнинского комплекса в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале [4, 5]. Все эти породы характеризуются порфировидными структурами с многочисленными вкрапленниками клинопироксена и, реже, оливина. Они обладают высокими содержаниями MgO=10-16 мас. %, Al₂O₂=6-10 мас. %, CaO/Al₂O₂=1,1-1,5, Fe/(Fe+Mg)= 0,3-0.4. Однако, часто породы, входящие в состав абиссальных интрузий, теряют структурные признаки, свойственные анкарамитам, - порфировидность, в результате проявления процессов высокотемпературных деформаций и перекристаллизации, но сохраняют черты петрохимического сходства. Объем таких пород на Урале существенно превышает объемы пород, описанных выше. К ним может быть отнесена значительная часть битовнитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала, вебстериты в составе стратифицированной дунит-клинопироксенит-вебстеритгаббро-норитовой интрузии ВХК. Значительные массы верлитов и клинопироксенитов с высоким CaO/Al₂O₂ отношением входят в структуру краевых полосчатых комплексов крупных лерцолитовых массивов Южного Урала: Нуралинского, Миндякского, Кракинского и др. Для их об-

разования требуется интенсивное фракционирование клинопироксена, что возможно лишь в связи с эволюцией и кристаллизацией на глубине расплавов анкарамитового типа. Косвенным подтверждением этому предположению служит присутствие в лерцолитовых массивах и обрамляющих зонах меланжа высокобарических гранатовых клинопироксенитов и пироповых вебстеритов с высоким CaO/Al₂O₃ отношением. В заключении следует отметить, что на Урале для палеозойского мафит-ультрамафитового магматизма разных геодинамических режимов развития складчатого пояса часто отмечаются петрохимические признаки повышенной известковистости – в различной степени повышенные CaO/Al₂O₃ отношения. В породах фиксируется постоянное присутствие или даже ведущая роль клинопироксена. Огромные объемы клинопироксенитов в составе Платиноносного пояса Урала являются наиболее яркой иллюстрацией масштабов проявления анкарамитового магматизма, связанного с процессами, происходящими в аномальной метасоматизированной мантии.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты: 09-05-00911-а) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. Васильев Ю.Р. Ультраосновные вулканиты севера Сибирской платформы // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 150-160.

2. Попов В.С., Никифорова Н.Ф. Происхождение ультрамафитов и габброидов Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Известия вузов. Геология и разведка, 2001. № 3. С. 47-61.

3. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

4. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Минералого-петрохимическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: УКГИН, ИГГ УрО РАН, 1995. С. 100-119.

5. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 3. С. 13-23.

6. *Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992. № 4. С. 74-84.

7. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 160 с.

8. *Della-Pasqua F. N., Varne R.* Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 291-312.

9. Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc Ankaramites: Primitive Melts from Fluxed Refractory Lherzolitic Mantle // Journal of Petrology, 2004. V. 45. № 2. P. 391-403.

10. *Irvine T.N.* Bridget Cove volcanics, Juneau are, Alaska: possible parental magma of alaskantype ultramafic complexes // Carnegie Institute Year-Book-72, 1973. P. 478-491.

11. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P. et al. Melting of Amphibole-bearing Wehrlites: an Experimental Study on the Origin of Ultra-calcic Nepheline-normative Melts // Journal of Petrology, 2007. Vol. 47. № 3. P. 481-504.

12. *Mossman D.J.* High-Mg Arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland // The Canadian Mineralogist, 2000. Vol. 38. P. 191-216

13. Schmidt M.W., Green D.H., Hibberson W.O. Ultra-calcic Magmas Generated from Cadepleted Mantle: an Experimental Study on the Origin of Ankaramites // Journal of Petrology, 2004. Vol. 45. № 3. P. 531-554.

РОДОНАЧАЛЬНЫЕ РАСПЛАВЫ ПИКРИТОВЫХ МАГМ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КАМСКО-БЕЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Сазонова Л.В.*, Носова А.А.**

*МГУ им. М.В.Ломоносова, sazonovalv52@mail.ru **ИГЕМ РАН, nosova@igem.ru

Большой интерес, проявляемый во всем мире к пикритам, вызван тем, что они являются весьма информативными в отношении процессов, протекающих в верхней мантии в областях внутриплитных обстановок, поскольку эти примитивные породы наиболее близки к первичным расплавам. Широкое распространение пикритов часто рассматривается как несомненное свидетельство плюмовой природы тех магматических ассоциаций, в составе которых они участвуют, так как только плюмы могут обеспечить температурные условия, необходимые для масштабного выплавления столь высокомагнезиальных составов при высоких давлениях.

В настоящем сообщении представлены результаты детального изучения мезопротерозойских пород пикритового состава западного борта Ишлинско-Шатской грабеновой зоны (Ямантауский антиклинорий), находящейся в южной части Башкирского мегантиклинория и входящей в состав Камско-Бельской магматической провинции (КБП). Эта крупная (не менее 500×500 км²) провинция была сформирована в восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в Волго-Уральской области и Башкирском мегантиклинории (БМА) в мезопротерозойское время [1, 3 и др].

Базитовые породы КБП весьма интенсивно изучены, как эффузивные (машакские вулканиты), так и интрузивные (например, для крупного рудоносного Копанско-Кусинского массива). Однако проблемы, посвященные определению состава родоначальных магм, условиям их зарождения и их эволюции, освещены недостаточно.

Основной целью настоящей работы является установление состава первичных расплавов, которые являются исходными для разнообразных мезопротерозойских базит-ультрабазитовых проявлений в восточной части ВЕП, в Камско-Бельской магматической провинции.

Основное внимание уделено геохимии и петрологии интрузивных тел пикритового состава Ишлинского района в Ямантауском антиклинории центральной части БМА [1].

Изученные породы имеют следующие географические привязки. На южной окраине дер. Ишли (53°53,593' с.ш., 57°47,592' в.д.) среди высокомагнезиальных габбро-долеритов, прорывающих раннерифейские терригенно-карбонатные породы, в полосе северо-западного простирания размером 40×100 м фиксируются элювиальные выходы пород пикритового состава. Породы в различных глыбах имеют разные структуры и несколько различный минеральный состав и соответствуют двум фазам внедрения высокомагнезиальных расплавов (ниже эти магматические тела будем называть Ишля-1 и Ишля-2).

Третье тело находится в районе бывшего ж/д разъезда Курманай на левом берегу реки Большой Инзер (53°55,944' с.ш., 57°49,251' в.д.). Оно залегает в доломитах раннерифейского возраста, имеет видимую мощность до 5 м (далее – магматическое тело Инзер). Геологическая ситуация дает возможность предполагать, что тело представляет собой силл.

Магматические тела Ишлинского района по геохимической специфике и характеру залегания аналогичны хорошо изученным дайкам и силлам Бакало-Саткинского района [3] и принадлежат одной мезопротерозойской магматической провинции.

Пикриты Ишля-1 сложены вкрапленниками (до 80 %) Ol, Cpx и Opx (с преобладанием Ol) и основной массой, состоящей из лейст Pl, между которыми располагаются мелкие зерна Opx и Cpx. Примерно 2 % породы составляет Cr-Spl. Общая структура породы – криптовая, структура основной массы – офитовая. Пикриты Ишля-2 имеют гипидиоморфнозернистую, местами пойкилитовую структуру, и состоят из примерно равных количеств Ol, Opx, Cpx (в сумме 80-85 %), Pl (до 15 %), небольшого количества Bt (до 5 %); акцессорные минералы – Cr-Spl (1-2 %). Пикриты тела Инзер по структуре и набору минералов соответствуют породам магматического тела Ишля-2, отличаясь меньшим количеством Ol, Cr-Spl, большим количеством Pl (около 20 %) и наличием, кроме Cr-Spl, таких акцессорных минералов, как Mt и Ilm.

Для того чтобы установить природу родоначального расплава, необходимо определить первичную ликвидусную ассоциацию для него. Учитывая высокую магнезиальность рассматриваемых пород, исходные магмы имели оливинсодержащий источник, и Ol должен был быть ликвидусной фазой этих расплавов.

Составы наиболее магнезиального Ol (mg#=0,90-0,91) и ассоциирующего с ним Cr-Spl с mg#=0,47 и сr#=0,66-0,68 из пород тела Ишля-1 попадают в поле мантийной корреляции. Это дает основание принимать состав $Fo_{91,3}$ – наиболее магнезиального Ol, в качестве Ol, равновесного с минимально фракционированной мантийной выплавкой – родоначальным расплавом. О близости к родоначальному расплаву пород Ишля-1 свидетельствуют петрографические («закалочный» облик и отсутствие большого количества кумулусной фазы) и минералогические (присутствие ликвидусного Ol с Fo = 91) признаки при соответствующих геохимических характеристиках, отвечающих равновесию с мантийным Ol (mg# = 0,78, содержание Ni>400-600 ppm, низкое значение $\delta^{18}O = 5,3$ ‰).

Тем не менее, родоначальные расплавы несомненно испытали контаминацию коровым материалом. Даже по отношению к расплаву с наиболее высоким содержанием FeO (из наиболее вероятных первичных составов с 8-11 мас. % FeO), состав пород Ишля-1, который наиболее близок к равновесному для Fo_{91,3}, обогащен кумулусным Ol. Аналогичный вывод следует и из рассмотрения содержания Ni в породе (1143 ppm). Среднее содержание NiO в Ol породы Ишля-1 составляет 0,40 %, соответственно, в зависимости от принятой величины D_{Ni} – коэффициента распределения Ni между расплавом и оливином (D_{Ni} = 4, [7] или D_{Ni} = 5,47, [10]) равновесный расплав должен был содержать 785-575 ppm Ni. Из простого уравнения смешения следует, что избыток Ni, который наблюдается в породе Ишля-1, обеспечивается присутствием 15-22 % кумулусного Ol.

Таким образом, можно полагать, что порода тела Ишля-1, по составу наиболее близкая к первичным расплавам, образовалась из: 1) родоначального расплава; 2) ассимилированного корового вещества; 3) кумулуса. Петрографические особенности этой породы – резкое преобладание ОІ среди вкрапленников – позволяет предположить, что в составе кумулуса доминировал этот минерал.

Для расчета состава родоначального расплава из состава породы Ишля-1 следует исключить вклад корового вещества и кумулусного Ol. Поскольку данные о конкретных составах пород фундамента Ишлинско-Шатакского грабена, которые выступали в качестве контаминирующего вещества, отсутствуют, мы для расчета принимаем в качестве контаминанта средний состав верхней коры [9].

Состав родоначального расплава был рассчитан путем последовательного удаления из состава «родоначальный расплав+кумулат» равновесного оливина до достижения состава, равновесного с $Ol_{91.3}$, с помощью программы Petrolog при условиях, что порода содержит фенокристы Ol_{91} - Ol_{80} и f_{O2} отвечает FQM. Результаты расчетов показали, что доля кумулусного оливина составила 23,7 %, что близко к расчетам по содержанию Ni.

Итак, расчеты показали, что состав родоначального расплава был весьма близок породе Ишля-1 и характеризовался высоким содержанием MgO – 19,6 мас. %. Очевидно, что наиболее надежно для родоначального расплава можно оценить содержания MgO и FeO, поскольку они контролируются составом наиболее магнезиального оливина, обнаруженного в породе, и независимыми (определенными по Ol-Cr-Spl-Opx ассоциации) оценками f_{02} . В то же время вариации величины коэффициента Fe-Mg распределения между оливином и расплавом Kd _{ol-m} на 0,01 могут привести к различию рассчитанных величин MgO в ± 1мас. %.

Однако наибольшая неопределенность в расчетах связана с допущениями при выборе контаминанта. Поэтому полученные для родоначального расплава содержания SiO₂ (49,57 %) и K₂O (1,10 %) представляются завышенным за счет произвольного выбора состава контаминирующего корового материала.

Несмотря на все принятые допущения и неопределенности в оценках состава, высокие содержания MgO (около 19-20 мас. %) в родоначальном расплаве не вызывают сомнений. Они сопоставимы с высокомагнезиальными первичными расплавами, предполагаемыми для пикритов из внутриплитных провинций, связанных с крупными плюмами как океанических, так и кон-

тинентальных обстановок. Так, содержание MgO около 20 мас. % имели родоначальные расплавы мезозойских коматиитов о-ва Горгона [5], пикритов Шпицкопп, связанных с провинцией Этендека [12], палеогеновых пикритов Западной и Восточной Гренландии [7, 13]. В то же время содержания MgO в родоначальном расплаве, оцененном для уральских пикритов, ниже, чем предполагаемые для первичных расплавов некоторых пикритов из внутриплитных континентальных провинций (Эмешьян в ЮЗ Китае – 22-23 % MgO, [14, 4]; пикриты и коматииты Этендеки в ЮЗ Африке – 16-24 % MgO, [11]; меймечиты Сибирской провинции – 25 % MgO, [2]). Для последних вероятно формирование в очень глубинных условиях (6 ГПа для меймечитов, [2]) либо при экстремально высоких степенях плавления субстрата (45 %) на небольших глубинах (<2 ГПа) для коматиитов Этендеки [11].

В породах Ишлинского района, как и в лавах машакского комплекса [3], спектры распределения тяжелых REE имеют слабо - умеренно фракционированный характер, что указывает на ограниченную роль граната в составе их мантийного источника и свидетельствует, о том, что основной объем расплавов отделялся от источника в области шпинелевой фации глубинности. Тем не менее, преимущественно в Бакало-Саткинском районе встречаются магматические тела, в породах которых отношение (Dy/Yb)_n возрастает до 1,5-1,6. Высокий уровень фракционирования тяжелых REE в этих породах, вероятно, связан с более глубокими, гранатсодержащими, областями зарождения первичных расплавов, дифференциатами которых они являются. Это предположение вполне подтверждается для пород КБП распределением (Gd/Yb)_n и Lu/Hf отноше-

Рис. 1. Диаграмма (Gd/Yb)_n – Lu/ Нf для мезопротерозойских пород Камско-Бельской провинции:

1-3 - породы: 1 дайки и силлы габбродолеритов и пикритов БМА и Волго-Уральской области, данная работа; 2 - базальтовые лавы машакского комплекса [3]; 3 – дайки и силлы габбродолеритов и пикритов Бакало-Саткинского района БМА [3]. 4-5 средний состав коры по [9]: 4 – верхней (UC), 5 – нижней (LC); 6-8 – линии смешения выплавок: 6 -15 и 20% степени плавления из гранатового лерцолита с 5 и 25 % степени плавления шпинеле-



вого лерцолита с геохимическими характеристиками DM, 7-8 – смеси выплавок с преобладанием производных гранатового лерцолита с материалом верхней коры, 8 - смеси выплавок с преобладанием производных шпинелевого лерцолита с материалом верхней коры.Плавление мантийных источников рассчитано для случая немодального фракционного плавления, состав гранатового лерцолита принят как Ol60+Opx20+Cpx10+Gar10, ассоциация, переходящая в расплав, как Ol3+Opx16+Cpx88+Gar9, для шпинелевого лерцолита соответственно как Ol53+Opx27+Cpx17+Spl3 и Ol6+Opx28+Cpx67+Spl11, по [6]. Коэффициенты распределения и составы DM, PM из работы [8].

ний, которые отражают роль граната в реститовой ассоциации. На рис. 1 показаны модельные кривые поведения этих отношений в выплавках из шпинелевого и гранатового лерцолита. Как видно, часть точек составов пород Ишлинского района и пород машакского комплекса находится в области выплавок из шпинелевых перидотитов. Точки составов пород Бакало-Саткинского района частично располагаются вдоль линии выплавок из гранатовых лерцолитов. Большая же часть точек принадлежит двум полям: 1) смеси выплавок из различных источников при доминирующей роли производных шпинелевых перидотитов с веществом верхней коры (породы Ишлинского района и машакского комплекса); и 2) смеси выплавок из гранатовых перидотитов с веществом верхней коры (Бакало-Саткинский район). Таким образом, геохимические характеристики пород КБП отражают формирование первичных магм на разных глубинах колонны плавления мантии, смешение выплавок и значительную контаминацию верхнекоровым веществом.

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

2. Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos., 1995. V. 34. P. 41-59.

3. *Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.* Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник ИГ, 2006. № 5. С. 1-45.

4. Hanski E., Walker R.J., Huhma H. et al. T. Origin of the Permian-Triassic komatiites, Northwestern Vietnam // Contrib. Mineral. Petrol., 2004. V. 147. P. 453–469.

5. *Herzberg C., O'Hara M.J.* Plume-Associated Ultramafic Magmas of Phanerozoic Age // J. Petrol., 2002. V. 43. P. 1857-1883.

6. Johnson K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet and basaltic melt at high pressures. Contrib. Mineral. Petrol., 1998. V. 133. P. 60-68.

7. Larsen L.V., Pedersen A.K. Processes in high-Mg, high-T magmas: evidence from olivine, chromite and glass in Palaeogene picrites from West Greenland // J. Petrol., 2000. V. 41. P. 1071-1098.

8. *McKenzie D., O'Nions R.K.* Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol., 1991. V. 32. P. 1021-1091.

9. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Eds. Holland H.D. and Turekian K.K., Amsterdam.: Elsevier, 2004. V. 3. 1-64.

10. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V. et al. K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature, 2005. V. 434. P. 590-597.

11. *Thompson R.N., Gibson S.A., Dickin A.P. et al.* Early Cretaceous basalt and picrite dykes of the southern Etendeka region, NW Namibia: windows into the role of the Tristan mantle plume in Paranő-Etendeka magmatism // J. Petrology, 2001. V. 42. P. 2049–2081.

12. *Thompson R. N., Riches A.J.V., Antoshechkina P.M. et al.* Origin of CFB Magmatism: Multi-tiered Intracrustal Picrite-Rhyolite Magmatic Plumbing at Spitzkoppe, Western Namibia, during Early Cretaceous Etendeka Magmatism // J. Petrol., 2007. V. 48. №1. P. 1–36

13. *Thy P., Lesher C.E., Fram M.S.* Low pressure experimental constraints on the evolution of basaltic lavas from Site 917, Southeast Greenland continental margin // Eds. Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr., Proc. ODP, Sci.Results,152 College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1998. P. 359-372.

14. Zhang Z., Mao J., Wang F., Hao Y. et al. Mantle plume activity and melting conditions: Evidence from olivines in picritic-komatiitic rocks from the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China // Episodes, 2005. V. 28. P. 171-176.

МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕГО УРАЛА: ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Смирнов В.Н.*, Коровко А.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, smirnov@igg.uran.ru ** ОАО «Среднеуральская геологоразведочная экспедиция», sugre@uraltc.ru

Проведенное авторами обобщение результатов геологических исследований, выполненных к настоящему времени на территории Восточной зоны Среднего Урала, позволяет выделить в истории развития этого региона несколько крупных этапов магматизма, разделенных амагматичными периодами разной продолжительности.

Наиболее древними образованиями, известными в пределах рассматриваемой части Урала, являются ультраосновные и основные породы офиолитовой ассоциации, представленные дунит-гарцбургитовой ассоциацией (комплекс тектонизированных мантийных перидотитов) и расслоенной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой толщей. При датировании пород расслоенной части офиолитового разреза Sm-Nd методом получены цифры 514-499 млн. лет [3 и данные авторов], что позволяет говорить о существовании доордовикского этапа магматической активности. Блоки пород этого этапа магматизма, по-видимому, следует рассматривать в качестве останцов фундамента палеозойских структур. Наряду с породами офиолитовой ассоциации, в среднеуральской части Восточной зоны выделяется также давыдовский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс, породы которого по особенностям вещественного состава близки аналогичным петрографическим разновидностям из массивов Платиноносного пояса Урала. Данные о возрасте пород этого комплекса отсутствуют, авторы условно связывают его образование с доордовикским этапом развития. Альтернативная точка зрения предполагает девонский возраст давыдовского комплекса.

С раннесилурийским (или позднеордовикско-раннесилурийским) этапом магматизма связано образование белоярского риолит-базальтового и межевского базальт-андезит-дацит-риолитового комплексов. Интрузивные образования этого этапа представлены параллельными долеритовыми дайками офиолитовой ассоциации, содержащими скрины роговообманковых габбро (однородных габбро офиолитовой ассоциации), породами рефтинского габбро-тоналитового и аверинского габбро-трондьемитового комплексов. Судя по немногочисленным находкам фаунистических статков в прослоях осадочных пород среди вулканитов, формирование белоярского комплекса, по-видимому, произошло на протяжении лландовери или позднего ордовика-лландовери, межевского комплекса – в венлоке. Возраст однородных роговообманковых габбро из скринов среди комплекса параллельных даек по результатам Pb-Pb датирования цирконов с использованием микрозонда SHRIMP-II венлокский (428 млн лет). Результаты изотопного датирования пород рефтинского комплекса свидетельствуют о его силурийском возрасте при значительном разбросе полученных значений [1 и др.]. Таким образом, на основании имеющихся данных достаточно надежно можно говорить только о принадлежности всех рассматриваемых магматических комплексов к силурийскому этапу развития, последовательность их образования пока достоверно не установлена. Образование вулканитов белоярского комплекса является результатом подводных трещинных излияний базальтовых лав, свойственных зонам растяжения, с отдельными центрами эксплозивных извержений кислых пород. Вышележащие толщи пород межевского комплекса представлены преимущественно флишоидными образованиями, в меньшей степени лавовыми и пирокластическими фациями вулканитов базальтового, андезитового и дацитового состава. Установленная ассоциация вулканических комплексов соответствует, по мнению авторов, обстановке окраинного моря вблизи подножья островодужных построек, где вулканогенные образования зоны задугового спрединга (белоярский комплекс), перекрываются или залегают в непосредственной близости от флишоидных образований, туфов и лав, сформировавшихся в результате вулканической деятельности островной дуги (межевской комплекс).

Силурийский этап магматизма сменился длительным (с начала позднесилурийской эпохи до раннего эмса включительно) периодом карбонатного осадконакопления. Следующий этап эндогенной активности, установленный в пределах изученной территории, начался во второй половине эмса и завершился в начале франа. На протяжении этого этапа произошло формирование восточнобобровского базальт-андезит(?)-дацит-риолитового, глинского базальтового, базальтандезит-дацитового, маминского базальт-андезибазальтового комплексов. С его завершением авторы предположительно связывают также образование ультракалиевых базальтов и риолитов, возрастное положение которых пока не установлено. Интрузивные образования представлены брусянским гранодиорит-гранитным и некрасовским габбро-гранитным комплексами. Возрастные рамки этого этапа магматизма установлены достаточно надежно. Его нижняя граница фиксируется началом излияний базальтовых лав восточнобобровского комплекса, переслаивающихся с известняками эмса-эйфеля. Верхняя граница определяется постепенным исчезновением прослоев вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в разрезе нижнефранских осадочных толщ. Магматические комплексы образуют эволюционный ряд с закономерным изменением состава, заключающимся в повышении щелочности и калиевости пород от более древних комплексов к более молодым. Для большинства вулканических комплексов характерно сочетание наземных фаций вулканитов (сваренных туфов, пемз и ингимбритов) с водоотложенными туфами и вулканогенно-осадочными породами, переслаивающимися с мелководными осадками (известняками, терригенными и кремнистыми породами), что является, по мнению авторов, признаком формирования этих толщ в островодужной обстановке. Особое положение занимают афировые базальты глинского комплекса, образование которых происходило в результате трещинных излияний лав в более глубоководной по сравнению с вулканитами других комплексов обстановке, на основании чего формирование этих базальтов связывают с процессами задугового спрединга.

Во второй половине франского века начинается разрушение девонских вулканических построек, что фиксируется накоплением флиша франского и фаменского возраста. С начала фаменской эпохи одновременно с формированием флиша, по-видимому, на небольшом удалении к востоку от области его отложения начинается вулканическая деятельность нового этапа, продолжавшегося до конца визе. Вулканические образования этого этапа представлены андезитбазальтовыми ассоциациями фаменского возраста и визейским бекленищевским базальт-андезит-дацит-риолитовым комплексом, которые характеризуются типично известково-щелочным типом химизма с постепенным повышением содержания калия от более древних пород к более молодым. Одновременно или близко по времени с вулканизмом происходило внедрение гранодиоритов и гранитов, выделенных в качестве кривчанского комплекса. В составе пачки терригенных пород среди фаменских вулканитов присутствуют алевролиты и алевропелиты с кварцполевошпатовым обломочным материалом, а в обломках брекчий обнаружены метаморфиты эпидот-амфиболитовой фации. Маловероятно, что обломочный материал такого состава мог поступать при разрушении существовавших ранее островодужных вулканических построек. Таким образом, в качестве одного из источников сноса при формировании осадков, ассоциирующих с фаменскими вулканитами, следует предполагать породы континентальной коры. Завершающие этот этап вулканогенные образования визейского возраста (бекленищевский комплекс) переслаиваются с мелководными морскими осадками, которые в восточном направлении сменяются континентальными угленосными фациями. Изложенные данные позволяет заключить, что образование вулканических пород позднедевонско-раннекаменноугольного этапа происходило в непосредственной близости от береговой линии континента, позволяя тем самым рассматривать их как продукты вулканизма активной континентальной окраины, что подтверждается и типичным для этой геодинамической обстановки известково-щелочным характером химизма магматических пород.

Следующая крупная вспышка магматической активности, целиком охватывавшая пермскую эпоху, связана с коллизионным этапом развития региона. Процессы континентальной коллизии, фиксируемые образованием флиша и молассы в Предуральском краевом прогибе, протекали на Среднем Урале с начала башкирского века до конца перми включительно [2]. Магматические образования, сформировавшиеся на протяжении этого этапа в пределах рассматриваемого региона, представлены незначительными по размеру телами малокалиевых известково-ще-

лочных гранитов и субщелочными гранитными и монцодиорит-гранитными массивами. Предполагается, что с этим этапом было связано также внедрение даек лампрофиров субщелочного состава. Результаты изотопного датирования свидетельствуют о том, что породы этого этапа формировались на протяжении сравнительно короткого интервала времени от 300 до 280 млн лет назад, соответствующего раннепермской эпохе.

С завершающим этапом магматической активности на изученной территории связано образование раннетриасового риолит-базальтового комплекса траппового типа.

Анализ характера эволюции магматизма в Восточной зоне Среднего Урала на протяжении палеозоя позволяет по-новому взглянуть на проблему ее соотношения с другими вулканогенными зонами, что имеет важное значения для расшифровки геологической структуры и истории развития Уральского подвижного пояса. Полученные данные не подтверждают популярные в последние годы представления о том, что среднеуральская часть Восточной зоны является прямым продолжением Магнитогорской зоны с присущим последней возрастным рядом магматических комплексов.

В первую очередь необходимо указать на наличие в Восточной зоне Среднего Урала самостоятельного этапа магматизма раннесилурийского (возможно, позднеордовикско-раннесилурийского) возраста, не установленного в Магнитогорской зоне. Существование этого этапа надежно обосновано находками фаунистических остатков в прослоях осадочных пород среди вулканогенных толщ Восточной зоны. В последние годы появились сообщения о присутствии в Магнитогорской зоне ордовикских островодужных вулканитов, которые, возможно, служили цоколем для какой-то части девонских островодужных построек [5 и др.], но данные о наличии здесь вулканических пород раннесилурийского возраста отсутствуют.

Девонский вулканизм Магнитогорской зоны и среднеуральской части Восточной зоны начался одновременно (середина эмса), однако в дальнейшем история развития этих зон также заметно отличается. В Магнитогорской зоне островодужный вулканизм прошел полный цикл развития и завершился в конце фаменского времени формированием пород шошонитовой серии (новоивановский и шумихинский комплексы). Выше по разрезу эти образования постепенно сменяются субщелочными вулканитами, образование которых большинство исследователей в настоящее время связывают с заложением рифта, существовавшего с начала турне до начала башкирского века включительно [4 и др.]. В среднеуральской части Восточной зоны в отличие от Магнитогорской развитие островной дуги закончилось уже в начале франа. Вулканические образования, завершающие этот этап, представлены комплексами слабо повышенной щелочности, в которых количество субщелочных пород не превышает 30 %. После кратковременной амагматичной паузы здесь начался фаменско-раннекаменноугольный этап известково-щелочного вулканизма, протекавший в условиях геодинамического режима активной континентальной окраины.

Отмеченные различия среднеуральской части Восточной зоны и Магнитогорской зоны Южного Урала по характеру вулканизма столь существенны, что рассматривать их в качестве разных частей единой структуры, по мнению авторов, совершенно неправомерно.

В то же время сопоставление возрастных рядов вулканических комплексов изученного района с аналогичными образованиями восточной части Тагильской зоны и смежной с ней с востока Верхисетско-Туринской зоны показывает их практически полное подобие за исключением некоторых деталей, не имеющих принципиального значения. Во всех перечисленных структурах присутствуют вулканические образования позднеордовикско-раннесилурийского возраста, которые совместно с перекрывающими их позднесилурийско-раннедевонскими известняками являлись фундаментом позднеэмсско-среднедевонских островодужных вулканогенных построек. Отсутствие в западных зонах (Тагильской и Верхисетско-Туринской) признаков фаменско-раннекаменноугольного вулканизма, установленного в Восточной зоне, скорее всего, объясняется тем, что вулканогенные образования этого возраста здесь полностью уничтожены эрозией. Доказательством того, что эти районы также пережили аналогичный этап развития, является широкое развитие в Верхисетско-Туринской зоне глубинных магматических образований близкого возраста – позднедевонско(?)-раннекаменноугольных тоналит-гранодоритовых интрузий окраинноконтинентального типа. Это позволяет, по мнению авторов настоящей статьи, заключить, что среднеуральская часть Восточной зоны, скорее всего, является фрагментом той же палеозойской

структуры, что и более западные районы Среднего Урала – Тагильская и Верхисетско-Туринская зоны.

В металлогеническом отношении рассматриваемый регион в общих чертах близок главным вулканогенным зонам Урала – Тагильской и Магнитогорской. Наиболее важным промышленным типом оруденения является колчеданное, представленное на изученной территории Сафьяновским месторождением. Специфика изученной части Восточной зоны по сравнению с главными вулканогенными зонами заключается в том, что продуктивные на колчеданные месторождения вулканические образования здесь ограничиваются комплексами, формировавшимися в зонах задугового спрединга силурийского и девонского возраста. Продуктивные на колчеданное оруденение вулканиты фронтальной части островодужных структур типа кабанского комплекса Тагильской зоны и баймак-бурибаевского комплекса Магнитогорской зоны, судя по имеющимся данным, на изученной территории отсутствуют, что, несомненно, снижает возможную общую продуктивность рассматриваемого района, и должно учитываться при оценке перспектив территории. Габбро-гранитоидные массивы среднедевонского возраста (некрасовский комплекс) являются аналогами развитого на востоке Тагильской зоны ауэрбаховского комплекса, продуктивного на месторождения скарнового типа. Небольшие по размерам проявления скарнов и скарноподобных пород известны и в связи с массивами некрасовского комплекса, что позволяет рассматривать его как потенциально продуктивный на этот тип оруденения. Кроме того, в связи с массивами некрасовского комплекса известны многочисленные проявления прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации медно-порфирового типа, однако промышленного значения этот тип оруденения пока не имеет. С гранодиоритами окраинноконтинентальной стадии развития связано промышленное золотое оруденение, с субщелочными массивами коллизионной стадии – редкометалльно-молибден-вольфрамовое оруденение.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» при поддержке РФФИ (проект 08-05-00019) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

Литература

1. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. и др. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Х Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211-216.

2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

3. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Ш Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100-103.

4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

5. Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Додевонские магматические образования Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал) // Х чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 75-80.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ЖЕЛЕЗНОГО И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СРЕДНЕМ И ЮЖНОМ УРАЛЕ

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородина Н.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Большинство металлов концентрируется в месторождения в связи с магматическими процессами, а сами месторождения разных металлов обнаруживают связь с определенным типом

магматизма. Проблеме посвящено огромное количество публикаций, и мы обратились к ней в связи с тем, что в последние годы были получены новые данные по возрасту и петрогенезису магматических комплексов Урала, продуктивных на магнетитовое и золотое оруденение.

Магматические комплексы, продуктивные на **титаномагнетитовое и скарново-магнетитовое оруденение** имеют мантийный источник. Оруденение первого типа связано с рифтогенными расслоенными ультрамафит-мафитовыми интрузивами. В этих интрузивах (кусинскокопанская группа) высокотитанистые руды обычно ассоциированы с высокотемпературными «сухими» пироксеновыми габброидами, а низкокотитанистые – с более низкотемпературными роговообманковыми габбро, т. е. состав руд определяется температурным и флюидным режимами.

В зональных массивах Платиноносного пояса Урала огромные по ресурсам вкрапленные низкотитанистые руды качканарского типа ассоциированы с роговообманковыми клинопироксенитами и горнблендитами, и состав руд в отношении титана определяется, в первую очередь, составом магматического источника, бедного этим элементом. Главным петрогенетическим процессом, контролирующим оруденение, является фракционирование в ходе кристаллизационной дифференциации. Породо- и рудообразование практически одновозрастны в пределах доверительных интервалов разных изотопных методов. Так, габбро-нориты и роговообманковые габброиды среднерифейских расслоенных интрузивов кусинско-копанского комплекса, вмещающие соответственно титаномагнетитовые и магнетит-ильменитовые руды, имеют Sm-Nd возраст 1388±63 млн лет, первичное отношение 143 Nd/ 144 Nd = 0,510722 ± 0,000065, MSWD = 1,5. Такие же цифры Sm-Nd возраста получены и для сплошных магнетит-ильменитовых руд Кусинского месторождения при сходных значениях ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd отношения. Породы околорудного ореола показали здесь значение Sm-Nd возраста на 25 млн лет моложе, чем руды и габброиды, которое тем не менее остается в рамках одного с ними доверительного интервала [2]. Определение возраста отдельных зерен циркона методом LA ICP-MS показало одинаковый возраст габбро-норита из самого крупного массива комплекса – Копанского – и перекрывающих его гранитов Рябиновского массива – около 1385±30 млн лет [1]. Таким образом, использование современных методов позволило надежно установить примерную одновозрастность всех пород комплекса (габбро-руда-гранит-околорудные изменения) и их принадлежность к среднему рифею, а также первично магматическое, а не метаморфическое, как это предполагалось рядом исследователей ранее, магнетит-ильменитовых руд и вмещающих их роговообманковых габбро (габбро-амфиболитов).

Магматический контроль скарново-магнетитового оруденения стал ясен более 50 лет назад благодаря пионерским работам Л.Н. Овчинникова, Н.Д. Знаменского, Д.С. Штейнберга. Магматический источник оруденения – это габбро-гранитоидные и габбро-сиенитоидные серии, разнообразие пород в которых обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации. Образование скарнов и главной массы магнетитовых руд происходит в процессе магматической активности, о чем говорит наличие как дорудных, так и пострудных магматических пород примерно одинакового состава. Возраст циркона из магматических пород и околорудных метасоматитов не оставляет сомнений в надежности данного вывода.

Большинство крупных скарновых месторождений сопровождается небольшими по ресурсам титаномагетитовыми рудами, которые приурочены к ранним членам серии – габброидам и имеют не контактово-метасоматическое, а магматическое происхождение, как и рассмотренные выше руды расслоенных интрузий.

Помимо габбро-гранитоидной серии с развитой эволюцией в процессе кристаллизационной дифференциации, для образования скарново-магнетитового оруденения необходим богатый хлором флюид магматогенного происхождения и обусловленные им окислительно-восстановительные условия магнетитовой феррофации. При этих условиях происходит массовое окисление первично-магматической роговой обманки с выделением магнетита. Переотложение этого магнетита и дает рудные залежи.

Продуктивные на золото габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) комплексы представляют собой надсубдукционные образования на активной континентальной окраине андийского типа. Они образуют три возрастные группы: 400-380, 365-355 и 320-290 млн лет. Девонские массивы развиты в юго-восточной окраинно-континентальной зоне, а каменноугольные – в северо-западной. Все ГТГГ комплексы являются мантийно-коровыми. Их формирование на-

Таблица 1

Возраст, млн лет	Титано-магнетитовые м-ния	Скарново-магнетитовые м-ния	Золото-сульфидные м-ния	
1390	Кусинское	-	_	
445-440	Качканарское, Суроямское, Волковское	Гороблагодатское	_	
			—	
405	Хомутинское	Ауэрбаховское	_	
360	_	-	Березняковское	
340-337	Куйбасовское	Магнитогорское		
330	_	_	Кочкарское	
325	Давыдовское	Соколовско-Сарбайское, Качарское	_	
300	_	_	Березовское	

Возрастные уровни наиболее крупных магматогенных месторождений железа и золота (Средний и Южный Урал)

чинается и до завершающих стадий сопровождается водным базитовым магматизмом. Продукты последнего – роговообманковые габбро и диориты – по своему источнику являются мантийными и в условиях нижней коры (6-8 кбар) подвергаются частичному плавлению (анатексису), давая начало тоналит-гранодиоритовым членам серии. Частичное плавление последних приводит к образованию адамеллит-гранитных разностей, с которыми непосредственно и связано гидротермальное золотое оруденение. Такой многоступенчатый анатексис является главным петрогенетическим процессом, ответственным за продуктивность ГТГГ комплексов.

Характерной особенностью рудоносных комплексов является длительность их формирования. Судя по наиболее точным результатам датирования индивидуальных зерен циркона в отдельно взятой породе и в разных породах одного и того же комплекса, она составляет от 10 до 100 млн лет. При этом продолжительность каждого эпизода интрузии, по-видимому, невелика, о чем говорит, в частности, устойчивый возраст зональных зерен первично магматического циркона. Основное время требуют процессы анатексиса и предшествующего ему разогрева протолита. Этим обстоятельством обусловлена отчетливая дискретность распределения цирконовых возрастов в рамках комплекса и отдельно взятой породы.

Первичный флюид, ответственный за магмогенерацию и магматическую эволюцию ГТГГ массивов, генерируется преимущественно за счет дегидратации гидроксилсодержащих минералов в зоне субдукции и имеет в основном водный состав. Для этого флюида характерны сравнительно низкие содержания хлора и фтора.

Вторичный (рудообразующий) флюид обособляется в процессе кристаллизации богатых водой магматических расплавов. Рудогенерирующая способность флюида определяется содержанием в нем серы и галогенов и соотношением в составе последних хлора и фтора. Многоэтапное анатектическое гранитообразование способствует значительному накоплению золота во флюиде магматического происхождения, одновременно с накоплением здесь хлора и серы. Роль флюидопроводников и геохимических барьеров на многих наиболее крупных золоторудных объектах выполняют многочисленные дайки основного и кислого состава, в которых часто и локализуется оруденение.

Многоступенчатый анатексис, свойственный продуктивным комплексам, приводит к незначительному понижению концентрации золота в породах параллельно с падением их основности, с одновременным ростом содержания золота в равновесном флюиде, как это следует из ряда экспериментальных исследований. Как следствие, золотое гидротермальное оруденение локализуется большей частью в поздних производных многоактного процесса частичного плавления, преимущественно в верхних частях магматической колонны, в связи с дайками или непосредственно в дайках среднего и кислого состава (как, например, в Кочкарском или в Березовском месторождениях).

Магматическим контролем магнетитового и золотого оруденения обусловлена четкая дискретность оруденения, которая в схематическом виде показана в табл. 1.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 08-05-00018-а, 07-05-96006-р-Урал) и программ ОНЗ РАН № 8 «Роль магматизма, метаморфизма и летучих компонентов в эволюции литосферы» и 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

Литература

1. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.

2. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Новые Sm-Nd и Rb-Sr данные о возрасте и генезисе габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд расслоенных интрузий кусинско-копанского комплекса (Башкирский антиклинорий, Южный Урал) // Докл. РАН (в печати).

ПЕТРОГЕНЕЗИС, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ НА СЕВЕРЕ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, holodnov@igg.uran.ru

В северной части Магнитогорской мегаструктуры основное направление возрастной и вещественной эволюции гранитоидного магматизма является близким к субмеридиональному. Она прослеживается (с юга на север), начиная от района крупного Верхнеуральско-Кассельского ареала гранитоидного магматизма к Ахуново-Карагайско-Петропавловскому ареалу и далее на север в область развития поздних малых интрузий и даек субщелочного балбукского сиенит-диорит-гранит-порфирового комплекса (массив горы Шартымки и др.). Эти два ареала расположены примерно в 50 км друг от друга.

Дискретно-ареальный характер развития интрузивного магматизма – характерная особенность только этой части Магнитогорской мегаструктуры. Начиная с более южной Магнитогорской группы массивов, находящейся на удалении в 40-50 км от Верхнеуральско-Кассельского ареала, и далее на юг к Карабулакскому, Богдановскому и другим более южным мелким массивам, наблюдается уже иное расположение и иная морфология гранитоидных массивов. Они образуют цепочку менее крупных субмеридионально вытянутых интрузий, расположение которых контролируется разломами магнитогорской рифтовой структуры. Магнитогорскую группу интрузий образуют массивы Магнитогорский, Куйбасовский и Мосовский. С гранитоидами этой рифтовой структуры связано крупное скарново-магнетитовое оруденение (месторождения Магнитогорское и Малый Куйбас), а с габброидами высокотитанистое титаномагнетитовое оруденение (месторождение Малый Куйбас).

Состав двух вышеназванных более северных ареалов также характеризует определенный этап в эволюции геодинамических обстановок и интрузивного магматизма Магнитогорской мегазоны.

В Верхнеуральско-Кассельском ареале преобладают продукты островодужного магматизма. Они представляют собой практически полный его ряд со сменой ранних малокалиевых серий более поздними кали-натровыми и субщелочными (Верхнеуральский массив). Краснинский массив, расположенный на некотором удалении к северо-востоку, также можно отнести к этому ареалу. Кроме того, в этот ареал входят и более поздние представители магматизма окраинно-континентального типа, представленные Заматохинским диорит-гранодиоритовым массивом, а также Кассельский массив близкий массивам магнитогорского рифтогенного комплекса. С ранним Na типом островодужных гранитоидных серий здесь ассоциирует Au-Cu-сульфидное и Au-Cu-порфировое оруденение, а с поздним субщелочным – Cu-Mo-порфировое (Верхнеу-

ральское месторождение). В габброидах формируется среднетитанистое титаномагнетитовое оруденение волковского типа (Погорельское рудопроявление).

Ахуново-Карагайско-Петропавловский ареал гранитоидного магматизма расположен среди островодужных силурийских и девонских вулканогенных толщ. Он является наиболее крупным и в тоже время очень компактным по своему строению. Этот ареал состоит из нескольких тесно сближенных в пространстве, но разновозрастных и различающихся по составу гранитоидных интрузий: Петропавловской, Ахуновской, Карагайской и Уйскоборской. Эти интрузии по литературным данным относятся к позднепалеозойским коллизионным образованиям [3, 4 и др.]. Ниже будут более детально охарактеризованы некоторые особенности строения, состава и условий формирования интрузий Ахуново-Карагайско-Петропавловского ареала на основании вновь полученных в последние два года геологических данных.

По опубликованным данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований [1, 8 и др.] ранний этап формирования этого ареала датирован нижним карбоном. Такой возраст (347 млн лет) определен для гранодиоритов Петропавловского массива. Для адамеллитов Ахуновского массива, биотитовых гранитов Карагайского и Уйскоборского массивов получены цифры 307-304 млн лет. Первичные отношения Nd и Sr в гранитах имеют примитивные значения, характерные для производных мантийных магм. Адамеллиты более южного Заматохинского массива, который близок по составу гранитоидам ахуново-карагайского комплекса, датированы возрастом 357 млн лет [1] и 346,1±1 млн лет [5].

Эти изотопно-возрастные данные согласуются с представлениями [6, 7] о том, что начиная с фамена (360 млн лет), на Среднем и Южном Урале начинается масштабный орогенный гранитоидный магматизм, представленный многочисленными надсубдукционными габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными массивами окраинно-континентального типа (ГТГГ тип). В более восточных районах Ю.Урала к ним относятся Челябинский и Пластовский золотоносные массивы. Заматохинский массив в Верхнеуральско-Кассельском ареале синхронен с этими массивами по возрасту, близок он им и по составу. Со вторым этапом 320-280 млн лет надсубдукционного тоналит-гранодиорит-гранитного магматизма на Южном и особенно Среднем Урале связано формирование золотоносных массивов второй фазы внедрений (Шарташский массив, золотоносные малые интрузии в ареале Верхисетского плутона). В конце этого периода, 290-280 млн лет, начинают формироваться коллизионные монцодиорит-гранитная и гранитная формации. В Магнитогорской зоне в этот период формируются шеелитоносные интрузии гумбейского комплекса (Новобурановское месторождение), относимого к монцодиорит-гранитной формации.

По химическому составу в Ахуново-Карагайско-Петропавловском ареале выделяются две основные группы массивов: малокалиевая, представленная Ахуновским и Карагайским массивами, и калинатровая – Уйскоборский и Петропавловский массивы. К малокалиевой группе могут быть отнесены и малые интрузии балбукского комплекса (массив горы Шартымка и др.), находящиеся в ближайшем окружении этого ареала. К малокалиевой группе можно отнести и Заматохинский массив в более южном Верхнеуральско-Кассельском ареале.

Малокалиевая и калинатровая группы массивов этого ареала существенно различаются по распределению РЗЭ. Малокалиевая группа характеризуется более низкими содержаниями РЗЭ, отсутствием или очень слабой отрицательной аномалией Еu. Породы этой группы по распределению РЗЭ аналогичны массивам окраинно-континентального типа (Шарташскому, Верхисетскому и др.). Другой тип распределения имеют массивы калинатровой группы. Они выделяются более высокими содержаниями РЗЭ, особенно элементов иттриевой группы. В гранитах заметно усиливается отрицательная аномалия Eu, резко снижается La/Yb отношение. Породы (габбро и диориты, гранодиориты) Петропавловского массива по степени фракционирования РЗЭ и La/Yb отношению более близки породам магнитогорского рифтогенного габбро-гранитного комплекса, чем к породам позднеостроводужной верхнеуральской или раннеколлизионной степнинской серий.

Соотношение Rb и Sr также отражает различную геохимическую и металлогеническую специализацию более калиевых Петропавловского и Уйскоборского массивов, с одной стороны, и малокалиевых Ахуновского, Карагайского и Заматохинского, с другой. Породы Петропавловского массива характеризуются самыми низкими для всего ареала содержаниями Rb и Sr. Аху-

новский, Карагайский и Заматохинский массивы по содержаниям Rb и Sr ложатся на тренд эволюции габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов Среднего Урала, образованный породами различных серий Верхисетского массива и наиболее золотоносным Шарташским массивом. Петропавловский и Уйскоборский массивы по соотношению Rb и Sr вновь заметно тяготеют к производным рифтогенного магматизма.

Можно выделить и ряд других геохимических признаков, свидетельствующих об особенностях состава малокалиевой и калинатровой групп массивов. Петропавловский и Уйскоборский массивы выделяются повышенными содержаниями Th, близкими породам магнитогорского комплекса. Для Уйскоборского массива характерны также повышенные содержания U, Nb и Ta, отвечающие уровню их концентраций в гранитах магнитогорского комплекса. Породы Ахуновского и Карагайского массивов, как и ГТГГ комплексы Среднего Урала, бедны Th, U, Nb и Ta и напротив обогащены Li (10-50 г/т).

Что касается металлогенических особенностей, то породы Уйскоборского и особенно Петропавловского массива характеризуются повышенными содержаниями Cu, Zn, Mo. Породы Ахуновского и Карагайского массивов бедны Cu и Mo, но имеют повышенные содержания Zn и Pb. Для Шарташского массива, с которым происходит сопоставление металлогенической специализации двух последних массивов, наряду с высокими содержаниями Pb, характерны также высокие содержания Mo и W. Последний в повышенных количествах отмечается и в породах Ахуновского и Карагайского массивов. Для Балбукского комплекса также характерно повышенное содержание Zn, Pb и W.

Таким образом, породы малокалиевых массивов (Ахуновского, Карагайского и Заматохинского) по многим геохимическим параметрам отвечают трендам эволюции состава пород Верхисетского и Шарташского золотоносных массивов. Это и определяет дальнейшие возможные перспективы рассматриваемых массивов малокалиевой серии на обнаружение в связи с ними золотой и золото-вольфрамовой (с молибденом) минерализации кварц-жильного типа. Подобная специализация подтверждается уже известной связью с гранитоидами Ахуново-Карагайского комплекса кварцевожильной золото-шеелитовой (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.) и полиметаллической минерализации.

Кали-натровые массивы второй группы имеют петро- и геохимические параметры, характеризующие их как интрузивы переходного типа. С одной стороны им свойственны черты, сближающие их с надсубдукционными образованиями (низкое содержание в породах титана, повышенное количество Rb и Sr), с другой – с породами внутриплитного типа (повышенные концентрации иттриевых P3Э, Nb, Ta, Th, U и др.). Формирование Петропавловского и Уйскоборского массивов, по-видимому, было связано с трещинными структурами рифтогенного типа, которые на севере Магнитогорской зоны, возможно, проявлялись в карбоне неоднократно. Этими особенностями петрогенезиса и определяется геохимическая специализация массивов этой группы на Сu, Zn и Mo, с возможностью прогноза Cu-Mo-порфирового или полиметаллического оруденения.

Вместе с тем, необходимо отметить, что основной прогноз на золото в северной части Магнитогорской зоны связан с развитием небольших по размерам магматических тел балбукского комплекса, который имеет наиболее явную геохимическую специализацию на золото [2-4]. С эти комплексом парагенетически связывают формирование многочисленных золото-кварцевых и золото-сульфидных месторождений и рудопроявлений. Наиболее высокое содержание Au наблюдается в дайковых сериях балбукского комплекса, развитых в западной части Магнитогорской мегазоны, вблизи и в зоне ГУРа. Здесь среди углеродсодержащих терригенных и олистостромовых толщ в связи с дайками известны и наиболее крупные месторождения золота.

В целом, изложенные выше данные позволяют обратить более пристальное внимание на перспективы золотоносности малокалиевых массивов окраинно-континентального типа (Ахуновского, Карагайского и Заматохинского), а кали-натровых массивов Петропавловского и Уйскоборского на возможность прогноза в связи с ними Си-Мо-порфирового оруденения или Си-скарновых проявлений на контактах массивов (точка минерализации обнаружена нами близ д. Ахуново). Определенную роль могут сыграть неметаллические месторождения; так, в Карагайском массиве развитие даек гранодиорит-гранит-порфиров с крупными (до 1 см) выделениями кварца дают перспективу для оценки его на кварцевое сырье.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант 07-05-96006-р-Урал-а, грант 08-05-00018-а, а также программ Президиума РАН и Отделения наук о Земле РАН.

Литература

1. Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л. Источники коллизионных гранитоидов северной части Магнитогорского прогиба // VI Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 11-12.

2. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Полигенно-полихронные золото-сульфидные месторождения Магнитогорской мегазоны (Ю.Урал) // Рудогенез. Мат-лы междунар. конф. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 108-110.

3. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Модель формирования структуры восточного склона Южного Урала на этапе общей коллизии // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 89-92.

4. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 96 с.

5. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона-нижнего карбона магнитогорского синклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994.

6. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98-124.

7. Феритатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородина Н.С. Магматические комплексы Урала, контролирующие золотое оруденение // Рудогенез. Мат-лы междунар. конф. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 320-322.

8. Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. и др. Неоднородность континентальной коры восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника, 2000. № 5. С. 44-60.

МНОГОСТАДИЙНОЕ СКАРНООБРАЗОВАНИЕ НА ПРАСКОВЬЕ-ЕВГЕНЬЕВСКОЙ КОПИ (ШИШИМСКИЕ ГОРЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Шагалов Е.С., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, shagalov@igg.uran.ru, holodnov@igg.uran.ru

Прасковье-Евгеньевская копь входит в состав копей Назямских-Шишимских гор, связанных с ксенолитами карбонатных пород в массивах Кусинско-Копанской группы. В частности, данная копь располагается среди габброидов Медведевского массива, и в настоящее время вскрыта Передовым карьером Медведевского железо-титанового месторождения. Копь обнаружена в 19 веке, закартирована трудами сотрудников СГИ в середине 20 века.

Полевые работы 2009 года показали, что геологическая история места многоэтапная и, по-видимому, очень длительная. Первый этап скарнирования первоначально доломитовых мраморизованных (?) известняков связан с внедрением долеритовой дайки. Видимая мощность дайки достигает нескольких метров. Контактовая часть дайки закаленная. По ней развиваются две тонкие субпараллельные зоны серпентинитизации мощностью 1-3 см. Видимая мощность приконтактовых изменений около 15 см, зоны скарна четко выражены. В 7-10 см от контакта развивается людвигит с магнетитом. По аналогии с другими месторождениями группы [1] и исходя из рентгеноструктурных данных, можно предположить, что людвигит принадлежит к магнезиолюдвигиту. Не исключено, что на данном этапе на контакте пород проходило образование карбонатного расплава. На это указывает высокие температуры образования минералов, более

700 °С для магнезиолюдвигита [2], и его ориентированность в некоторых частях ксенолита мрамора, что может указывать на кристаллизацию в потоке. На возможность образования карбонатного расплава указывают эксперименты Э.С. Персикова с соавторами [3].

Следующим этапом развития стал отрыв блока доломитовых мраморизованных (?) известняков вместе с частью дайки внедряющимися габброидами Медведевского массива. По соотношению Fe/Fe+Mg – Fem/Fem+An [5] габброиды всех массивов Кусинско-Копанского комплекса отвечают котектике Cpx-Opx-Plg при общем давлении 7-8 кбар. Это давление характеризует условия обособления соответствующего по составу расплава. Область кристаллизации магматического расплава и становления массивов отвечает меньшему давлению. Медведевский массив по фации глубинности становления относится к мезоабиссальной – 3-4 кбар. Распределение TiO_2 между ильменитами и титаномагнетитами показало, что титаномагнетитовые месторождения северной группы формировались при относительно низких температурах – 600-900 °C и высокой фугитивности кислорода в сравнении с малоглубинными месторождениями южной группы (Копанским и Маткальским) [4]. Здесь в режиме флюида более высокая активность хлора, что также повлияло на процессы петрогенеза.

На контакте среднезернистых мезократовых габбро с мраморами развиты пластовые тела магнетитов мощностью от 1 до 30 см. Далее от контакта развиты эпидотовые, эпидот-гранатовые скарны, желто-канареечного цвета породы (с эпидотом) с магнетитом с закатанными в них будинами среднезернистых кальцитовых мраморов белого и голубого цвета с магнетитом, который иногда образует скопления до 20 см в диаметре. Дайка, вероятно, при этом изменяется в амфиболовую породу сферолитовой текстуры, далее хлорит-амфиболовую и существенно хлоритовую породу с включениями блочного (до 20 см) карбоната.

Третий этап связан с внедрением дайки амфиболового гранодиорита. Можно предположить, что с ним связано выщелачивание и перекристаллизация скарнов с образованием друзовых полостей.

Четвертым этапом было внедрение кварц-эпидотовых жил мощностью до 30 см с достаточно мощной (до 20 см) зоной эпидотизации вмещающих пород (гранитоидов и габброидов).

Вероятно, наличие борной минерализации в пределах магнезиальных скарнов связано с локальной обогащенностью доломитов саткинской свиты и возможно наличие заметных количеств борных руд на контакте этих доломитов с интрузивными породами не только основного, но и кислого состава, развитых среди них.

Литература

1. Александров С.М., Тронева М.А. Генезис и состав боратов серии людвигита-вонсенита в магнезиальных скарнах Урала, Сибири и Дальнего Востока // Геохимия, 2004. № 5. С. 525-543.

2. *Кравчук Т.А., Некрасов И.Я., Григорьев А.П.* Условия образования минералов людвигита-вонсенитового ряда по экспериментальным данным // Зап. ВМО, 1966. Ч. 95. № 3. С. 272-286.

3. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Экспериментальное исследование процесса взаимодействия карбонатных ксенолитов с базальтовым расплавом при высоких давлениях флюида // Четверая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» Электронный научно-информационный журнал. № 1(21), 2003. С. 22.

4. Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бочарникова Т.Д. Минералогия и условия образования магнетит- ильменитовых месторождений Кусинско-Копанского интрузивного комплекса (Южный Урал) // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд. Годичное собрание РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 144-147.

5. Феритатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородина Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 2. С. 112-128.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА, БИМЕТАСОМАТОЗА И ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДОСТРОВОДУЖНОМ ОФИОЛИТОВОМ ДИАПИРЕ

Юркова Р. М., Воронин Б. И.

*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, о-в Карагинский, хр. Ширшова. Рассмотрены типичные палеодуги: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-кампан, о-в Карагинский, маастрихт-палеоцен). Изучались все предостроводужные комплексы офиолитов (надсубдукционные) и пограничные вулканогенно-осадочные формации. Детальные комплексные исследования показали, что диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой зоне меловой примитивной палеодуги (Северный Сахалин) и выходят на поверхность на п-ове Шмидта [5]. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. С внедрением офиолитов в предостроводужные комплексы связаны биметасоматические изменения флишоидных песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита [K_{0 02}Na_{0 04}Ca_{5 76}Mg_{0 09}Fe²⁺_{0 06}Si_{5 96}Al_{0 04}O₁₈(OH)₂], а именно удвоение параметра с от 7Å до 14Å происходило при температурах 350 °C без формирования милонитов и филлонитов [6]. Эти данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Подъём офиолитовых диапиров обусловлен мантийной серпентизацией ультрабазитов [1]. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8 1-8,2 км/с в выше-нижележащих слоях [1]. На глубине 40-50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [1]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения, и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов (рис. 1). В серпентинитовый диапир в результате адиабатического всплывания разогретого флюидонасыщенного пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода диапира, были интрудированы разноглубинные магматические комплексы: лерцолитовый, полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый в следующей последовательности.

1. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные в мантии дунит-гарцбургиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава. Со стадией серпентинизации гипербазитов Корякского хребта, протекавшей при воздействии восстановительных флюидов, связано образование сплавов с платиноидами составов Fe-Ru-Os-Ir, Ni-Ru-Os-Ir, Pt-Cu-Ni-Fe, а также сульфидов и сульфоарсенидов платиноидов и большого комплекса самородных металлов (Ru, Os, Ir и др.) [3]. На контакте магматических тел с серпентинитами на глубине 30 км возникли высокотемпературные (T=900 °C) биметасоматические слои: оливин (Fa=16,5 %), бронзит (Fs=23 %), диопсид (Fo=45 %, Fs=9,0 %, Wo=46 %). Глубинные (20-22 км) биметасоматические слои отмечены на контакте серпентинитовых диапиров с предостроводужными коровыми комплексами Марианской примитивной дуги (см. рис. 1).

2. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габбро-норитовой) магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарпбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в по-



лосчатом комплексе, сложены энстатитом (En_{88.0}Fs_{10.5}Wo_{1.5}) или низкожелезистым бронзитом $(En_{835}Fs_{160}Wo_{05})$, диопсидом $(En_{460}Fs_{30}Wo_{510})$ и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5 %). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(Mg_{0.67}Fe^{2+}O_{32})_{0.99}(Al_{1.61}Cr_{0.39})_{2.0}O_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [2]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаббро-норитовые (T=900 °C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T-550-700 °C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбро-нориты, экранированные серпентинитами в субсолидусном состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T= 830-880 °C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах наиболее высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. В зонах локально повышенных температур (T=700-800 °C) и давлений (P>5 кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью.

3. Формирование силлово-дайкового комплекса (комплекс параллельных даек островодужного типа) в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Рассеянные серии полудаек пересекали бортовые участки поднятия, в том числе протрузии серпентинированных ультрабазитов. Глубины до 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и аподиабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты (T=550-700 °C, P>5 кбар) и основная часть родингитов. Габбронориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты полосчатой серии – наложенной гидрогермально-метасоматической серпентинизации и хлоритизации. В контактово-реакционной слоях серпентинитов с полудайками, интрудированными альбититами и плагиогранитами, сформировалась золоторудная минерализация [7].

Беньоффа.

Таблица 1

Содержание окислов (мас. %) и ионов петрогенных элементов в минералах эклогитоподобной породы по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	45,24	50,86	38,57	39,28
TiO ₂	0,79	0,25	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	12,24	3,80	22,70	22,23
Сг2О3	0,00	0,13	0,00	0,10
FeO	8,04	5,32	18,82	24,36
MnO	0,16	0,04	0,61	0,00
MgO	15,79	14,61	10,38	1,77
CaO	11,73	22,99	7,34	9,07
Na ₂ O	1,96	0,27	0,00	0,29
K ₂ O	0,07	0,02	0,02	0,01
Сумма	96,02	98,29	98,44	97,15
Ионы	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)
Si	6,57	1,91	2,95	3,13
Al ^{IV}	1,43	0,09	0,05	0,00
Сумма	8,00	2,00	3,00	3,13
Al ^{VI}	0,66	0,08	2,00	2,08
Ti	0,09	0,005	0,00	0,00
Сг	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,98	0,17	1,20	1,61
Mn	0,02	0,02	0,04	0,00
Mg	3,44	0,82	1,19	0,21
Ca	1,82	0,92	0,60	0,77
Na	0,56	0,02	0,00	0,05
К	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	7,57	2,01	5,03	4,72
Mg/(Mg+Fe)	0,78	0,83	0,50	0,12
En	не опр.	43,00	не опр.	не опр.
Fs	>>	9,00	"	"
Wo	>>	48,00	>>	>>
Альмандин	>>	не опр.	40,00	62,00
Пироп	"	"	40,00	8,00
Спессартит	"	"	1,00	0,00
Са-компонент	"	"	19,00	30,00

Примечание: 1 – эденитовая роговая обманка; 2 – диопсид; 3 – гранат; 4 – гранат апогаббно-ритового филлонита.

4. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, с тенденцией образования поднятия. Основные породы, в том числе, из пакетов дайка в дайке имеют бонинитовую петро- и геохимическую специализацию [5]. Появление кислых магм увязывается с преобразованием основной магмы флюидами (метамагматизм). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, вероятно, в форме элементоорганических соединений. В поздне- и послемагматические стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеяннных элементов (Si, K, Cr, Ni, V и др.) как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах, что привело, в частности, к образованию гибридных пород, метасоматических плагиогранитов, альбитовых амфиболитов и пропилитов с вкрапленными железо-медными с хромом сульфидными рудами 0,95CuFeS_0,10CuS. Установлено, что между породными ассоциациями контрастной вулканоплутонической серии и дайковым комплексом существует пространственная и генетическая связь. Генетическая связь определяется тем, что в вулканической толще, надстраивающей дайковыи комплекс, присутствуют пакеты полудаек и дайки диабазов, характерные для дайкового комплекса. Они служили подводящими ка-

налами для расплава при формировании лав основного состава. Автомагматическое брекчирование основных лав, формирование гиалокластитов можно предполагать в результате обогащения флюидами конечных порций расплава, поднимающегося по дайковым каналам. Биметасоматические слои (родингиты), сформированные на контакте серпентинитов и пород вулканоплутонического комплекса, состоят в разных сочетаниях из актинолита, датолита, хлорита, пренита и эпидота.

Спилитизация оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемагматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматолито-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности, при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения гео-

динамической обстановки растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма. Таким образом, выразительными индикаторами подъема офиолитового диапира послужили разноглубинные биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов. Эти слои прослеживаются от высокотемпературных (T=900 °C) и глубинных (30 км) в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами полосчатого, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилито-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350 °C) пограничных вулканогенно-осадочных серий.

Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200±10 млн лет и находятся в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира близко совпадает с периодом (212-215 млн лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики [5].

Литература

1. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.

2. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.

3. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.И. Эволюция парагенезисов платиновых минералов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений, 1986. № 5. С. 16-33.

4. *Юркова Р.М.* Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107

5. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.

6. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Ксонотлит как индикатор условий биметасоматоза // Теория, история и практика минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006а. С. 208-209.

7. Юркова Р.М. Воронин Б.И. Золоторудная минерализация в родингитах // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии, геохимии. М.:ИГЕМ РАН, 2008. С. 377-380.

8. *Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J. et al.* Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 2001. V. 76. P. 355-366.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И СОПУТСТВУЮЩЕГО ОРУДЕНЕНИЯ

ТИТАН И ВАНАДИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Абдуллаев З.Б.

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Zakir_Garaca@mail.az

Исследования закономерностей распределения редких элементов в типоморфных породообразующих минералах играют немаловажную роль при определении условий формирования пород базит-гипербазитовых ассоциаций и их металлоносности.

Долгое время проведение подобных работ оставалось трудноразрешимой задачей в связи с тем, что гипербазиты повсюду подверглись вторичным изменениям, преимущественно серпентинизации, в результате которой получение чистых мономинеральных фракций становилось почти невозможным. Нами была разработана специальная методика для отделения мономинеральных фракций. С этой целью было выделено более 50 мономинеральных фракций, которые подверглись химическому анализу [1,2].

Титан. В земной коре собственные минералы титана встречаются только в кислородных соединениях. Он, главным образом, рассеивается в силикатных минералах, изоморфно замещая изовалентно кремний и гетеровалентно трехвалентное железо. Последний осуществляется по схеме: $Fe^{2+}+Ti^{4+} = Fe^{3+}+Fe^{3+}$. По этой причине максимальное содержание титана обнаруживается в силикатных минералах, в составе которых присутствуют двух- и трехвалентные катионы, а в полевых шпатах, лишенных железа, титан почти отсутствует. В ультраосновных породах в результате процесса серпентинизации с разрушением кристаллической решетки пироксенов, титан охотно концентрируется в составе магнетита.

Если рассмотреть содержание титана по исследуемым минералам, устанавливается, что минимальное количество элемента фиксируется в оливинах и серпентинах (табл.1). Несколько больше его в энстатитах. А в диопсидах содержится максимальное количество элемента, в среднем составляя 0,111 %.

Баланс распределения элемента в минералах (табл. 2) показал, что почти все фиксируемое количество его оказалось сосредоточенным в породообразующих минералах, так как суммарное содержание по минералам близко к общему содержанию в породе. В зависимости от соотношения, носителем элемента в породе является энстатит или диопсид. При совместном их

Таблица 1

Элемент	Минерал	Кол-во	Содержание в %		
		проб	пределы	среднее	
Ti	Оливин	14	0,004-0,090	0,023	
	Энстатит	15	0,055-0,115	0,076	
	Диопсид	17	0,059-0,153	0,111	
	Серпентин	19	0,008-0,102	0,041	
V	Оливин	-	-	-	
	Энстатит	16	0,019-0,138	0,063	
	Диопсид	17	0,012-0,160	0,114	
	Серпентин	18	0,008-0,040	0,023	

Среднее содержание титана и ванадия в породообразующих минералах гипербазитов, вес.%

Таблица 2

Порода	Минералы	ржание грала в де, %	Содержание элемента в минерале		Процент элемента, приходящийся на минерал	
		Содеј мине порс	TiO ₂ , n×10 ⁻¹	V ₂ O ₅ , n×10 ⁻¹	TiO ₂	V ₂ O ₅
	Оливин	45,4	0,04	-	5,2	-
Гарцбургит Лерцолит	Энстатит	25,7	0,63	0,88	50,8	78,4
	Диопсид	2,6	-	-	_	—
	Серпентин	22,2	0,63	0,25	44,0	19,2
	Хромшпинелид	2,9	—	-	_	-
	Сумма	98,8	0,31	0,28	100,0	97,6
	Оливин	28,2	_	-	_	_
	Энстатит	30,1	0,60	0,25	40,0	15,3
Пориолит	Диопсид	25,2	1,03	1,60	57,8	80,5
Лерцолит	Серпентин	11,6	0,08	-	2,2	_
	Хромшпинелид	3,5	-	-	_	
Лерцолит	Сумма	97,6	0,45	0,48	100,0	95,4
Верлит	Оливин	27,4	0,70	-	23,2	_
	Энстатит	8,0	_	_	_	_
	Диопсид	46,8	1,25	1,06	70,7	66,7
	Серпентин	14,5	0,34	0,32	6,0	6,3
	Сумма	96.7	0.83	0.55	99.9	73.0

Баланс распределения титана и ванадия

присутствии энстатит уступает. Из сказанного следует, что для образования собственных минералов в расплаве его ничтожного количества было недостаточно.

Ванадий концентрируется главным образом в диопсиде (в среднем 0,12 %), где его содержание больше, чем в энстатите 0,05 %. В оливинах ванадий не обнаружен, так как находится ниже предела чувствительности метода его определения (0,001 %).

Подобный способ распространения ванадия говорит о его способности концентрироваться в более поздних силикатных минералах. Вместе с тем, его еще больше в рудных минералах. Это подтверждает мнение некоторых исследователей о том, что в эндогенных процессах ванадий, в основном, проявляется в трехвалентном виде и охотно изоморфно замещает трехвалентное железо. В определенных условиях ванадий концентрируется в магнетите и хромшпинелиде. В одноименных минералах из различных видов гипербазитов ванадий распределяется почти одинаково.

В общей сложности намечается параллелизм в поведении ванадия и титана в породообразующих минералах гипербазитов. В серпентинах обнаруживается минимальное количество ванадия – 0,023 %. В процессе серпентинизации не происходит привноса, выноса элемента, а происходит его перераспределение.

На основании баланса распределения ванадия в минералах (см. табл. 2) установлено, что минералом-концентратором его является диопсид, на долю которого падает большая часть содержания элемента в породе.

Таким образом нами впервые, на основании распределения в породообразующих минералах исследуемых элементов в отдельности установлено, что в процессе эволюции перидотитовой магмы они склонны входить в кристаллическую решетку пироксенов с более сложным химическим составом. Именно это положение является определяющим фактором характера распределения исследуемых элементов.

Но все же, представляет определенный интерес выявление суммарной обогащенности этими элементами отдельных разновидностей гипербазитов. Нами для характеристики суммарной концентрации элементов подсчитан их коэффициент накопления в минералах по формуле, предложенной Д. Шоу.

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \frac{k_i}{K_i}$$

где: n – число элементов; ki – содержание элемента в минерале; Ki – кларк элемента.

Вместо кларка в подсчетах пользовались средним содержанием элементов в гипербазитах. Подсчеты проведены для всех разновидностей и в общем для гипербазитов. Данные сведены в табл. 3.

При сравнении коэффициентов концентрации элементов видно, что у энстатита, а еще больше у диопсида, наблюдается большая, чем у оливина склонность концентрировать в себе малые элементы. Если при подсчетах учесть среднее содержание минерала в породе, то можно определить и минерал-носитель элементов:

$$R_{on.}^{H} = 0,55 \times 0,54 = 0,30$$

 $R_{_{3H.}}^{H} = 1,01 \times 0,21 = 0,21$
 $R_{_{ZU.}}^{H} = 1,48 \times 0,25 = 0,37$

Как видно из табл. 3, в более магнезиальных породах основным носителем является оливин, а концентратором – энстатит, а в менее магнезиальных разновидностях пород и носителем и концентратором является диопсид.

В гипербазитах все исследуемые элементы содержатся в породообразующих минералах в виде изоморфной примеси, закономерно повышаясь от оливина к диопсиду.

Установлено, что наиболее тесные корреляционные связи с главными элементами наблюдаются у редких элементов, характеризующихся контрастными содержаниями в породообразующих минералах, слагающих гипербазиты, т. е. Ті, V и др. Разные количественные сочетания этих минералов в исследованных породах находят свое отражение в неодинаковом характере корреляционных связей между редкими и породообразующими элементами.

Значимые положительные коэффициенты корреляции установлены в первично ассоциирующих минералах между парами элементов: кремнезема со скандием (0,59), титаном (0,77) и ванадием (0,74), глинозема с титаном (0,62) и ванадием (0,63). С железом корреляция редких элементов незначима.

Геохимическое поведение малых и редких элементов в главных видах и разновидностях базит-гипербазитовых ассоциаций, а также в их породообразующих минералах дает нам основание наметить наличие существенного различия в условиях формирования и пути эволюции глубинного мантийного вещества в процессе формирования главнейших типов пород. Ведущая геохимическая особенность пород этой ассоциации, прежде всего, зависит от глубины, следовательно, и степени селективного плавления исходного мантийного вещества, а в дальнейшем конкретных геотектонических условий. Немаловажную роль играет и взаимодействие более молодых габброидных интрузивов и гипербазитов. Различия в количественных оценках содержаний малых элементов в породах одноименного петрографического состава, а также слагающих их породо-

Таблица 3

Минерал	Оливин		Энстатит		Диопсид	
Разновидность	R ^H	R ^k	R ^H	R ^k	R ^H	R ^k
Пироксеновый дунит	<u>0,49</u>	0,58	0,17	<u>1,54</u>	0,07	1,48
Гарцбургит	0,29	0,50	0,46	1,32	_	-
Лерцолит	0,29	0,52	0,21	0,80	0,32	<u>1,80</u>
Верлит	0,31	0,64	-	-	0,63	<u>1,53</u>
Оливиновый пироксенит	0,13	0,57	0,22	0,98	0,88	1,57
Гипербазиты	0,30	0,55	0,21	1,01	0,37	1,48

Минерал-носитель (R^н) и концентратор (R^k) элементов в разновидностях гипербазитов

образующих минералах, относящихся к различным магматическим провинциям, широко используются при определении их формационной принадлежности. Именно закономерности распределения малых элементов отражают полный комплекс процессов, начиная с образования исходного субстрата, последующей его эволюции в пределах земной коры и становления как геологического тела в современном эрозионном срезе.

Наряду с количественной оценкой таких когерентных элементов, как элементы семейства железа, при формационном анализе большое значение имеют и отношения определенных пар элементов: Cr/V, Cr/Ti, Ti/V и др. Сказанному способствует противоположная геохимическая тенденция, обусловленная способностью каждого из них концентрироваться в той или иной среде.

В условиях верхней мантии, где происходит разделение легкоплавкого базальтового составляющего (обогащенного кальцием, алюминием и щелочами) от тугоплавкого ультраосновного состава, богатого магнием и, частично, железом, решается судьба элементов примесей. Их общей геохимической тенденцией является тяготение к тем или иным макрокомпонентам, начиная с ранних и завершая в более поздних минеральных образованиях. Здесь активно действует принцип когерентности.

Подобная тенденция распределения исследуемых элементов определяется многими факторами, среди которых на передний план можно вынести сходство их кристаллохимических констант с главными петрогенными элементами. Именно этот фактор предопределяет судьбу редких элементов, способствуя рассеиванию или концентрированию в результате минералообразования, где с появлением в составе пироксенов таких легкоплавких элементов, как Ca²⁺ и Al³⁺, происходит накапливание родственных им элементов – титана и ванадия.

Как уже было сказано выше, структурные особенности и химический состав оливина, пироксенов и плагиоклаза таковы, что они могут принять в свой состав разное количество редких элементов, причем пироксены, имеющие более сложный состав, содержат и большое количество этих элементов.

Хотя распределение этих элементов зависит и от последовательности кристаллизации породообразующих минералов из родоначального расплава, а также специфики состава и структуры минералов, они в составе отдельных разновидностей отличаются и по содержанию редких элементов.

Распределение исследуемых элементов в гипербазитах в значительной степени зависит от их способности задерживаться в остаточных порциях расплава. Поскольку в более легкоплавкой и подвижной части субстрата задерживается железо и алюминий, в составе пироксенов скапливаются и родственные им элементы –титан, ванадий. Незначительная часть этих элементов скапливается в составе энстатита, а главная – в диопсиде. Поэтому распределение редких элементов, в общей сложности, находится в тесной связи от количественных сочетаний в них минералов-концентраторов и минералов-носителей. Отсюда становится ясным увеличение содержания одних и уменьшение других элементов в лерцолитах, в составе которых преобладающими минералами являются энстатит и диопсид, по сравнению с дунитами и гарцбургитами.

Весьма контрастным характером распределения исследуемых элементов отличаются породы контактовой зоны. Трудно выявить какую-нибудь закономерность в их поведении. Имея широкие пределы колебания значений содержаний, их распределение не соответствует нормальному закону. Здесь нарушаются и корреляционные связи между отдельными компонентами.

Литература

1. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Закономерности распределения титана и ванадия в ультрабазитах Малого Кавказа // Геохимия, 1970. № 12. С. 1462-1467.

2. Абдуллаев З.Б. Альпинотипные гипербазиты Азербайджана. Баку: Nafta-Press, 2007. 295 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ УГЛЕРОДИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ И ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ СЫСЕРТСКОГО БЛОКА

Азовскова О.Б.*, Корякова О.В.**, Чередниченко Н.В.*, Петрищева В.Г.*, Янченко М.Ю.***

* Институт геологии и геохимии УрО РАН, Oazovskova@yandex.ru **Институт органических соединений УрО РАН ***Институт химии твердого тела УрО РАН

Региональная зона рассланцевания и тектонического меланжа в западном обрамлении Сысертского блока перспективна на различные виды полезных ископаемых, важнейшим из которых является золото. Эта крупная геологическая структура включает в себя несколько зон смятия (Мраморская, Полевская, Колхозная и др.) и более мелких структурных блоков (в том числе Иткульский и Шабровский), которые в большей или меньшей степени отличаются по среднему уровню метаморфизма пород субстрата и их принадлежности к тем или иным геологическим комплексам. Общим для всей зоны является постоянное присутствие в разрезе углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцев (±углеродистые кварциты) и углеродистых битуминозных мраморов. Особый интерес к изучению рассеянного органического вещества (РОВ) пород, закономерностей его распределения и особенностей состава определяется активным участием ОВ в различных рудных процессах [2, 6].

Объектами изучения являются углеродистые породы Мраморской, Иткульской и частично Шабровской площадей, расположенные, соответственно, в центральной и южной части структуры и на ее северном замыкании. Исследования, проведенные ранее в пределах Мраморской зоны смятия, показали, что углеродистые образования имеют метаморфогенно-метасоматическую природу, А на рудопроявлении Водораздельное и нескольких перспективных золотоносных участках была установлена тесная связь второго этапа золотого оруденения (золото-теллуридный тип) с проявлениями углеродистого метасоматоза [1, 3]. Шабровская площадь входит в состав одного из старейших золоторудных районов и, по-видимому, имеет значительное сходство с Мраморской, хотя системного изучения с точки зрения металлогении Аu здесь не проводилось. Иткульский блок отличается большей степенью метаморфизма пород (амфиболитовая фация) и более древними датировками слагающих его геологических комплексов. Рудопроявлений золота здесь неизвестно (возможно, из-за слабой изученности в плане золотоносности), однако результаты атомно-абсорбционного анализа в ряде случаев показали повышенные содержания золота – n×0,01 г/т.

Для Мраморской зоны характерно присутствие углеродистого вещества во всех породах и комплексах, но наиболее обогащены им углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы, тела и линзы мраморов, зоны тектонических нарушений и отдельные участки кор выветривания. Видовой состав РОВ включает 3-5 разновидностей (от легких углеводородов и битумов антраксолитового и керитового ряда до графита разной степени кристалличности и/или высокоотражающего графитоида) и не зависит от состава и состояния вмещающей породы, варьируют только относительные содержания. По данным хроматографического элементного анализа, в углеродистых сланцах содержание С_{орг} 1-3 %, в битуминозных мраморах – 0,6-0,9 вес. % (по данным термического анализа, до 0,6 вес. %). Результаты термического анализа аналогичных мраморов с Шабровской и Иткульской площадей показывают, что общее содержание УВ в них ~0,2±0,1 % вес. По количеству, как и на Мраморской площади, значительно преобладает графит. Он характеризуется более высокими температурами выгорания (экзомаксимумы 730-800 °C), что может быть связано с большей общей степенью метаморфизма в пределах этих блоков. В тоже время, во всех пробах (подобно Мраморской зоне) присутствуют еще 1-3 разновидности ОВ, которые по значениям максимумов экзоэффектов (357-366, 504 и <200 °C) могут быть отнесены к битумам керитового, реже антраксолитового ряда и нефтеподобным битумоидам [5].

Наиболее активной частью РОВ являются растворимые битумы (битумоиды). Одной из задач проведенных исследований было выделение растворимых битумов из основных типов углеродистых пород Мраморской зоны и Иткульского блока, определение их состава и предвари-

тельный сравнительный анализ. Экстракция битумоидов (аналитик Н.Н. Гусева, ВИМС, Москва) проводилась с помощью камеры Сокслета горячим хлороформом в течение 50 часов на водяной бане.

В образцах с Мраморской площади максимальные содержания битумоидов определены в сланцах (462 мг/кг) и мраморах (225 мг/кг) на небольшом удалении от рудопроявления Водораздельное (ближняя периферия), а также в глинистых корах выветривания (305 мг/кг) в его краевой части. Углеродистые сланцы центральной зоны рудопроявления относительно обеднены растворимыми битумами (99-133 мг/кг). Невысокие содержания битумоидов установлены и в углеродистых сланцах Иткульского блока: 94 мг/кг (западная полоса) и 104 мг/кг (восточная сланцевая полоса).

Состав выделенных битумоидов изучался с помощью ИК-спектроскопии на спектрометре «Nikolet 6700» с приставкой НПВО с алмазным кристаллом в области 4000-400см⁻¹ (аналитик О.В. Корякова, ИОС УрО РАН). Спектры образцов мрамора (Mp-22-19) и коры выветривания с периферии рудопроявления и сланца с восточной полосы Иткульского блока (Ит-13-1) оказались почти идентичны. Здесь присутствуют С-Н-соединения, карбонильные и сложноэфирные группы, но интенсивность полос невысокая. Только в образце из коры выветривания относительно увеличено содержание С-О-, а в мраморе С-Н-связей. В образце мрамора, удаленного от рудопроявления появляются дополнительные полосы 3394 и 3180 см⁻¹, которые могут быть отнесены к валентным колебаниям аминогрупп. Соответствующие им деформационные колебания проявляются в виде слабых полос 1641 и 1596 см⁻¹ (последние могут также принадлежать ароматическим соединениям). Аналогичный этому образцу состав ОВ характерен для спектра образца из западной сланцевой полосы Иткульского блока (Ит-37). Таким образом, принципиальных различий в составе битумоидов углеродистых комплексов Мраморской и Иткульской площадей не выявлено, что может свидетельствовать об едином режиме развития структуры, хотя уверенно говорить об этом пока преждевременно из-за недостаточного количества исследованных образцов.

Образцы из центральной зоны рудопроявления Водораздельное отличаются наименьшей степенью окисленности OB: относительно высокая интенсивность полос в области 2800-3000 см⁻¹, характеризующих С-Н – связи и слабое проявление полосы валентных колебаний гидроксильных групп. Образец с периферии золотоносной полосы отличается максимальной степенью окисленности OB с преобладанием гидроксильных групп: значительное поглощение с максимумом 3430 см⁻¹ и интенсивные полосы 1028, 1088 и 1164 см⁻¹, которые могут быть следствием деформационных колебаний С-О-Н группировок и валентных колебаний С-О связей. Подобное распределение необычно для золоторудных объектов – как правило, наиболее окисленные OB распространены в их центральных частях [4]. Возможно, это связано с определенной незавершенностью последнего этапа рудно-метасоматического процесса.

Другой важной задачей проводимых исследований является изучение и сравнительная характеристика геохимических особенностей углеродистых пород. Полученные на сегодняшний день результаты показывают, что геохимические спектры углеродистых сланцев и мраморов из разных частей рассматриваемой региональной структуры (по данным ICP-MS) имеют большое сходство (рис. 1 и 2).

Не наблюдается также выраженных особенностей в геохимических спектрах пород, принадлежащих разным площадям, хотя они находятся в различных частях протяженной региональной структуры, а углеродистые сланцы по данным геологического картирования относятся к разным геологическим комплексам: сланцы Мраморской зоны – к метаморфизованной вулканогенно-терригенной толще верхнего силура-нижнего девона, а аналогичные образования Иткульского блока – к среднерифейским метаморфитам. Следует отметить, что повышенные содержания вольфрама в пробах Мр-1599 и Мр-1602 (см. рис. 1) связаны с общими особенностями геохимического поля на рудопроявлении Водораздельное. В мраморах (см. рис. 2) при общих невысоких содержаниях наибольший разброс значений отмечен по элементам группы Bi-W-Mo, что также может быть связано с влиянием рудных процессов.

Еще больше сходства между различными углеродистыми породами демонстрируют кривые распределения РЗЭ (рис. 3 и 4). При этом графики, отвечающие мраморам и их нерастворимым остаткам, полностью соответствуют аналогичным графикам углеродистых сланцев, отличаясь только, соответственно, пониженными и повышенными содержаниями РЗЭ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...



Рис. 1. Графики распределения основных микроэлементов в углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцах Мраморской и Иткульской площадей:

Пробы: Мр-1599, 1602 – центральная и северная часть рудопроявления Водораздельное, периферия рудной зоны; Мр-1600 – сланцевая полоса к западу от рудопроявления; Ит-19-4, 13-1, 17а-1 – «Восточноиткульская» полоса сланцев, Ит-37 – «Западно-иткульская» полоса (Ит-17а-1 из зоны контакта с гранитогнейсом).



Рис. 2. Графики распределения основных микроэлементов в битуминозных мраморах Мраморской (Мр-22-19), Шабровской (Шб-23-5) и Иткульской (Ит-33-1) площадей.

Таким образом, результаты проведенных исследований различных углеродистых пород западного обрамления Сысертского блока позволяют предположить, что в целом, и углеродистые сланцы, и мрамора с разных площадей являются производными единого процесса и продуктами метаморфической дифференциации. Они также свидетельствуют о едином режиме развития структуры в течение длительного времени и активном участии ОВ в геологических процессах.

Работа выполнена по программе проектов УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН 2009-2011 гг.

Литература

1. Азовскова О.Б, Малюгин А.А., Александров В.В. и др. Углеродистый метасоматоз и золотое оруденение зоны мезо-кайнозойской активизации на Среднем Урале // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, 2006. С. 12-14.



Рис. 3. Распределение РЗЭ в углеродистых сланцах Мраморской и Иткульской площадей и в нерастворимых остатках мраморов Иткульской (Ит-33-1) и Шабровской (Шб-23-5б) площадей:



нормировано по хондриту

Рис. 4. Распределение РЗЭ в углеродистых мраморах Мраморской (Мр-22-19), Иткульской (Ит-33-1) и Шабровской (Шб-23-5) площадей.

2. Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 205с.

3. *Раппопорт М.С., Азовскова О.Б., Кузнецов В.Н.* Геологическое строение, метаморфизм и золотое оруденение Мраморской зоны смятия (Средний Урал) // Рудообразование в геологической истории Урала. Екатеринбург, ДПР, 2001. С. 55-72.

4. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 1. С. 3-46.

5. Русинова О.В, Русинов В.Л. Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 1. С. 75-96.

6. *Disnar J.R., Sureau J.F.* Organic metter and ore genesis – progress and perspectives // Organic Geochemistry, 1990. V. 16. Iss 1-3. P. 577-599.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

ПРИРОДА РАВНОВЕСНОСТИ МИКРОСТРУКТУР В ПОРОДАХ И РУДАХ ХРОМИТОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Алимов В.Ю.*, Вахрушева Н.В.**

*ООО НПП «Гео-Хром» **Институт геологии и геохимии УрО РАН

Общепризнано, что альпинотипные ультрамафиты являются мантийными и мантийно-коровыми тектонитами. В.Р. Шмелевым и В.Н. Пучковым для массива Рай-Из установлено, что формирование хромитоносных дунит-гарцбургитовых комплексов соответствует деформациям ультрамафитов, переходных от верхне-мантийных складчатых к плоскостным в зонах высокотемпературного пластического течения [3]. По механизму сдвиговой деформации эта ситуация для оливина характеризуется переходом от трансляционного скольжения к синтектонической рекристаллизации. За счет грануляции минералов и процессов вращения зерен «запускается» механизм контактных взаимодействий, возникают мощные концентраторы механических напряжений [1]. Изучение структурного плана деформаций привело к выводу о локализации дунитовых и хромитовых тел в зонах максимальных тектонических напряжений [3]. Картирование деформационных микроструктур ультрамафитов (порфирокластических, вторичных протогранулярных, лейстовых и т. д.) петрографическими методами в пределах рудных полей показывает их закономерное положение относительно рудных тел и может служить одним из методов поиска хромитов.

При этом, как правило, на оптическом уровне массивные хромитовые руды и дуниты характеризуются равновесными структурами, которые относятся к мозаичным, вторичным протогранулярным. В общем случае эти микроструктуры можно отнести к порфиробластовым для полиминеральных образований и к гранобластовым для мономинеральных. Такие микроструктуры, несомненно, свидетельствуют о высокой степени структурной равновесности вещества. Нет ли здесь противоречия? Обычно считается, что порфиро- и гранобластовые агрегаты возникают как результат перекристаллизации в результате более позднего нагрева при активном участии летучих [3]. Эта версия выглядит правдоподобной при работе с большими мономинеральными геологическими телами. Однако изучение дунит-гарцбургитовых комплексов ставит эту точку зрения под сомнение. Нередки случаи, когда небольшие по размеру дунитовые или хромитовые тела с гранобластовой структурой залегают среди огромных полей гарцбургитов, сохраняющих ярко выраженные деформационные микроструктуры. Тепловое поле, как известно, не обладает избирательностью. Можно предположить ещё, однако, что мономинеральные образования обладают меньшей устойчивостью к перекристаллизации, чем полиминеральные. Чтобы разобраться в данной ситуации, необходимы данные по микростроению минералов, полученные на электронно-микроскопическом уровне. Нами такие исследования проводятся уже продолжительное время. В наибольшей степени изучены хромиты, а из них – нодулярные руды [3]. Установлено, что реликтовое строение хромитов – микроглобулярное фрактального типа. Глобули размером ~0,1 мкм состоят из глобулей ~0,01 мкм и т. д. Первичность таких образований на сегодняшний день не вызывает сомнений. Сдвиг под давлением является одним из методов получения наноматериалов. Именно этот механизм, по нашим представлениям, и лежит в основе происхождения микроглобулярных и т. п. микроструктур хромита. Широкая распространенность наносостояния в минеральном мире хорошо известна [2]. Аналогичная информация получена и по оливинам. Даже для наиболее ранних несерпентинизированных гарцбургитов г. Пайты в оливинах наблюдается блочность с размерами ~1 и 0,1 мкм. Устанавливается микроблочность и интрарудных оливинов. Форма блоков, напоминающая капли (конуса со скругленным основанием) также является распространенной. Данные микроструктуры проинтерпретированы нами как следы неравновесной раскристаллизации ранней дисперсной фракции оливина.

Высокодисперсное состояние минерального вещества должно сопровождаться значительной величиной микропористости с размером пор порядка наименьшего размера блока. Это подтверждается данными изучения ультрамикропористости дунитов Енгайского рудопроявления, м. Рай-Из методом ЯМР. Измерения проведены Доломанским Ю.К. (Институт геофизики УрО РАН).

Реликтовая микроблочность оливина, выявленная химическим травлением, была установлена оптическими методами в работах П.Я. Яроша и Е.П. Царицына [6]. Наши наблюдения подтверждают результаты этих авторов. Таким образом, и для оливинов устанавливаются фрагменты реликтовых блочных микроструктур, свидетельствующих об отсутствии тотальной перекристаллизации.

В связи с вышеизложенным, можно отметить следующее:

 – для массивных хромитов и дунитов наблюдаемая петрографически гранобластовая структура сочетается с неравновесными электронно-микроскопическими структурами, свидетельствующими об отсутствии в природных условиях интенсивной перекристаллизации, например, путем отжига;

– особенности микростроения изученных минералов свидетельствуют о наличии на определенных этапах деформаций ультрамафитов нескольких структурно-размерных уровней организации вещества. Именно такой подход для деформируемых сред развивается в рамках относительно новой дисциплины – физической мезомеханики, в отличие от традиционного подхода, рассматривающего деформируемую среду по схеме «кристалл+дислокации». Блочно-кластерный многоуровневый кристалл целесообразно определить как мезокристалл. Такая многоуровневость продолжает закономерность иерархической блочности геосферы, установленную акад. М.А. Садовским, до наноуровня.

Для того, чтобы понять, каким образом сложное внутреннее строение минералов с неравновесными синдеформационными микроструктурами (электронно-микроскопический уровень) сочетается с равновесными структурами на уровне оптических увеличений, необходимо рассмотреть особенности механических и упругих свойств гранулированных (блочных, микроглобулярных, кластерных) сред. Для этого достаточно основных сведений о деформациях и их особенностях в зернистых средах [4, 5].

Поскольку породы и руды представляют собой поликристаллические образования, минимально достаточным является рассмотрение их свойств в рамках простейшего варианта теории упругости. Как известно, деформации и распределение механических напряжений могут быть описаны двумя упругими константами. Удобно использовать модуль Юнга Е (модуль линейного удлинения) и коэффициент Пуассона v (модуль поперечного сжатия). Величина v показывает соотношение между продольными и поперечными механическими напряжениями в изотропном поликристаллическом теле. В частности, для вертикального давления P_в (вес пород) и горизонтальных напряжений P_r существует соотношение [5]:

$$\mathbf{P}_{\mathbf{v}} = \mathbf{P}_{\mathbf{v}} \times \left[\mathbf{v} / (1 - \mathbf{v}) \right] \tag{1}$$

Таким образом, коэффициент Пуассона показывает, в какой степени механические напряжения передаются от линии их действия «в стороны».

Как правило, у руд и пород в их современном состоянии коэффициент Пуассона близок к 0,33. Соотношение $P_r / P_B = 0,49$. Данные по микроструктурам позволяют рассмотреть хромит и оливин на стадии активной деформации как многоуровневую гранулированную среду. Нас интересует величина коэффициента Пуассона для такой среды. Рассмотрим эту задачу сначала в простейшем варианте. Представим гранулированную среду в виде кубической упаковки шаров одинакового размера, нагруженных некоторым давлением. Коэффициент Пуассона массивного материала равен v_1 . Найдем коэффициент Пуассона v_2 гранулированной среды из данного материала. Особенностью данной задачи является наличие давлений на контактах шаров, значительно превышающих внешнее (фоновое). Величины для продольных и поперечных волн в такой гранулированной среде рассчитаны сейсмологами в рамках теории Герца [4]. Зная эти скорости, по стандартным формулам теории упругости нетрудно рассчитать величину v_2 . Не рассматривая здесь выкладки, приведем окончательный результат:

$$\mathbf{v}_{1} = 0,5 \times \mathbf{v}_{1} \tag{2}$$

Примечательно, что соотношение v_2/v_1 для одноуровневой гранулированной среды не зависит ни от типа вещества, ни от РТ-параметров, ни от размера частиц. Соответственно, для рассмотренного выше случая $v_2 = 0.5 \times 0.33 = 0.165$. Величина P_r / P_B в данном случае равна 0,2, т. е. простая гранулированная среда значительно слабее (в 2,5 раза), чем кристаллическое тело из того же вещества, передает приложенное давление «в стороны». Учтем теперь, что согласно

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

проведенным наблюдениям, оливин и хромит представляют собой многоуровневые гранулированные среды с шагом по размеру ~10:1. При таких размерных соотношениях более крупная фракция служит как бы пуансонами для более мелкой. На следующем, в сторону уменьшения по размеру, уровне получаем $v_3 = 0.5 \times 0.165 = 0.0825$ и $P_r / P_s = 0.09$ и т. д.

Если считать, что наибольший размер гранулированного вещества соответствует размеру зерна минерала ~10⁻³ м, а наименьший из реально наблюдаемых 10⁻⁸ м, то число уровней равно 5. Для самого малого размера получаем $v_5 = 0,01$ и $P_r / P_B = 0,01$. Реально это означает, что многоуровневая микроблочная среда не передает давления «в стороны». Механизм этого понятен: энергия внешних воздействий запасается в виде упругой энергии в зонах сжатия на контактах микроглобулей [1].

Общая симметрия явления определяется принципом Кюри. Как правило, имеется плоскостная конфигурация сдвиговой зоны в целом; вертикальное воздействие веса пород; осевая конфигурация напряжений в силу соотношения между Р_г и Р_в и элементы вращательной симметрии, поскольку сдвиг при синтектонической рекристаллизации в основном реализуется вращением. Если фактор вращения существенен, то симметрия мезокристаллических образований будет максимально высокой и в ряде случаев приближаться к шаровой. В отличие от обычного кристалла, у мезокристалла есть такая возможность. По нашим данным, фактор вращения при образовании хромитоносных дунит–гарцбургитовых комплексов и самих руд является существенным. Это подтверждается и диаграммами ориентации осей оптической индикатрисы оливинов из рудовмещающих дунитов, которые имеют симметрию кругового конуса, цилиндра и приближающуюся к шаровой [3].

За счет нелинейности возникает ситуация, когда в веществе, организованном как фрактальная гранулированная среда, накапливается значительная упругая энергия, которая, однако, не передаётся на наружный контур. Эта ситуация полностью соответствует важнейшему термодинамическому принципу минимума свободной энергии. В мономинеральной среде сочетание высокой энергонасыщенности и минимальности давления на поверхности мезокристалла приводит к минимизации поверхности. Так, на наш взгляд, и возникает гранобластовая структура разделов поверхностей зерен, а в более общем случае формируются мезокристаллы. Симметрия данной структуры может превышать номинальную симметрию минералов. При наличии нескольких минералов наиболее энергонасыщенный мезокристалл будет стремиться по форме к шару. Такова, на наш взгляд, одна из основных причин возникновения нодулярных хромитов.

Проведенный анализ фрактальной микроблочности мезокристаллов достаточен для прогнозирования параметров оруденения, например, морфологии рудных тел. Морфология рудных тел, согласно этим представлениям, может варьировать в зависимости от ориентировки зоны сдвига, количественного соотношения тектонических напряжений и давления вышележащих пород, конфигурации суммарных напряжений. Возможны случаи сигарообразных рудных тел, т. е. рудных столбов. В другом случае могут образоваться гнездовые рудные залежи, как с элементами огранки, так и в форме шаров. Такие случаи для хромитов известны.

Мезокристаллические образования служат экранами для внешнего давления, как литостатического, так и тектонического. В зонах сдвига независимо от глубины залегания могут образовываться, как «тени давления», так и локальные разрывы сплошности. Геологически это может проявляться как пространственная приуроченность милонитизированных пород и пегматитов. В других случаях может наблюдаться внедрение магматических тел в зоны растяжения вокруг наиболее напряженных участков пород и хромитовых руд. Такая, на первый взгляд парадоксальная, ситуация является закономерной для фрактальной блочной среды, эволюционирующей по законам контактной механики. Такие ситуации, выявляемые геологическим картированием и геофизическими работами, известны и могут использоваться как поисковые критерии.

Следует отметить, что для образования мезокристаллов необходимо наличие фрактальной гранулированной среды. Такая среда может формироваться самопроизвольно в условиях сдвига под давлением с участием синтектонической рекристаллизации. Максимальная неоднородность механических напряжений (локальный стресс) возникает именно на контактах зерен. Соответственно, в области контактов зерен минерала возникает следующая генерация еще более мелких зерен и т. д. Чем мельче зерно, тем больше величина контактных напряжений. Таким

образом, возникает система с положительной обратной связью между градиентными механически напряжениями контактной природы и размером зерен (субзерен, микроблоков и т. д.) минерала. Тем самым реализуется механический процесс сомопроизвольного диспергирования. Данный процесс аналогичен эффекту Ребиндера для систем с пленочным расплавом.

Таким образом, возникновение порфиро- и гранобластовых структур и их аналогов на различных размерных уровнях не является следствием снятия механических напряжений в веществе. Напротив, возникновение структурной равновесности обусловлено процессами самоорганизации в фрактальной гранулированной среде, отличающейся весьма большими величинами локальных механических напряжений и их градиентов. Дополнительными структурообразующими факторами являются обратная пропорциональность размеров микроблоков и величин контактных напряжений, а также дилатансионный характер деформаций, неизбежный при сдвиге в гранулированных средах.

Литература

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитовых месторождений в альпинотипных ультрабазитах // Рудогенез. Миасс-Екатеринбург: 2008. С. 4-7.

2. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное строение минерального вещества. Санкт-Петербург: Наука, 2005. 581 с.

3. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 227 с.

4. Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра, 1986. 262 с.

5. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию М.: Мир, 1974. 845 с.

6. *Ярош П.Я., Царицын Е.П.* Признаки перекристаллизации в оливинах из гипербазитов // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. С. 223-230.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОКСИДНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ РАЙОНОВ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

Аюпова Н.Р.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, aupova@mineralogy.ru

До недавнего времени геохимия РЗЭ оксидно-железистых отложений колчеданоносных районов Урала была довольно плохо известна в связи с недостаточной чувствительностью существующих методов бумажной хроматографии и нейтронной активации вещества из-за крайне низких содержаний РЗЭ в их составе. Внедрение в практику геологических исследований метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой предоставила возможность возобновить эти результаты на современном уровне. Определения содержаний РЗЭ в оксидно-железистых отложениях проводились на масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой с анализом водных растворов («Plasmaquad PQ2 Plus», Музей Естественной Истории, г. Лондон и «ELAN 9000», Институт геологии и геохимии Уро РАН, г. Екатеринбург).

Процессы катагенеза и метагенеза практически не затронули текстурно-структурные и геохимические признаки апогиалокластитового и апосульфидного происхождения оксидно-железистых отложений, ассоциирующих с силурийскими и девонскими колчеданными месторождениями Урала [1, 2, 4], среди которых выделены госсаниты и джаспериты. Госсаниты – продукты окисления сульфидно-гиалокластитовых осадков – обычно локализованы на рудоносном уровне в виде первичного ореола колчеданных месторождений в кровле рудных тел и на выклинивании рудных залежей в ассоциации с ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками и гиалокластитами. Они представлены хлорит-гематит-кварцевыми и гематит-кварцевыми разновидностями. Наиболее изученными в этом отношении являются месторождения Молодежное, Талганское,

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

Чебачье, Яман-Касинское, Блявинское, Бабарыкинское, Александринское. Джаспериты представляют собой апогиалокластитовые гематит-кварцевые породы, распространенные в интервалах перехода от вулканогенных к вулканогенно-осадочным и осадочным комплексам, формирование которых не связано с колчеданообразующими процессами. Более подробно в минералого-геохимическом плане типичные джаспериты изучены в Александринском и Верхнеуральском рудных районах.

В целом, оксидно-железистые отложения характеризуются широкими вариациями содержаний РЗЭ. Суммарное содержание РЗЭ колеблется от 3-6 до 400 г/т. Отсутствие значимых положительных корреляций РЗЭ с Fe³⁺ и положительные значимые коэффициенты корреляции с Al, Ti, Mg, K, Zr свидетельствуют о доминировании литогенного фактора концентрирования РЗЭ над сорбционным.

Значительные содержания РЗЭ характерны для госсанитов с реликтами гиалокластического материала. Спектры РЗЭ «незрелых» хлорит-гематит-кварцевых госсанитов, нормализованные на хондрит, характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ (La_N/Yb_N=5-20) и выраженной отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu*=0,13, где Eu*= Sm_N+Gd_N)/2) и Ce (Ce/Ce*=0,2, где Ce*=Ce_N/(La_N+Pr_N)/2), также, как и гиалокластитов. В минеральном составе этих отложений установлены собственные минеральные формы РЗЭ, такие, как монацит, обогащенный РЗЭ эпидот и апогиалокластогенный хлорит.

Другая разновидность госсанитов – баритсодержащие гематит-кварцевые породы – содержат на 1-2 порядка ниже РЗЭ по сравнению с хлорит-гематит-кварцевыми госсанитами, в их спектре обычно появляется ярко выраженная положительная Eu-аномалия (Eu_N/Sm_N до 2,4) с изменчивым относительным содержанием Eu (Eu/Eu*=0,2-0,7) и уменьшается (вплоть до исчезновения) отрицательная Се-аномалия. При этом между содержаниями Ва и Eu обнаруживается прямая корреляционная зависимость.

Джасперитам свойственны низкие содержания РЗЭ и четко выраженные отрицательные Се- и Еu-аномалии (Ce/Ce*=0,02-0,30; Eu/Eu*=0,09-0,15). Кроме того, в джасперитах с реликтами гиалокластов отмечается обогащение легкими РЗЭ, с примесью карбонатного материала – обогащение тяжелыми РЗЭ.

В современных и во многих фанерозойских оксидно-железистых отложениях других регионов мира источником РЗЭ считаются либо гидротермальные флюиды, либо морская вода, либо участие обоих источников [5-9, 11]. Детальные минералого-геохимические исследования оксидножелезистых отложений Уральского палеоокеана позволяют предполагать, что мобилизация РЗЭ определяется спецификой процессов придонных преобразований исходных гиалокластогенных, сульфидных и карбонатных составляющих, активностью отдельных лантаноидов и других ассоциирующих элементов в различных физико-химических условиях среды формирования этих отложений.

Госсаниты, содержащие апогиалокластогенный хлорит в том или ином количестве, унаследовали спектры РЗЭ от гиалокластитов. Установлено, что по мере преобразования гиалокластов в гематит-кварцевые агрегаты содержание РЗЭ уменьшается, что подтверждается результатами лазерного ИСП-МС анализа [2]. Общие свойства РЗЭ и, прежде всего, их литофильность, неблагоприятны для накопления РЗЭ в сульфидных минералах, присутствующих в госсанитах, что и подтверждается крайне низкими содержаниями лантаноидов в сульфидных образованиях.

Положительная аномалия Еu появляется в наиболее зрелых разновидностях госсанитов, которым свойственны крайне низкие содержания РЗЭ, примесь барита и отсутствие хлоритизированной гиалокластики. Предполагается, что Eu в госсанах современных сульфидоносных полей входит в состав гидротермального барита в виде изоморфной примеси [5]. Многочисленные наблюдения показывают, что Eu максимум в госсанитах появляется лишь на фоне общего уменьшения содержания других РЗЭ. Предполагается, что положительная аномалия Eu при гальмиролизе сульфидно-гиалокластитовых осадков объясняется относительно слабой растворимостью сульфатов РЗЭ в этих условиях возрастает от Eu к Ce и к Lu), возникающих при окислении сульфидов. В этом случае корреляция Eu с Ba вполне объяснима. Максимальная растворимость сульфатов Ce, вероятно, определила появление отрицательной аномалии в спектрах РЗЭ для большинства госсанитов.

Результаты исследований показывают, что Еu-минимум в джасперитах может быть связан с выносом хорошо растворимых карбонатных комплексов этого элемента в щелочных усло-

виях [12], что характерно для формирования джасперитов [1, 2, 4, 9]. А отрицательная Се-аномалия в джасперитах может быть связан с невозможностью окисления хорошо растворимого Ce^{3+} до нерастворимого Ce^{4+} и его выносом в восстановительных условиях (pH \approx 5) [3] на начальной стадии преобразования гиалокластитов, что приводит к сохранению Се-минимума в джасперитах.

Таким образом, РЗЭ являются потенциально полезными свидетелями физико-химических условий придонных преобразований карбонат- и сульфидсодержащих гиалокластических осад-ков с формированием оксидно-железистых образований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-05-00731a и Программы Президиума РАН № 17.

Литература

1. *Аюпова Н.Р.* Апогиалокластитовые железистые и марганцовистые породы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. 19 с.

2. *Аюпова Н.Р., Масленников В.В.* Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля. Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.

3. *Гороновский И.Т., Назаренко Ю.П., Некряч Е.Ф.* Краткий справочник по химии. Киев: Наукова Думка, 1987. 829 с.

4. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

5. Barret T.J., Jarvis I., Jarvis K.E. Rare earth element geochemistry of massive sulphidessulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge // Geology, 1990. Vol. 18. P. 583-586.

6. *Davidson G.J., Stolz A.J., Eggins S.M.* Gheochemical anatomy of silica iron exhalites: evidence for hydrothermal oxyanion cycling in response to vent fluid redox and thermal evolution (Mt. Windsor Subprovince, Australia) // Economic Geology, 2001. Vol. 96. P. 1201-1226.

7. *Grenne T., Slack J.F.* Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels // Mineralium Deposita, 2003. Vol. 38: 625-639.

8. Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D. et al. Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic ridge // Econ. Geology, 1991. Vol. 86. P. 1747-1755.

9. *Kalogeropolous S.I., Scott S.D.* Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukuzawa mine, Hokuroku district, Japan. Econ. Geology Monograph, 1983. P. 412-432.

10. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.E. et al.* Implication of halmyrolysis in migration of REE during formation of ferruginous sedimentary rocks in Uselga massive sulfide deposits, Southern Urals (Russia) // Mineral exploration and sustainable development. Proceedings of the Seventh Biennial SGA meeting. Athens, 2003. Vol. 1. P. 147-150.

11. Robertson A.H.F., Fleet A.J. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus // Earth and Planetary Science Letters, 1976. Vol. 28. P. 385-394.

12. *Wood S.A.* The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. Chemical Geology, 1999. Vol. 82. P. 159-186.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ...

К ИСТОЧНИКУ И СПЕЦИФИКЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТАГАМИТОВ В МЕГАБРЕКЧИИ ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ: НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Вишневский С.А., Гибшер Н.А.

Институт Геологии и Минералогии СО РАН, svish@uiggm.nsc.ru

Введение. Одной из главных импактных формаций уникальной Попигайской астроблемы является мегабрекчия. Она образует концентрический пояс по периферии кратера и сложена хаотической смесью глыб различных пород мишени размером от 1 до 100 м, которые цементированы мелкообломочным материалом [1]. Классическим примером данной формации является обнажение «Пёстрые Скалы» (рис. 1). Выше по разрезу на мегабрекчию обнажения с временным перерывом налегает мощная толща апогнейсовых расплавных импактитов-тагамитов. Этот перерыв фиксируется по прослою зювитового песка в основании указанной толщи и по включениям зювитов, то-есть, отложений взрывного облака, в самой мегабрекчии. В глыбах мегабрекчии ударный метаморфизм слабый (<5-7 ГПа, осадочные породы чехла) или умеренный (от 5-7 до 20-40 ГПа, гнейсы фундамента мишени). Согласно известным представлениям теории импактного кратерообразования, такие пределы ударных давлений указывают, что глыбы мегабрекчии этого обнажения поступили из зоны импактирования, расположенной на удалении от ~20 до ~30 км от центра взрыва.

Резким контрастом с кластическими продуктами слабого и умеренного импактирования являются включения тагамитов в мегабрекчии, которые фиксируют сильный ударный метаморфизм с давлениями >50-60 ГПа. Они слагают неправильные массы различной величины (вплоть до тел объёмом в десятки куб. метров) в цементе мегабрекчии или образуют инъекции в её гнейсовых глыбах. Следы течения и турбулентного смешения расплава с обломками указывают, что в момент отложения мегабрекчии эти тагамитовые массы находились в мобильном жидкопластичном состоянии и являются сингенетичным компонентом этой формации. Ранее тагамитовые тела в данном обнажении считались продуктом простого смешения обломочного материала с потоками импактного расплава на завершающих стадиях экскавации кратера. Однако такой вывод не подтвердился временным перерывом между отложением мегабрекчий и тагамитового покрова, и внутриформационные тела тагамитов в обнажении остались непонятным феноменом. Анализ содержания некоторых летучих компонентов, а также малых, редких, рассеянных и редкоземельных элементов в этих телах позволил выяснить источник их расплава, а сравнение с другими импактитами Попигайской астроблемы выявило более сложную динамику взаимодействия обломков и расплава при образовании мегабрекчии и позволяет считать, что этот процесс во многом контролировался водой.

Объекты исследования и полученные результаты. Тагамиты обнажения сложены пористой тёмно-серой стекловатой породой, которая «сварена» с цементом или глыбами мегабрекчии и насыщена множеством обломков архейских гнейсов и их минералов. Эти обломки несут следы ударного метаморфизма разных ступеней, в том числе, такие, как появление апокварцевых и других мономинеральных стёкол плавления. Обилие реститных обломков гнейсов позволяет считать данные тагамиты продуктами краевой зоны ударного плавления гнейсов мишени. Радиус такой зоны составил в Попигайской астроблеме ~14-15 км. С применением ионного зонда выполнено исследование вещественного состава 8 индивидуальных образцов этих тагамитов. Из летучих компонентов определялись вода и фтор (табл. 1). Диапазон содержаний, среднее содержание и стандартное отклонение по этим компонентам составили (масс. %): H₂O = 1,14-3,49; 2,15±0,79; F = 0,126-0,235; 0,171±0,032. Из других компонентов анализировались некоторые малые, редкие, рассеянные и редкоземельные элементы (табл. 2). Здесь получены следующие результаты (среднее содержание и стандартное отклонение, в ppm): $Rb = 121\pm15.5$; Sr =246±28,01; Ва = 1021±177,6; Ті = 6290±453; V = 108±40,3; Сг = 388±257 для 7 анализов (в одном анализе содержание хрома составило 4410 ppm); Y = 43,7±4,58; Zr = 217±17,8; Nb = 19,3±2,17; Ta = 2,09±0,26; Hf = 5,89±0,42; Th = 15,6±2,23; U = 1,53±0,16. Спектры лантаноидов (рис. 2) обладают следующими особенностями: 1) их суммы варьируют в пределах 234,08÷376,6; 2) степень


Рис. 1. Обнажение мегабрекчии «Пёстрые Скалы» в западном борту Попигайской астроблемы, которое представляет один из самых впечатляющих выходов импактитов данной формации.

Обнажение венчается «шляпой» тагамитов (t), которые с резким неровным контактом и временным перерывом отложились на мегабрекчию. На дальнем плане слева – скальные выходы мощного тагамитового покрова, который налегает на мегабрекчию по направлению к центру кратера.



Рис. 2. Спектры редкоземельных элементов в тагамитах из обнажения мегабрекчии «Пёстрые Скалы», Попигайская астроблема.

Таблица 1

Вода, фтор, суммы микрозондовых анализов и общая сумма всех определений по тагамитам из обнажения «Пёстрые Скалы»

NoNo	№№ образца	Н₂О, мас. %	F, мас. %	*Сумма R, мас. %	Общая сумма всех
анализа					определений, масс. %
Vis-7	2189/2-2-1	1,14	0,183	94,91	96,23
Vis-10	2189/2-5-1Б	1,15	0,183	94,46	95,79
Vis-12	2189/2a-2-1	1,92	0,149	96,70	98,77
Vis-13	2189/2-6-2	2,81	0,126	94,83	97,77
Vis-17	2189/2-5-2	2,43	0,154	93,60	96,18
Vis-22	2189/2a-2-4,5	2,17	0,179	94,19	96,54
Vis-23	2189/2a-2-4,5	3,49	0,235	94,42	98,15
Vis-27	2189/2a-3-7	2,07	0,162	97,13	99,36

Примечания: количественный ионный анализ, микрозонд Cameca IMS-4F, аналитик Симакин С.Г., г. Ярославль; * – сумма микрозондового анализа стёкол.

фракционирования (La_N/Yb_N) средняя или относительно высокая: 6,7÷10,12; 3) «тяжёлая» (Gd-Yb) часть спектра субгоризонтальна, в то время как его «лёгкая» (La-Sm) часть более крутая, с соотношением La_N/Sm_N = 4,24÷4,98, что указывет на относительное обогащение элементами La-

Таблица 2

Элемент	№№ анализа								
	Vis-7	Vis-10	Vis-12	Vis-13	Vis-17	Vis-22	Vis-23	Vis-27	
Rb	110	134	90,8	116	140	120	128	118	
Sr	282	235	282	241	220	202	258	246	
Ba	991	1030	801	1380	1130	881	1040	918	
Ti	6270	6120	5290	6720	6540	6510	6620	6250	
V	70,1	116	104	54,0	121	190	103	103	
Cr	80,8	4410	421	449	885	381	333	169	
Y	43,1	44,4	34,7	50,5	47,0	41	44,4	44,3	
Zr	254	198	222	226	213	199	214	212	
Nb	19,8	18,4	17,4	23,0	18,7	16,5	21,8	18,8	
Та	1,94	2,05	1,63	2,24	2,20	2,09	2,54	2,05	
Hf	6,43	5,27	6,27	5,88	5,81	5,52	6,34	5,65	
Th	17,9	14,6	14,5	18,1	15,3	11,4	15,7	17,5	
U	1,69	1,33	1,38	1,61	1,46	1,41	1,75	1,62	
			Л	антаноиды					
La	65,4	61,9	52,6	79,4	66,7	48,1	63,2	63,0	
Ce	138	128	106	171	140	104	127	128	
Nd	53,0	51,0	40,0	67,8	56,5	38,8	52,6	50,2	
Sm	8,95	9,18	7,12	11,2	9,24	6,71	7,99	8,68	
Eu ¹⁵³	1,53	1,53	1,79	1,59	1,94	0,705	1,90	1,40	
Gd ¹⁵⁸	9,28	8,86	7,61	8,81	9,93	5,82	6,34	6,64	
Dy ¹⁶³	6,81	7,58	5,89	7,91	8,23	6,71	7,44	7,27	
Er ¹⁶⁷	4,84	4,85	4,16	5,28	5,29	5,13	4,97	4,98	
Yb ¹⁷⁴	4,37	4,37	3,76	5,73	4,77	4,85	4,94	5,22	

Некоторые малые, редкие, рассеянные и редкоземельные элементы (в ppm) в тагамитах из обнажения «Пёстрые Скалы», Попигайская астроблема

Примечание: количественный ионный анализ, микрозонд Cameca IMS-4F, аналитик Симакин С.Г., г. Ярославль.

Sm группы; 4) соотношение «лёгких» к «тяжёлым» лантаноидам составляет 8,78÷11,88; 5) все анализы показали чёткую отрицательную аномалию европия, Eu/Eu* = 0,35÷0,81.

Обсуждение и заключение. По содержанию лантаноидов исследованные тагамиты весьма близки к клинопироксеновым гнейсам хапчанской серии Анабарского щита, геохимия которых подробно охарактеризована в работе [4]. Кроме того, согласно [4], указанные тагамиты весьма близки к хапчанским гнейсам и, одновременно, к диафторитам амфиболитовой фации, которые возникли по этим породам, по содержаниям Th, U и по соотношению Th/U (10,20±1,09), а также по содержаниям V, Zr и Nb; данные по Hf и Y в работе [4] отсутствуют; более высокие содержания Sr, Ba и Rb, найденные в тагамитах, вероятно, связаны с влиянием диафтореза. Следующим шагом в интерпретации родительского источника исследованных тагамитов является их водосодержание. Ранее было установлено [7], что по этому параметру все апогнейсовые расплавные импактиты Попигайской астроблемы разделяются на две группы: «сухие» и «влажные» (со средним содержанием воды, соответственно, в 0,74±0,18 и 2,23±0,48 мас. %). Поскольку тагамиты обнажения относятся к «влажному» типу (2,15±0,79 мас. % H₂O), а хапчанские гнейсы весьма «сухие» (согласно [4], даже потери при прокаливании для этих пород составляют 0,31÷0,95 мас. % и редко достигают 1,31 мас. %), то наиболее вероятным источником расплава тагамитов послужили диафториты, образованные по хапчанским гнейсам.

Как уже говорилось выше, внутриформационное залегание тагамитовых тел в обнажении мегабрекчии «Пёстрые Скалы», да ещё в отрыве от основной массы импактного расплава (на что указывает временной перерыв между отложением мегабрекчий и тагамитовой толщи) было непонятным феноменом. Напомним, что тагамитовый расплав поступил из краевой части зоны ударного плавления (~14-15 км от центра взрыва), а кластический материал мегабрекчии – из зоны умеренного импактирования (от ~20 до ~30 км от центра взрыва). Для того, чтобы состоялся динамический контакт и инъективное взаимодействие тагамитового расплава с глыбами гнейсов из данной зоны, он должен был обладать высокой мобильностью и испытать взрывную дезинтеграцию, чтобы в опережающем режиме отделиться от основной массы продуктов зоны

ударного плавления; далее турбулентные смеси обломков и расплава в процессе экскавации переместились в краевую часть растущего кратера, где отложились с образованием мегабрекчии.

Высокая мобильность импактного расплава уже известна для других расплавных импактитов Попигайской астроблемы, которые богаты водой. Среди них можно отметить импактные флюидизаты [8], продукты раннего импактного анатексиса гнейсов [2] и другие специфические образования. В частности, импактные флюидизаты возникли как суперкритические флюидно-расплавные смеси, которые образовали дайки и ветвящиеся жилы в глыбах слабо-импактрованных гнейсов (давления <8-10 ГПа, исходное залегание на расстоянии >25-30 км от центра взрыва) из другого обнажения мегабрекчии [1, 8]. Чтобы вступить в динамический контакт с этими гнейсами, флюидно-расплавные смеси импактных флюидизатов в процессе центробежного течения переместились на расстояние не менее 12-15 км от места своего зарождения и также потеряли связь с основной массой расплава из зоны ударного плавления. Все эти продукты были в той или иной мере обогащены водой. По аналогии с этими и другими богатыми водой расплавными импактитами астроблемы можно считать, что высокая мобильность тагамитового расплава при образовании мегабрекчии обнажения «Пёстрые Скалы» была также связана с присутствием воды. Добавим, что консервация плотных, ~0,5-1 г/см³, водных включений в лешательерите из импактных туффизитов астроблемы происходила при высоких, ~0,8-3,3 ГПа (в приповерхностных условиях!) давлениях, которые объясняются остаточной ударной нагрузкой. Эта нагрузка была обусловлена действием водного буфера и сохранялась на протяжении не менее 10-12 с, вплоть до динамического контакта флюидно-расплавных смесей с глыбами слабо-импактированных вмещающих гнейсов [1, 8]. Согласно предварительному изучению флюидных включений в мономинеральных стёклах из тагамитов обнажения «Пёстрые Скалы», здесь также имело место замедленное разгружение импактного расплава с аналогичной консервацией высокобарических флюидных включений под действием водного буфера.

Ранее уже отмечалась важная роль воды в специфике экскавации импактитов [5, 6], ударной сепарации химических элементов [2], а также в минералогенезе и петрогенезе [3] этих пород. Результаты настоящих исследований подтверждают наше прежнее заключение о том, что вода в импактных процессах большого масштаба способствует появлению мобильных флюидно-расплавных систем с высокой проникающей способностью. Эта особенность флюидного режима импактитов должна учитываться в исследованиях астроблем на Земле, Марсе и других планетах, породы которых богаты водой и другими летучими компонентами.

Работа поддержана грантом РФФИ № 08-05-00468

Литература

1. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 2007. 288 с.

2. Вишневский С.А., Поспелова Л.Н. Импактный анатексис на примере ударно-метаморфизованных гнейсов Попигайской астроблемы // Метеоритное вещество и Земля. Новосибирск: Наука, 1986. С. 117-131.

3. Вишневский С.А., Поспелова Л.Н. Флюидный режим импактитов: плотные водные включения в высоко-кремнистых стёклах и их петрологическое значение. Препринт ИГиГ СО АН СССР № 16. Новосибирск, 1988. 53 с.

4. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и ранняя эволюция Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

5. *Kieffer S.W., Simmonds C.H.* The role of volatiles and lithology in the impact cratering process // Reviews of Geophysics and Space Physics, 1980. V. 18. № 1. P. 143-181.

6. *Vishnevsky S.A.* Suevite-tagamite megamixtures: an impact formation on the floor of the Popigai Suevite strata. // 3rd Internat. Conf. on Large Meteorite Impacts, Germany. Houston, USA: Lunar and Planetary Institute Contr. № 1167, 2003. Abstr. № 4024.

7. Vishnevsky S., Montanari A. Popigai impact structure (Arctic Siberia, Russia): Geology, petrology, geochemistry, and geochronology of glass-bearing impactites // Geological Society of America Special Paper 339. Boulder, Colorado, 1999. P. 19–59.

8. Vishnevsky S.A., Raitala J. Popigai impact fluidizites derived from the «wet» units of target: injections of hot and mobile melt+H₂O mixtures with long-living residual shock pressures // Workshop on Impact Cratering «Bridging the Gap II: effects of target properties on the Impact Cratering process». Saint-Hubert, Canada: 2007. Abstr. N 8014.

НОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Волошин А.В., Шпаченко А.К., Басалаев А.А., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Anamumы, woyt@geoksc.apatity.ru

Ввиду наличия целого ряда проявлений гидротермального золота в соседних Карелии и Финляндии и известного сходства территорий по геологическому строению и истории формирования [2, 6], Геологическим институтом КНЦ РАН в последние годы пересматриваются перспективы золотоносности Кольского п-ова. Наиболее интересными представляются три объекта: Панареченская вулкано-тектоническая структура, участок Кайлары и участок р. Подманюк.

Панареченская вулкано-тектоническая структура расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенго-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахи-



Рис. 1. Геологическая схема Панареченской вулкано-тектонической структуры (ОАО ЦКЭ, 2000 г.):

1 – метариолиты; 2 – метадациты; 3 – метадациадезиты; 4 – метаандезиты; 5 – метатуфы основного состава; 6 – метаандезибазальты; 7 – метапесчаники; 8 – метапелиты; 9-14 – интрузивные образования: 9 – метаперидотиты, 10 – метапикриты, 11 – диабазы, габбро-диабазы, 12 – субщелочные монцониты, гранодиориты, габброиды, сиениты, 13 – лейкограниты; 14 – сульфидно-углеродистые сланцы: а – углеродистого материала < 50 %; 15 – сульфидно-углеродистые образования; 16 – метасоматиты.



Рис. 2. Рудная минерализация Панареченской вулкано-тектонической структуры: Au – самородное золото, Au-Ag – эмпрессит, Gn – галенит, PbTe – алтаит, Hes – гессит, Ccp – халькопирит, Ptz –петцит, Nag – нагиагит, Tet – тетраэдрит, Vol – волынскит.

Рис. 3. Золоторудная минерализация участка Кайралы: 1 – пирит (серое), гематит (тёмно-серое), кварц (чёрное), золото (светлые зерна); 2 – мелонит $Ni_{0.96}Fe_{0.12}Co_{0.02}Te_2$ (верхнее светлое зерно в пирите, серое), золото $Au_{0.89}Ag_{0,11}$ (белое зерно справа и кайма вверху); 3 – мелонит $Ni_{0.97}Fe_{0.21}Co_{0.02}Te_2$ (второе светлое зерно в гематите, серое), и его тонкое срастание с золотом $Au_{0.80}Te_{0.11}Fe_{0.05}Ni_{0.04}$; 4 – мелонит $Ni_{0.98}Co_{0.06}Te_{2.0}$ (светлое зерно вверху) и золото $Au_{0.94}Ag_{0.06}$ (внизу).



формную структуру (рис. 1), вытянутую в северо-западном направлении на 18 км при ширине 6 км [4, 5]. Первые сведения о её золотоносности получены в 1980-х годах Центрально-Кольской ГРЭ, тогда же выявлены 16 рудных минералов. Ревизия аншлифов ЦК ГРЭ и анализ собственных материалов с помощью MS-46 Cameca и LEO-1450 позволил авторам установить 42 рудных минерала из классов самородных металлов, сульфидов, сульфосолей, оксидов и теллуридов (рис. 2): пирит, марказит, пирротин, пентландит, макинавит, виоларит, галенит, алтаит, сфалерит, гринокит, молибденит, халькокит, ковеллин, халькопирит, борнит, тетраэдрит, бисмутинит, кобальтин, герсдорфит, арсенопирит, костибит, цумоит, теллуровисмутит, пильзенит, радхакришнаит (первая находка на Кольском п-ове), колорадоит (первая находка на Кольском п-ове), висмут, теллур, никель (первая находка на Кольском п-ове), магнетит, ильменит, рутил; благороднометальные минералы: золото, серебро, эмпресит, гессит, штютцит, волынскит, петцит, нагиагит (первая находка в России), аргентопентландит, фрейеслебенит. Кроме того, установлены 8 минеральных фаз, рассчитываемых на стехиометрические составы.

Авторами выделяются четыре типа рудоносных пород: углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, хлорит-карбонатные метасоматиты, пиритовые руды. Первые два типа пород в целом наиболее рудоносны. Сквозными для всех типов пород являются магнетит, ильменит, рутил, пильзенит, теллуровисмутит, цумоит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, алтаит, пирротин, пирит, фрейеслебенит, петцит, гессит, эмп-



Рис. 4. Индукционные поверхности кварца на пирамидах нарастания граней куба идиоморфных кристаллов пирита.

ресит, серебро. Редкие штютцит, волынскит, нагиагит, гринокит, тетраэдрит, бисмутинит, костибит, радхакришнаит и колорадоит установлены только в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах. Более тонкие тенденции требуют дальнейшего изучения.

С учётом общей геологической ситуации, оруденение Панареченской вулкано-тектонической структуры (Au-Ag теллуридный тип) наиболее близко таковым месторождения Крипл-Крик (Au теллуридный тип) и рудного поля Сильвертон-Теллурид (Au-Ag с Pb и Zn теллуридный тип), Канадский щит [1]. Это указывает на её перспективы как приповерхностного или малоглубинного Au-Ag месторождения среднего масштаба.

Участок Кайлары расположен в Пана-Куолаярвинской структуре в 70 км к ССЗ от месторождения Майское в сходной геотектонической позиции [3, 7]. На участке издавна известны кварцевые жилы с бедной рудной минерализацией. Авторами установлено, что она представлена пиритом, по краям и трещинам замещаемым гематитом, редкими зернами кобальтина в кварце, а также миллеритом, мелонитом, калаверитом и золотом в краевых зонах пирита (рис. 3). Последние три минерала образуют тесные срастания, но встречены и в отдельных зёрнах. На пирамидах роста граней куба крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллов пирита установлены чёт-



Рис. 5. Золоторудная минерализация р. Подманюк.

Слева – кристалл самородного золота (300 мкм в длину); справа – срастание самородного золота (серое) и самородного висмута (белое); чёрное – кварц.

кие индукционные поверхности срастания с кварцем (рис. 4), что говорит об их одновременном росте – в отличие от месторождения Майское, где рудная минерализация наложена на кварцевые жилы. Это позволило сформулировать следующую схему формирования оруденения. (1) Формирование кварцевых жил с одновременной и свободной кристаллизацией пирита и кобальтина, на заключительной стадии роста пиритом захвачены самородное золото, калаверит, мелонит и миллерит. (2) Замещение пирита гематитом вдоль трещин и по периметру зерен, не приведшее к видимому изменению золотосодержащей минеральной ассоциации. Со-Ni специализация рудной ассоциации (кобальтин, мелонит, миллерит) указывает на местный источник вещества – вулканические и интрузивные породы основного и ультраосновного состава, которыми насыщена Пана-Куолаярвинская структура.

Участок р. Подманюк расположен в восточном замыкании структуры Б. Кейв. Поля кварцевых жил различного залегания в гранат-ставролит-биотит-кварцевых сланцах выхчуртской свиты известны здесь давно. При детальном изучении штуфной пробы из зальбанда крутопадающей секущей жилы мощностью 5 м атомно-абсорбционным методом установлено и подтверждено повторным анализом содержание Au 17,5 г/т. Микрозондовым анализом в кварцевой жиле диагностированы рудные минералы: пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, кобальтин, данаит, бисмит, висмутинит, висмут, ауростибит, золото (рис. 5). В образцах из экзоконтакта установлена резко отличная ассоциация: ильменит, рутил, циркон, монацит, ксенотим, молибденит, кобальтин, пирит. Исключительная приуроченность золоторудной минерализации к кварцевой жиле и идиоморфизм кристаллов золота в недеформированных зёрнах кварца позволяют предполагать сингенетичность оруденения.

Литература

1. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 284 с.

2. Ранний докембрий Балтийского щита / В.А. Глебовицкий (ред.) СПб: Наука, 2005. 711 с.

3. *Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др.* Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 5. С. 429-451.

4. *Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю.* Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса // Докл. АН СССР, 1986. Т. 287. № 6. С. 1461-1464.

5. *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П.* Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский п-ов) // Докл. РАН, 2006. Т. 408. № 6. С. 801-805.

6. *Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T. (Eds.)* Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian shield. Ser. Developments in Precambrian geology. Vol. 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. 736 p.

7. *Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A. et al.* Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization // Current Res., 1988. Geol. Surv. Finland. Espoo, 1989. P 71-77.

ПАРНЫЕ (НЕГАТИВНЫЕ И ПОЗИТИВНЫЕ) ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ПО ЭПГ В ДУНИТАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОНЦЕНТРИРОВАННОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛЬСКОГО ТИПА

Волченко Ю.А*., Коротеев В.А*., Оже Т**.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Volchenko@igg.uran.ru **Бюро горно-геологических исследований, Франция, t.auge@brgm.fr

Уральский тип коренных месторождений платиновых с осмистым иридием руд впервые был выделен Н.К. Высоцким [10, 11], а позднее детализирован А.Н. Заварицким [12], А.Г. Бе-

техтиным [1] и другими. В объеме руд уральского типа, связанных в первую очередь с дунитовыми членами глубинных массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Платиноносного пояса Урала, данные исследователи на основе минералого-геохимических критериев выделяли три типа платинопроявлений, различающихся относительной степенью связи хромшпинелидов и платины, морфологией, размером и составом выделений платины в хромшпинелидах и оливинах: хромитовый, дунитовый и промежуточный (переходной) типы [11, 1, 14]. По результатам отработки хромит-платиновых руд этих типов в Нижнетагильском и других платиноносных комплексах Урала прояснились структурно-морфологические особенности коренных месторождений платины. Подтвердились предположения о широком развитии в дунитах гнездообразных и трубообразных платиноносных рудных тел с гнездово-струйчатыми, петельчатыми и брекчиевидными текстурами руд. Наряду с ними, были выявлены линейные прерывистые и непрерывные хромитоносные зоны крутопадающих каемчатых линз и жил с четковидным линзообразно-прожилковым и струйчатополосчатым строением. В целом, не смотря на очевидные успехи в изучении коренных хромитплатиновых руд уральского типа, которые, прежде всего, связаны с именами Л. Дюпарка, Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и других, многие принципиальные вопросы их геологии, геохимии, минералогии и рудообразования требовали дальнейших исследований на современном аппаратурном уровне для обоснования общей модели формирования руд и разработки научных критериев прогнозирования. Исследования последних десятилетий в этом направлении, как на Урале, так и в других регионах России, базировались главным образом на материалах платиновых россыпей, поскольку за последние полвека в дунитах собственно Платиноносного пояса Урала и в аналогичных образованиях различных регионов Сибири и Дальнего Востока не было выявлено ни одного нового коренного платинового месторождения.

Ситуация изменилась лишь в последние годы, когда на основе разработанных нами новых критериев концентрированного платинового оруденения в дунитах массива г. Соловьевой (Нижнетагильский комплекс) были открыты новые платиноворудные зоны [5, 6]. Геолого-структурные и минералого-геохимические исследования, проведенные на новых платинопроявлениях (Дунитовом, Сырковском), в сочетании с обширными дополнительными материалами, собранными и проанализированными нами по известным, ныне отработанным, крупным месторождениям (Госшахта, Крутой Лог, Александровское и др.), обеспечили необходимую основу для рассмотрения вопроса о структурной и вещественной эволюции процессов формирования горных пород и хромит-платиновых руд при образовании платиновых месторождений уральского типа. При относительно небольших размерах все перечисленные месторождения отличались исключительным богатством руд. В целом, хромит-платиновые руды коренных месторождений характеризовались крайне неравномерным распределением платины: от 0,5-5-50 до 500 г/т и более. Изменчивость содержаний в 2-3 порядка от месторождения к месторождению и даже в пределах отдельных рудных тел месторождений, очевидно, обусловлена и резкими вариациями размеров выделений платиновых минералов в рудах. Так, например, Н.К. Высоцкий [10] отмечал, что в россыпях Сырковского Лога была найдена большая часть наиболее крупных самородков платины Нижнетагильского массива. По различным оценкам из россыпей и коренных руд этого массива за весь период освоения извлечено более 160 тонн платины. Добыча ее из россыпей продолжается по настоящее время. В последние годы проводится переоценка коренных платиновых руд Нижнетагильского массива с использованием больших объемов горных и буровых работ и привлечением современных методов анализа уровня концентрации и состава платины в горных породах и рудах. Отметим, что ранее было распространено мнение, что платина присутствует в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала чуть ли не повсеместно, ассоциируя как с акцессорной вкрапленностью, так и с гнездами, шлирами и жилками хромшпинелидов, и что все массивы дунитов вообще должны рассматриваться как сплошные коренные месторождения платины [11, стр. 169-170 и др.]. Однако исчерпывающий анализ накопленной за 100 последних лет информации о содержании платины в дунитах г. Соловьевой указывает на крайне неравномерное ее распределение при вариации содержаний от следовых (менее и около 5 мг/т) до повышенных (50-100 мг/т) и высоких (500 мг/т и более). Последнее в полной мере относится и к распределению платины в гнездах, шлирах и жилах хромита в дунитах. Н.К. Высоцкий [11, с. 190] указывает: "что касается условий залегания выше указанных обогащенных платиной мест в массивах

лунита вообще, то оно не является, по-вилимому, полчиненным какой-либо законности, или, вернее, последняя остается еще неразгаданной". Выполненные в последние десятилетия исследования внесли определенную ясность в данный вопрос [3, 4, 5, 6]. Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации, формирующей массивы собственно Платиноносного пояса Урала, установлена однотипная сквозная геохимическая специализация на платину. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний ее от тылаитов и троктолитов к оливиновым клинопироксенитам и далее, к верлитам и дунитам – от 5-10 до 20-30 и 50-70 мг/т соответственно. Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Так, для наиболее изученного массива г. Соловьевой впервые установлено количественное соотношение содержаний платины (и суммы ЭПГ) с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов: в дунитах западной, северной и восточной частей этого массива, практически не затронутых процессами хромитплатинового рудообразования (фоновых дунитах), содержания платины связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 10-12 мол.%, содержание платины и суммы ЭПГ увеличивается от 5-10 до 50-70 мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в этих дунитах уменьшается от 2,0-1,5 до 0,5-0,3 мас.% и появляются мелкие сегрегационные шлирки и полоски хромшпинелида. В исследованных дунитах (поверхность массива, карьеры, скважины, включая структурную скважину 7529 – дублер знаменитой структурной скважины № 1) размеры зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, так и степень ранней серпентинизации дунитов, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. Подавляющая часть дунитов г. Соловьевой представляет собой пластично деформированные и высокотемпературно перекристаллизованные бластомилониты с разнообразными микроструктурами, подчеркивающими проявления вертикальной зональности в теле дунитового массива [2, 19]. Среди наиболее интенсивно деформированных дунитов с мозаичной микроструктурой выделяются участки неоднородного строения, обусловленного наличием тонких (1-5-10 мм) полос, обогащенных хромшпинелидом, а также мелких хромитовых гнезд и шлирков сегрегационного происхождения, несущих следы пластических деформаций и, как правило, содержащих очень малое количество платины – от 10-50 до 100 мг/т.

В основной массе таких фоновых дунитов с закономерными вариациями геохимического поля по платине и ряду петрогенных элементов на многих участках исследованного массива (Госшахта, Дунитовый, Александровский, Сырковский и др.) нами впервые выявлены парные (негативные и позитивные) геохимические аномалии по платине, характеризующие реально существующую мегазональность дунитового тела [5, 6, 13]. Становится все более ясным, что все крупные хромит-платиновые концентрации и сопряженные негативные ореолы связаны с узлами и зонами хрупких деформаций, а, в целом, структурный план Соловьевогорского платиноворудного поля аппроксимируется планом постпластических хрупких деформаций массива. Выявленная нами негативная платиновая аномалия, связанная с крупнейшим рудным телом месторождения Госшахта (рис. 1) вскрыта и пересечена наклонной скважиной G-6 глубиной 120,5 м, заложенной в 50 м к западу от шахты №3 (Госшахта), а так же опытным карьером в 50 м к востоку от нее. Из этого карьера (размером 50×10 м и глубиной 6 м) была извлечена горная масса дунитов в количестве 7000 т, полностью поступившая на обогащение. Пунктирное опробование керна скважины G-6 (20 проб) показало отсутствие значимого градиента концентраций по направлению к рудному телу и дало среднее содержание в 18 мг/т при изменении значений по отдельным пробам от 5 до 35 мг/т (табл. 2). Результаты анализа горной массы из опытного карьера, а также продуктов ее обогащения дали средневзвешенное содержание – менее 10 мг/т. По данным проведенного совместно с компанией «ЕвразияМайнинг» опробования негативных ореолов на участке Александровский, вскрытых скважинами A1-A12, около 80 % проб оказались «пустыми» с содержанием менее и около 10 мг/т, а отдельные выбросы, обуславливающие их неоднородность и пятнистость, соответствуют фоновым содержаниям платины в 30-50 мг/т (данные по 5 скважинам, пройденным по периметру рудного узла № 80, вскрытого старым Александровским карьером, всего 166 проб). В уникальном месторождении Госшахта по данным А.Н. Заварицкого [12], по зарисовкам М.А. Салаутина и первичным материалам треста «Уралплатина» (Волченко



Рис.1 Геологический разрез участка Госшахта (Ш-3, 501). Положение трубообразного рудного тела и негативного геохимического ореола по платине, вскрытого Госшахтой и наклонной скважиной G-6:

1 – дуниты: А – слабо (<50 %) серпентинизированные, Б – средне (50-70 %) серпентинизированные, В – сильно (>70 %) серпентинизированные, 2 – тектонические зоны, сложенные аподунитовыми серпентинитами темносерого и черного цвета, 3 – столбо-трубообразные платиноносные тела с повышенным содержанием хромшпинелида в виде: а – вкрапленности; б – гнезд; в – сближенных ветвистых прожилков, 4 – геологические границы, 5 – ориентировка элементов залегания по отношению к оси керна: а – структур деформации с ориентированным расположением минералов; б – контактов; с – тектонических нарушений; 6 – места отбора керновых проб.

Таблица 1

Содержание платиновых металлов в дунитах г. Соловьевой по данным опробования скважин структурного бурения №7529-7525

Νο προδ	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Cr ₂ O ₃	Инт. опр. м
54 <u>2</u> проо				мг/т			мас.%	
				Скв. 752	9	-		
1V76	45	6	<5	<10	10	6	0,50	3,0-4,0
2V76	33	3	<5	<10	18	30	0,50	15,0-16,0
3V76	44	6	<5	<10	6	6	0,65	37,0-38,0
4V76	51	2	<5	<10	10	6	0,45	52,5-53,5
5V76	36;168	5	<5	<10	10	39	0,40	63,0-63,9
6V76	29	2	<5	<10	8	12	0,40	66,4-67,4
7V76	48	4	<5	<10	6	26	0,50	83,5-84,5
8V76	64;320	5	<5	<10	12	18	0,60	98,0-99,0
9V76	39	5	<5	<10	12	31	0,45	117,0-118,0
10V76	61	3	<5	<10	21	18	0,65	120,0-121,0
11V76	40;150	4	<5	<10	12	35	0,55	130,5-132,0
12V76	27	2	<5	<10	6	49	0,60	136,0-137,0
13V76	40	3	<5	<10	16	11	0,65	150,9-152,4
14V76	25;110	4	<5	<10	9	7	0,55	185,0-186,5
15V76	31	6	<5	<10	8	<6	0,70	201,8-204,0
16V76	24	3	<5	<10	12	7	0,70	225,5-227,0
17V76	40	6	<5	<10	17	12	0,70	253,0-254,5
18V76	30	5	<5	<10	<6	6	0,55	255,5-257,0
19V76	17;120	4	<5	<10	6	9	0,70	274,5-276,0
20V76	34	4	<5	<10	6	6	0,80	285,0-286,5
21V76	10	2	<5	<10	6	6	0,50	294,6-296,3
22V76	12	3	<5	<10	8	16	0,45	309,6-312,0
23V76	15	3	<5	<10	6	6	1,25	313,0-318,0
24V76	27	3	<5	<10	6	17	1,05	319,0-325,0
25V76	10	2	<5	<10	<6	6	0,65	327,0-328,5
26V76	12	4	<5	<10	6	6	0,65	342,5-347,5
27V76	10;100	7	<5	<10	6	13	1,45	355,0-357,0
28V76	10	3	<5	<10	10	30	0,85	384,0-387,3
29V76	10	4	<5	<10	<6	7	0,60	387,5-389,3
30V76	<10	3	<5	<10	<6	<6	0,70	389,3-392,0
31V76	10	2	<5	<10	<6	<6	0,85	403,0-404,0
32V76	8	3	<5	<10	<6	<6	0,55	409,5-411,7
33V76	10;70	4	<5	<10	<6	<6	0,65	418,0-419,8
34V76	29	4	<5	<10	<6	<6	0,65	433,0-435,0
35V76	18	4	<5	<10	<6	10	0,75	451,5-453,0
				Скв. 752	5			
504V83	26	5	<5	<10	8	6		20,0-25,0
				Скв. 752	6			
503V83	30	3	<5	<10	10	12		15,0-20,0
				Скв. 752	7			
502V83	22	5	<5	<10	7	11		20,0-25,0
				Скв. 752	8			
501V83	35	8	<5	<10	10	8		15,0-25,0

Примечание: анализы на ЭПГ выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН химико-спектральным и спектрофотометрическим методами по аттестованным и сертифицированным методикам с чувствительностью: Pt 10 мг/т, Pd 2 мг/т, Rh 5 мг/т, Ir 10 мг/т, Ru 6 мг/т, Os 6 мг/т (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова).

Ю.А., Нестерова С.И., 2002 [7] по зарисовкам М.А. Лыткина), площадь горизонтального сечения рудных обособлений составляла от 1-4 до 6-7 м² и более. В негативных ореолах отмечается ощутимое снижение железистости оливина до 6-7,5 мол. %. Железистость включений оливина в хромшпинелиде руд составляет от 4-5 до 6-7 мол. %. Среднее значение содержаний СаО в оливине руд около 0,2 мас. %, что значительно ниже чем в оливине фоновых дунитов и близко к его содержаниям в оливине дунитов негативного геохимического ореола по платине (около 0,25

Таблица 2

Распределение платины, палладия и золота в пределах негативной аномалии, вскрытой скважиной G-6 (район Госшахты)

-					
ſ	№ пробы	Интервал опроб. в м	Содержание, мг/т		
			Pt	Pd	Au
ſ	6/1	11,5-12,5	15	<10	<10
ſ	5B99	12,0-13,0	13	3	<10
ſ	6/2	16,7-17,8	30	<10	<10
Ī	6B99	22,3-24,9	10	5	25
Ī	7B99	28,0-28,5	35	6	44
Ī	6/3	28,0-29,0	15	<10	<10
ľ	8B99	38,2-40,0	22	5	10
Ī	9B99	40,0-40,5	33	74	50
Ī	6/4	40,1-41,5	10	<10	<10
Ī	6/5	41,5-42,5	<10	<10	<10
Ī	6/6	42,5-43,5	25	10	<10
Ī	10B99	42,7-47,5	19	168	72
ſ	6/7	46,5-47,5	15	<10	<10
Ī	11B99	52,0-52,6	8	12	60
ľ	6/8	52,5-53,5	35	<10	<10
ľ	6/9	53,5-54,5	35	20	<10
ľ	12B99	110,0-110,5	8	3	<10
Ī	6/10	115,5-117,0	20	<10	<10
ľ	6/11	117,0-118,5	20	<10	<10
ľ	13B99	116,5-120,5	9	3	10

Примечание: анализы проб 5В99-13В99 выполнены в Институте геологии и геохимии химико-спектральным методом, аналитики Неустроева И.И., Любимцева Ю.П.; анализы проб 6/ 1-6/11 выполнены в лаборатории Gold Lab. ЮАР. мас. %). Полученные данные подтверждают предположение А.Г. Бетехтина о неоднородном, пятнистомозаичном характере процессов платинового минералообразования в дунитах г. Соловьевой, когда в непосредственной близости друг от друга формируются рудные тела, резко отличающиеся по морфологии, структурнотекстурным особенностям руд, химическому составу и степени их платиноносности. Переход от позитивных к негативным ореолам происходит резко, ступенчато на очень небольших интервалах с падением содержаний платины в 100-1000 раз. На участке Александровский негативный ореол сложен катаклазированными и милонитизированными мелко-тонкозернистыми дунитами, в которых установлено резкое (в 5-50 раз) падение содержаний платины по сравнению с фоновыми дунитами до следов и содержаний в 5-20 мг/т.

На участке Сырковский, расположенном в 400 м к востоку от старого Александровского карьера в цоколе Сырковского лога, вскрыта зона шлироносных дунитов, напоминающих сидеронитовые и брекчиевидные дуниты месторождения Крутой Лог. Зона

имеет СЗ простирание и крутое падение, при мощности до 2 м. Выявленная зона имеет СЗ простирание и субвертикальное (75-80°) падение к ЮЗ и СВ. Хромшпинелид руд разнозернистый, крупнозернистый и порфировидный, сильно катаклазированный. Цемент руд сложен серпентином, карбонатом, хлоритом. В кристаллических зернах хромшпинелида присутствуют включения оливина с железистостью около 4 мол. %. В рудовмещающих разнозернистых и пегматоидных дунитах железистость оливина составляет 6,8-7,0 мол. %. Содержание платины по скважине С-2 в прилегающем негативном ореоле изменяется от следов до 20-30 мг/т. Мощность негативного ореола составляет 50-70 м по скв. 4060 и 4189. Рудные тела, вскрытые шахтами в пределах Сырковского участка, месторождения № 4060 и другие имели площадь горизонтального сечения от 6 до 10 м² и более, что совершенно не соответствует расчетным данным, приводимым Е.В. Пушкаревым [16], а ссылки на публикацию Л.В. Разина [17] вообще не соответствуют действительности.

На участке Дунитовый в С и СВ частях нового Соловьевогорского карьера выявлена платиноворудная зона, которая находится в прифронтальной части крупной линейной негативной геохимической аномалии по платине [18]. Рудопроявление Дунитовое представлено линейной платиноворудной зоной в дунитах, имеющей мощность 1-1,5 м и протяженность около 300 м. Зона имеет СЗ простирание под углом 300-330°. Крутое до субвертикального падение на ЮЗ и СВ под углами 60-80°. По падению прослежена до глубины 30-40 м. Мощность линейной негативной аномалии оценивается в 100-120 м. Сложена она разнозернистыми и пегматоидными дунитами, содержащими акцессорную и повышенную вкрапленность хромшпинелида. Состав хромшпинелида из серпентиновых кайм и прилегающих пегматоидных дунитов характеризуется большей железистостью и приближается к составу хромшпинелида в фоновых дунитах. На основе

зондовых анализов оливина по нескольким сечениям платиноносной зоны установлены изменения его железистости в направлении от хромит-платиновых рудных жил и гнезд к рудовмещающим пегматоидным дунитам и далее к негативным ореолам и фоновым дунитам от 3,9-4,4 мол. % до 6,5-7,7 мол. % до 6-8 мол. % и 8-9,5 мол. %. Рудная зона имеет сложную морфологию, определяемую чередованием линзовидных, изометричных и ветвистых раздувов (до 2,5 м) и пережимов-переходников (мощностью 5-10 см), создающих общую картину четковидных бус, скатывающихся с повторами по ее падению. Средняя мощность зоны 1-1,5 м. Сложена разнозернистыми и пегматоидными дунитами, на отдельных участках (в раздувах) переходящими в бедновкрапленные руды, насыщенные полосообразными обособлениями и маломощными (0,5-2-4 см) сближенными жилками хромшпинелида, отстоящими друг от друга на расстоянии 10-20 см. Протяженность их составляет 10-50 см, редко более. Содержание платиновых металлов в рудах этой зоны от 1-5 до 50 г/т. При этом содержание платины в линейной негативной аномалии изменяется от следов (менее 10 мг/т) до 50 мг/т. В целом, все рассмотренные негативные платиновые аномалии имеют сложную морфологию, неоднородный пятнистый характер и сложены катаклазированными и милонитизированными мелко-тонкозернистыми и реже разнозернистыми дунитами. Проведенные исследования коренных платиновых руд г. Соловьевой позволило приблизиться к пониманию механизма их возникновения и формирования. Ферроплатиновые руды в дунитах являются эпигенетическими посдеформационными, и обязаны своим происхождением процессам формирования парных (негативных и позитивных) платиновых аномалий под определяющим воздействием поликомпонентных мантийно-коровых флюидов, состав которых эволюционировал в сторону обогащения СО, и сопровождался резким увеличением состояния окисленности рудообразующей системы. Источником рудного вещества при этом были как сами дуниты, так и глубинные флюиды. Комментируя процессы формирования платиноносных трубок в дунитах Нижнетагильского массива, А.А. Маракушев [15] отмечает, что: «экстракция из дунитовых расплавов проявляется образованием негативных геохимических аномалий в крупнозернистых дунитах, что в части платины рассмотрено в работе Волченко Ю.А. и др. [8, 9]».

Исследования поддержаны при поддержке РФФИ (грант 09-05-12035-офи_м).

Литература

1. *Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. Москва, Изд. АН СССР, 1935. 148 с.

2. Бетхер О.В., Волченко Ю.А. Петроструктуры оливина в дунитах Нижне-Тагильского и Инаглинского массивов // Магматизм и геодинамика Сибири. Томск, 1996. С. 48-49.

3. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Инф. материалы УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 56-63.

4. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиновометальное оруденение и перспективы его освоения // Горный журнал (Уральское горное обозрение). Изв. вузов № 2(6). Екатеринбург, 1994. С. 62-85.

5. Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива (коренные проявления и россыпи). Путеводитель экскурсии. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1999. 26 с.

6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платина в дунитовых массивах Платиноносного пояса Урала: критерии коренной и россыпной платиноносности // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 25-37.

7. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Структурная и вещественная эволюция хромит-платинового рудообразования в месторождениях уральского типа // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 260-268.

8. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Ч. 1. // Литосфера, 2007. № 3. С. 3-27.

9. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Ч. 2. // Литосфера, 2007. № 4. С. 73-101.

10. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геолкома, новая серия. Вып. 62. СПб, 1913. 694 с.

11. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2-3. Вып. 11. КЕПС. Петроград, 1923. С. 111-341

12. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геолкома. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. Ленинград, 1928. 56 с.

13. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. ИГГ УрО РАН, МПР РФ. Екатеринбург, 2001. 198 с.

14. Кашин С.А., Козак С.С, Николаева Л.А. и др. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины. Труды НИГРИ золото Москва, 1956. 113 с.

15. *Маракушев А.А*. Платинометальное рудообразование и генезис хромитов Платиноносного Урала // Уральский геологический журнал, 2009. № 3 (69). С. 33-51.

16. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарутти Д. и др.* Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблемы генезиса // Литосфера, 2007. № 3. С. 28-65.

17. *Разин Л.В.* Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. Т. 3. М: Недра, 1978. С. 94-116.

18. Разин Л.В. Промышленно-перспективный минерально-сырьевой потенциал Уральского Платиноносного пояса. Москва, 2008. 171 с.

19. Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 150-154.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ДЗЕЛЯТЫШОРСКОГО ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Генералов В.И.*, Пыстин А.М.**, Пыстина Ю.И.**, Онишенко С.А.***, Шлома А.А.****, Потапов И.Л.**

*ЗАО УГРК «Уранцветметгеологоразведка», Москва **Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар ***ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар **** ОАО «Ямальская горная компания», Салехард

Дзелятышорский верлит-клинопироксенитовый массив расположен на Полярном Урале в 80 км юго-западнее г. Лабытнанги в верховьях руч. Дзелятышор, левого притока р. Мал. Хараматалоу. В пределах массива в ходе геологосъемочных работ были выявлены Дзелятышорское проявление вкрапленных ванадиевых титаномагнетитовых руд (Кучерина П.М., Попов В.И. и др., 1991 г., ГДП-50) и Озерное проявление медных золото-платино-палладиевых руд (Попов В.Е., Шишкин М.А. и др., 2005 г., ГДП-200). Поисково-оценочные работы были проведены в 2004-2008 гг. ОАО «Ямальская горная компания» (Генералов В.И., Пыстин А.М. и др., 2008 г.).

В районе массива развиты интрузивные образования полярноуральской офиолитовой ассоциации, к которой относятся: райизско-войкарский комплекс ультрамафитовых реститов (Pz₁rv), кэршорский ультрамафит-мафитовый плутонический комплекс (D₁ks), лагортаюский габбро-диабазовый комплекс (D₁lu). С юго-востока к ним примыкают гранитоиды собского гранодиориттоналитового комплекса (D₁₋₂s). По существующей карте масштаба 1:200 000, в районе руч. Дзелятышор к породам кэршорского комплекса отнесены все габбро, метагабброиды, пироксениты и верлиты, проявленные в краевой части райизско-войкарского комплекса. По нашему мнению, блок пород между райизско-войкарский и собским комплексами представляет собой тектоническую пластину, где среди измененных габброидов (метагабброидов) лагортаюсского комплекса залегают отдельные тела – будины ультрамафитов райизско-войкарского и, возможно, других комплексов.

Наиболее крупным телом-ксенолитом размером 1,1×4,7 км является Дзелятышорский верлит-клинопироксенитовый массив. В северо-западном и западном контактах массива между клинопироксенитами и вмещающими метагаббро развита узкая зона – кайма шириной 10-50 м, сложенная пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро. В целом, контакты клинопироксенитов с габбро неясные. Наблюдаются постепенные переходы от клинопироксенитов через плагиоклазсодержащие пироксениты к габбро. Плагиоклаз выделяется в виде порфировых вкрапленников, жилообразных обособлений; распределение его в породе неравномерное. Клинопироксениты в приконтактовой зоне (0-1 м от контакта) обычно имеют мелкозернистую роговикоподобную структуру. Юго-восточная зона – кайма габбро значительно шире (до 200-300 м). Здесь развиты пегматоидные жилы габбро-амфиболитов. Структура пород средне-крупнозернистая, текстура однородная массивная. В габбро присутствуют ксенолиты клинопироксенитов. Эти данные позволяют сделать вывод, что образование приконтактовых габбро в обрамлении Дзелятышорского массива проходило не путем «ритмичной расслоенности», а путем частичного плавления вмещающих пород и высокотемпературного метасоматоза в краевых частях клинопироксенитового массива во время его внедрения. По-видимому, кровля массива (юго-восточное обрамление) была больше прогрета, что в итоге привело к формированию здесь габбро магматического облика.

Дзелятышорский массив сложен, в основном, породами клинопироксенит-верлитового ряда, среди которых преобладают оливиновые клинопироксениты (содержание оливина варьирует от 5 до 40 %). Далее в количественном отношении следуют собственно клинопироксениты и верлиты. Наименее проявлены оливиниты, плагиоклазовые клинопироксениты и плагиоклазиты. Клинопироксениты оливиновые (5-15 % оливина) слагают основную часть разреза массива. «Субпластовые» тела клинопироксенитов, богатых оливином (20-40 % оливина) с прослоями верлитов вскрыты канавами и скважинами вблизи его северо-западного контакта. «Пласты» мощностью до 80 м падают на юго- юго-восток под углом 15-35°. Высокооливиновые породы занимают верхнюю – среднюю части вскрытого скважинами разреза. В нижней приконтактовой части массива развиты полевошпатовые жилы и прожилки сетчатого типа; породы амфиболизированы и серпентинизированы. Полевошпатовые жилы мощностью от первых сантиметров до 1 м проявлены также во внутренней части массива в виде штокверковых крутопадающих зон, простирающихся субпараллельно контакту массива. Вмещающие клинопироксениты амфиболизированы по массе и серпентинизированы в виде прожилков и гнездообразных обособлений.

Для массива характерна псевдостратификация пород, выраженная магматической дифференциацией. Складки, образованные плоскостями «расслоенности», как правило, слабо выражены, но иногда отмечаются сжатые складки, в том числе запрокинутые. Преобладающее простирание складок северо-западное. Шарниры складок полого (под углом до 35°) погружаются на юго-юго-восток. Вдоль осевых поверхностей складок часто проявлены жилы, сложенные клинопироксеном, реже оливином. Жильным материалом также выполнены ядерные части складок. Таким образом, наблюдаемые складки, возможно, сформировались на постмагматической стадии, когда породы находились в твердо-пластическом состоянии. В результате обработки массовых замеров структурных элементов в породах массива установлено, что преобладающая ориентировка плоскостей «расслоенности» 320-350°. Аналогичные закономерности характерны и для элементов залегания пироксеновых и оливиновых жил, которые фиксируют положение осевых поверхностей складок, образованных плоскостями «расслоенности». В общем виде структурный план массива резко дискордантный (северо-западный) по отношению к общеуральскому (северо-восточному) простиранию окружающих пород. Учитывая, что северо-западная ориентировка в рассматриваемом районе присуща структурно-вещественным комплексам доуралид, мы предполагаем, что Дзелятышорский массив представляет собой фрагмент докембрийского основания уралид.

Отличительной особенностью пород Дзелятышорского массива является весьма высокое фоновое содержание платины и палладия, превышающее кларк в 14-64 раз. Напротив, в породах обрамления концентрация платиноидов минимальна (Кк 1,9-6,8). Степень различия достигает 7-9 раз. Факторный анализ фоновых выборок (метод главных компонент, максимальное вращение векторов) позволил выявить три независимые геохимические ассоциации элементов (табл. 1, 2). Первая – Fe_{маги}, V, Sc, Cu, Ag; вторая – Pt, Pd, Cr, Ni; третья – Au, Ag, Co, (Cu). Эти ассоциации

соответствуют трем природным типам руд, проявленным в Дзелятышорском массиве: магнетитовому (сульфидно-магнетитовому), проявленному в краевых частях массива, платино-палладиевому в магезиальных клинопироксенитах и золото-сульфидному в широтных зонах разломов. Каждый тип руд имеет свои особенности вещественного состава, геологического положения и структурного плана размещения рудных тел.

Магнетитовое оруденение включает три типа минерализации. Первый тип связан с развитием магнетита ранней генерации, представлен мелкой (до 1-2 мм) неравномерно рассеянной (до 3-7 %) вкрапленностью среди зерен диопсида и оливина. Второй тип присутствует в виде тонкой (0,1-0,5 мм) вкрапленности и нитевидных прожилков в зонах серпентинизации пород. Содержание магнетита здесь также невысокое (до 3-7 %). Третий тип магнетитовой минерализации представлен агрегатными неравномерно зернистыми (0,5-5 мм) скоплениями и небольшими прожилками (до 1 см) магнетита, развитыми на отдельных участках в клинопироксенитах вблизи контакта их с габбро. Вмещающие породы здесь амфиболизированы, серпентинизированы, часто проявлен эпидот, карбонат, очень редко отмечены единичные зерна граната красноватого и зеленовато-желтого цвета. Содержание магнетита достигает 10-20 %. Магнетитовому оруденению сопутствует сульфидная минерализация (пирит, пирротин, редко халькопирит) также в виде вкрапленности и коротких прожилков. Ассоциации рудных и нерудных минералов соответствуют высокотемпературной пропилитизации, обычно предшествующей скарнообразованию. По-видимому, концентрация магнетита обусловлена локальным, местным перераспределением магнетита первого типа в зоне контакта клинопироксенитов с габбро. В результате проведенных поисковых работ выявлено три железорудных тела средней мощности 3,1-5,7 м, среднего содержания железа магнетитового – 10,2-11,5 %, железа общего – 17,7-19,1 %, титана – 0,09-0,15 %, ванадия - 0,07-0,15 %. Прогнозируется еще одно, четвертое тело, расположенное в южной части участка вблизи контакта клинопироксенитов с габбро. Суммарные прогнозные ресурсы железных руд составили по категории Р₁ – 3,3 млн. т, по категории Р₂ – 3,0 млн. т. Отметим относительно низкое содержание титана в рудах, что больше характерно для месторождений скарнового типа и относительно высокое содержание ванадия, что обычно для месторождений качканарского типа.

Платино-палладиевое оруденение в пределах Дзелятышорского массива локализовано на двух уровнях. Первый, нижний уровень, проявлен в приконтактовой части верлит-клинопироксенитового массива с габбро. Здесь зона пропилитов с сульфидно-магнетитовой минерализацией сопровождается повышенным содержанием благородных металлов 0,2-1,0 г/т и редко более. Средняя мощность рудных тел, оконтуренных по бортовому содержанию суммы золота, платины и палладия 0.4 г/т, варьирует в пределах 3.4-9.0 м; среднее содержание условного палладия составляет 0,72-0,99 г/т. Второй верхний рудный уровень приурочен к горизонту высокооливиновых клинопироксенитов. Здесь породы, в основном, не содержат видимую сульфидную минерализацию. Отмечается лишь тонкая нитевидная минерализация магнетита, приуроченная к агрегатным скоплениям оливина. Однако, на отдельных участках наблюдается мелкая (0,1-1 мм) убогая (0,5 % редко до 1-3 %) вкрапленность борнита, халькопирита, пирротина, пирита и прожилково-вкрапленная минерализация до 5-7 % магнетита. Локальные скопления сульфидов и магнетита часто тяготеют к флангам зон развития полевошпатовых жил и прожилков, где породы амфиболизированы и серпентинизированы. Здесь же нередко отмечаются и относительно повышенные концентрации платиноидов. Сами плагиоклазовые жилы практически не рудоносны; лишь изредка наблюдались единичные зерна халькопирита. Основные особенности проявления платино-палладиевого оруденения нашли отражение в факторных нагрузках (табл. 1). Второй и третий рудные факторы представлены одной ассоциацией – Pt. Pd, Cr, Ni, но различаются направленностью корреляционных связей между Pt, Pd с одной стороны, Сг и Ni с другой. Во втором факторе все значения факторных нагрузок однонаправленные. Эта ассоциация, по-видимому, соответствует первичной (магматической) стадии накопления платиноидов в высокомагнезиальных клинопироксенитах. В третьем факторе связи между Pt, Pd и Cr, Ni разнонаправленные. Эта ассоциация отвечает вторичной (гидротермальной) стадии концентрации платиноидов в зонах серпентинизации. Горизонт высокооливиновых клинопироксенитов сопровождается обширной (шириной до 300 м) ореольной зоной с содержанием суммы благородных металлов 0,2-0,4 г/т и более. Средняя мощность выявленных здесь рудных тел варьирует от 1,8 до 30,2 м; среднее со-

Таблица 1

Компоненты	Фактор 1	Фактор 2	Фактор	Фактор 4
Au	-0,07	-0,04	0,35	0,46
Pt	-0,02	-0,75	-0,43	0,23
Pd	-0,35	-0,62	-0,48	0,16
Ti	-0,20	0,43	0,25	-0,35
Cr	0,35	-0,70	0,48	-0,22
V	-0,81	0,03	0,11	-0,36
Ni	0,30	-0,70	0,53	-0,20
Со	-0,42	-0,27	0,17	-0,47
Cu	-0,70	0,03	0,41	0,34
Ag	-0,56	-0,05	0,39	0,55
Sc	-0,66	-0,08	-0,28	-0,23
Fe магн.	-0,67	-0,24	-0,08	-0,09
Вес факторы	24,1	18,8	13,0	11,1

Таблица факторных нагрузок объединенной выборки проб (874 шт.) из пород Дзелятышорского массива

Таблица 2

Таблица факторных нагрузок для выборки проб с диагностикой их минерального состава по шлифам (16 проб)

Компоненты	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Магнетит ранней генерации	-0,29	-0,94	-0,06
Магнетит поздней генерации	0,91	0,18	0,01
Халькопирит + борнит	0,80	0,04	-0,10
пирит	-0,13	0,18	-0,33
халькопирит	-0,29	0,21	-0,04
медь	0,98	0,10	0,04
золото	0,94	0,01	0,24
палладий	0,13	0,24	0,49
платина	0,07	-0,02	0,99
Железо общее	0,21	-0,62	0,25
Вес фактора	0,36	0,15	0,15

держание условного палладия – 0,82-3,44 г/т. В пределах массива выделено 13 благороднометальных рудных тел. Суммарные прогнозные ресурсы благородных металлов категории P₁ до глубины 250 м составили 22,4 т (Сср. Pd_{ven} – 1,15 г/т).

Золото-сульфидное оруденение проявлено весьма локально. Относительно высокие концентрации золота были обнаружены в северной части Дзелятышорского массива в районе канав к-101, к-146. Наиболее богатое оруденение было выявлено в канаве к-101 в инт. 5,5-8,2 м, где Au – 1,42 г/т; Pd 1,01 г/т, Pt – 0,24 г/т, Cu – 0,4%, Fe_{общ} – 9,4%. Оруденение приурочено, по-видимому, к зоне разломов субширотного простирания. Золотоносная зона шириной в первые десятки метров прослеживается в восточном направлении и, возможно, погружается под флювио-гляциальные отложения в долине руч. Дзелятышор. Вмещающие оливиновые клинопироксениты в золотоносной зоне трещиноваты и хлоритизированы. Сопутствует медная минерализация, представленная мелкой вкрапленностью и короткими тонкими прожилками халькопирита (1-3%), а также пленками медной зелени и сини вдоль трещин. В таблицах факторных нагрузок (табл. 1, фактор 4 и табл. 2, фактор 1) отчетливо видна корреляционная связь золота с серебром, кобальтом, в меньшей степени с медью, а также с магнетитом поздней генерации и халькопирит-борнитовой минеральной ассоциацией. С платиной и палладием золото не коррелируется. Отдельно золотосульфидные тела не выделялись. Прогнозные ресурсы категории P₁ золота в составе 13 золотоплатино-палладиевых рудных тел составили до глубины 250 м 1,56 т (Сср. 0,08 г/т).

Медное оруденение является полигенным. Выявлено три типа медной минерализации. Первый тип развит в оливиновых пироксенитах в виде мелкой (0,1-2 мм) рассеянной вкрапленности и тонких коротких прожилков (до 1-2 мм) халькопирита, реже борнита в диопсиде и оливине. В шлифах обнаруживаются тонкие прорастания халькопирита в борните. Характерна ассоциация с

ранним магнетитом. Второй тип минерализации связан с зонами высокотемпературных гидротермальных изменений (амфиболизация, серпентинизация, эпидотизация), развитых на контакте пироксенитов с габбро и в обрамлении полевошпатовых штокверковых зон. Здесь проявлена рассеянная вкрапленность (до 1-3 мм) и редкие прожилки до 1 см пирита, пирротина, халькопирита и магнетита. Третий тип медного оруденения связан с зонами трещиноватости (азимут простирания 330-350° и 70-90°, падение крутое до субвертикального). Породы здесь серпентинизированы, часто наблюдаются зеркала скольжения с пленками пирита; на отдельных участках развиты прожилки халькопирита. На поверхности, вдоль зон трещиноватости, сульфиды окислены до образования пленок медной зелени и сини. Содержание меди здесь достигает 0,3-0,4 %. Зона окисления, обогащенная медью, развита до глубины 10-20 м. Медно-рудные тела, оконтуренные по бортовому содержанию 0,2 %, формируются при наложении нескольких типов медной минерализации. В результате рудные тела имеют линейную форму, крутое падение и, в итоге, положение их контролируется, в основном, наиболее поздними разрывными нарушениями, секущими благороднометальные с медью и железорудные с медью рудные тела. Относительно наибольшие концентрации меди в рудных телах проявлены вблизи поверхности в зоне окисления. В локальных местах наложения различных природных типов руд образуются наиболее богатые комплексные палладий-золото-платино-медные руды. Такой «рудный узел» размером 120×200 м выявлен в северной части Дзелятышерского массива (канавы К-101, 103, 145, 146). Всего выявлено 10 медных рудных тел с вариациями средней мощности 3,0 – 29,1 м и среднего содержания меди 0,15-0,42 %. Прогнозные ресурсы категории Р, до глубины 150 м оценены в количестве 6,1 тыс. т меди.

ИЛЬМЕНИТ В КЕЙВСКИХ МЕТАПЕЛИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Голубева И.И.*, Махлаев Л.В.*, Войтеховский Ю.Л.**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, petr@geo.komisc.ru **Геологический институт Кольского НЦ РАН, woyt@geoksc.apatity.ru

Первые сведения о систематическом присутствии титановых минералов в глиноземистых докембрийских метаморфических сланцах протяженной Кейвской возвышенности Кольского полуострова (Кейвской гряды) приведены в известной монографии И.В. Белькова «Кианитовые сланцы свиты Кейв», изданной в 1963 г. [1]. Среди этих минералов отмечаются рутил, анатаз, лейкоксен, но преимущественным развитием пользуется ильменит, образующий пластинчатые порфиробласты диаметром до 3-5 мм при толщине менее 0,1 мм. По мнению Игоря Владимировича [1], разделяемом и последующими исследователями, эти глиноземистые сланцы являются метапелитами. На протяжении многих лет их выделяли в стратиграфически обособленную толщу, именовавшуюся кейвской свитой, либо кейвской серией. Что касается возраста, то разные исследователи относили ее к рифею, нижнему протерозою, архею. В настоящее время большинство кольских геологов придерживаются, как и И.В. Бельков, архейской версии, хотя некоторые сомнения вызывает относительно невысокий уровень метаморфизма слагающих эту толщу пород, отвечающий преимущественно эпидот-амфиболитовой фации, поднимаясь местами лишь до кианитовой зоны амфиболитовой фации.

На картах любых масштабов дислоцированная полоса высокоглиноземистых сланцев в районе Кейвской гряды выделяется отчетливо, но в современных региональных стратиграфических схемах Кольского полуострова кейвская свита отсутствует, а соответствующие породы составляют червутскую свиту, представленную глиноземистыми кристаллическими сланцами (кианитовыми, ставролит-кианитовыми, гранат-силлиманитовыми), как правило – в той или иной степени – углеродистыми. Такая ситуация четко отображается и на «Геологической карте Кольского региона» миллионного масштаба, изданной в Апатитах в 2001 г. под редакцией Ф.П. Митрофанова. Стратиграфически выше в легенде той же карты размещается выхчуртская свита, сложенная сланцами, подобными по набору глиноземистых минералов, но не углеродистыми. Большинство исследователей трактует эти свиты как близкородственные образования, которые следует рассматривать как единую серию, традиционно именуемую «кейвской».

По данным И.В. Белькова [1], содержание ильменита в кейвских метапелитах варьирует обычно от 1,5 до 2,5 %, поднимаясь лишь в исключительных случаях до 5 %, что не позволяет рассматривать их в качестве непосредственного источника титанового сырья. Но, исходя из высокой плотности ильменита в сравнении с другими минералами этих метапелитов, а также большого объема последних, И.В. Бельков подчеркивает «...возможность его накопления в рыхлых продуктах разрушения кристаллических сланцев Кейв» [1, стр. 276], предопределяя тем самым высокий россыпеобразующий потенциал этих пород. В последующие годы вопросы титаноносности кейвских метапелитов не привлекали внимания исследователей, а потому после выхода в свет монографии И.В. Белькова в публикациях других авторов мы не находим никакой реально новой информации о титановых минералах в этих породах и закономерностях их распределения в них.

Изменение ситуации обозначилось в текущем году, когда в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения...» (координаторы Н.С. Бортников и Д.В. Рундквист) Уральским отделением РАН была поставлена тема «Метапелиты как источник формирования прибрежно-морских титановых россыпей и перспективы их открытия в России».

Метапелитовые толщи с титановой минерализацией, перспективные в качестве источников формирования соответствующих россыпей, выявлены в ряде регионов России. Наиболее интересными из этих объектов представляются, исходя из площадей развития и объемов соответствующих пород, докембрийский пояс берега Харитона Лаптева (Полуостров Таймыр), рифеиды Канино-Тиманского пояса, Париквасьшорский блок Полярного Урала и кейвские метапелиты Кольского полуострова [2, 3]. Последние вызывают (в силу особенностей своего географического положения) наибольший интерес в этом перечне, поэтому их исследования были запланированы в первом же полевом сезоне данной темы. Проводились они в июле 2009 года Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН совместно с Геологическим институтом Кольского НЦ РАН.

Как ни странно, но оказалось, что хотя упомянутая монография И.В. Белькова вышла в свет без малого полвека назад, она до сих пор остается, по сути, единственной работой, характеризующей петрографию кейвских метапелитов. Тем не менее, многие ее положения, естественно, устарели, с учетом общего развития петрологии и геохимии метаморфитов за прошедшие годы. Прежде всего, это касается уровня изученности вещества соответствующих пород, поскольку тогда и речи быть не могло ни о микрозондовом анализе и прочих локальных методах, ни об изотопной геохимии, ни об изучении закономерностей вариаций содержаний не только РЗЭ, но и вообще малых элементов. Поэтому любые исследования пород кейвской гряды с применением современных методик неизбежно попадают в категорию принципиально новых.

Естественно, что результаты наших полевых экспедиционных работ, проведенных в Кейвах в этом сезоне, носят в данный момент сугубо предварительный характер, так как пока собран лишь материал для изучения особенностей состава развитых там пород и слагающих их минералов, а сами анализы еще не выполнялись. Тем не менее, ряд моментов можно (и нужно) отметить уже сейчас. Во-первых, наши наблюдения подтвердили (вне всяких сомнений) систематическое присутствие в метапелитах кейвской серии ощутимых количеств метаморфогенного пластинчатого ильменита, содержание которого редко опускается ниже 1,5 %, поднимаясь местами до 4,5-5,0 %. Во-вторых, совершенно очевидно, что эти породы характеризуются весьма широкими вариациями как состава, так и облика. Самыми очевидными являются минералогические различия – есть сланцы существенно ставролитовые, а есть и кианитовые. Кианит может давать обособленные кристаллы и их агрегаты, но нередко он образует хиастолитовые параморфозы по андалузиту, от которого, зачастую, не сохраняется даже малейших реликтов. Существенно варьируют как размеры порфиробластов глиноземистых минералов, так и степень раскристаллизации связующей ткани. Весьма изменчиво и содержание в этих породах углеродистого материала – от его полного отсутствия до формирования подлинно черных (аспидных) сланцев. Пока не ясно, однако, как соотносятся с этими вариациями степень титанистости этих пород, как и размеры представленных в них кристаллов ильменита, диаметр которых в одних сланцах укладывается в пределы один – два миллиметра, в других он ближе к 3-5 мм, в некоторых аспидных сланцах он достигает 10 мм. Пока не ясно также, имеется ли какая-либо связь между



Рис 1. Ставролит-биотитовые сланцы с пластинчатыми порфиробластами ильменита. Кольский полуостров, Кейвская гряда, р. Подманюк.



Рис. 2. Ставролит-биотитовые сланцы с пластинчатыми порфиробластами ильменита. Полуостров Таймыр, западное побережье Таймырской губы.

уровнем содержания титана в тех или иных сланцах и размерами представленных в них обособлений ильменита.

Чтобы найти ответ на эти вопросы, начинать надо, видимо, с составления элементарной петрографической карты Кейвской гряды, чего до сих пор никто не пытался сделать. Лишь на основе анализа особенностей пространственного распределения петрографических разновидностей метапелитов, отображенных на такой карте, можно будет переходить к стратиграфическим (точнее – литостратиграфическим) соотношениям этих сланцев друг с другом и прочими, пространственно сближенными с ними породами. Пока же выделение отдельных свит в рамках этой докембрийской метаосадочной толщи представляется преждевременным. На данном уровне изученности следует все же говорить о «кейвской серии» (или «кейвском комплексе»), как это и подразумевается в той или иной степени большинством современных исследователей.

Получил явное подтверждение и тезис И.В. Белькова о россыпеобразующем потенциале ильменитсодержащих метапелитов Кейвской структуры: нами систематически отмечались специфические «шлейфы» черных рудных (существенно ильменитовых) песков, приуроченных к останцам и грядам метапелитов в зонах плоскостного смыва или иного водного перемещения соответствующего элювиального материала. Весьма интересны и общие масштабы развития титановой минерализации в этих породах с учетом объемов их распространения в Кольском регионе. Прослеживаемая протяженность толщи метапелитов в пределах кейвской гряды, в состав которых входят сланцы с метаморфогенным ильменитом (червутская и выхчуртская свиты вышеупомянутой карты 2001 г.), превышает 250 км при средней ширине выхода около двух километров. Соответственно, площадь их распространения превышает 500 км², что вполне сопоставимо с площадями развития ильменитсодержащих метапелитов воскресенской свиты на Таймыре и подобных пород бобровской свиты в пределах тиманского кряжа. Отметим, что именно в процессе палеозойского выветривания и абразии последних была сформирована протяженная полоса пермских прибрежных отложений Палеопечорского моря, куда входят грандиозные по масштабам Ярегская и Пижемская палеороссыпи [2].

Представляет несомненный интерес и глубокое петрографическое сходство кейвских ильменитсодержащих метапелитов с соответствующими породами других изучавшихся нами регионов и, прежде всего, с метаморфитами таймырского докембрия. Кейвские и Таймырские ильменитсодержащие метапелиты идентичны по структуре, минеральному и химическому составу, но, прежде всего – по облику, что хорошо видно уже при их визуальном сопоставлении (рис.1, 2). Есть все основания полагать, что аналитические исследования дадут новые несомненные и объективные подтверждения идентичности этих пород, свидетельствующие не только об их внешнем подобии, но и о прямом генетическом родстве.

Изложенные результаты были получены в рамках работ по фундаментальной программе исследований ОНЗ РАН «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения...».

Литература

1. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

2. Калюжный В.А. Геология новых россыпеобразующих формаций. М.: Наука, 1982. 263 с.

3. Махлаев Л.В., Голубева И.И. Ильменитсодержащие метапелиты как важнейший источник формирования гигантских и сверхгигантских титановых россыпей // Титано-циркониевые месторождения России и перспективы их освоения. М: ИГЕМ РАН, 2006. С. 39-42.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ ОКИСЛЕННЫХ РУД ЗЮЗЕЛЬСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Дворник Г.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, gprmpi.dep@ursmu.ru

Зюзельское месторождение сернокобальтовых и медно-цинковых колчеданных руд на Среднем Урале было открыто в 1905 году и разрабатывалось до 1977 года. Оно расположено в зоне Серовско-Маукского разлома в пределах Зюзельско-Светлореченской металлогенической зоны, вмещающей также Глубоченское, Светлореченское, Кунгурковское рудопроявления меди. Зюзельское месторождение приурочено к пересечению субмеридионального и северо-западного разломов в базальтах и долеритах, обрамляющих выступ интрузии сиенито-диоритов среднедевонского возраста.

Колчеданные залежи на месторождении связаны с кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами, образующими локальные участки среди пропилитизированных основных пород базальтриолитовой формации [6]. Рудные тела на Зюзельском месторождении преимущественно линзовидной формы, имеют крутое восточное падение под углами 70-80° при простирании 320-20° [5]. Размеры отдельных рудных тел по простиранию составляют 30-140 м, по падению – 30-270 м, по мощности – 5-40 м [3].

Оруденение на месторождении представлено двумя типами руд: серноколчеданным и медноколчеданным. В размещении руд отмечается горизонтальная зональность: сернокобальтовые колчеданные руды развиты преимущественно в западной зоне Зюзельского месторождения, а

Таблица 1

onorenzenter e megnenter regulater e meet op engenter									
Минералы	1 (56)	2 (56/1)	3 (6)	4 (57)	5 (69)	6 (70)			
Золото		6 зн.	29 зн.	17 зн.	42 зн.	45 зн.			
Циркон		ед. зн.	0,2	0,3	р.зн.	р.зн.			
Корунд		3Н.	3Н.	ед. зн.					
Гематит	5	1	0,4	2	р.зн.				
Магнетит	48	33	15	44	10	12			
Хромшпинелид	1	р.зн.	0,3	3Н.	3Н.	ед. зн.			
Муассанит			ед. зн.	ед. зн.					
Гранат	3Н.	2	1	2		ед. зн.			
Ильменит	16	12	2	7	6	5			
Ругил		ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.			
Ставролит		ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.					
Кланит		ед. зн.	р.зн.	р.зн.	ед. зн.	ед. зн.			
Пирит	45630	51	7	29	37	22			
Турмалин		ед. зн.							
Анатаз				ед. зн.					
Эпидот	ед. зн.	146	23	45	29	19			
Пироксен	ед. зн.	ед. зн.	р.зн.	ед. зн.	р.зн.	р.зн.			
Гидроксиды железа	р.зн.	113	16	60	375	380			
Псевдоморфозы лимонита по пириту		12	0,7	3	3Н.	ЗН.			
Гидроксиды марганца		р.зн.							
Амфибол	ед. зн.	0,6	1	2	ед. зн.	ед. зн.			
Хлорит		ЗН.	0,1	3Н.					
Везувиан			ед. зн.						
Сфен			р.зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.			
Лейкоксен		р.зн.	ед. зн.	ед. зн.					
Халькопирит	ед. зн.	1	ЗН.	ед. зн.	ЗН.	р.зн.			
Апатит		ед. зн.	ед. зн.						
Барит		0,5	0,08	0,9	2	0,3			

Минеральный состав тяжелой фракции шлихов (г/м³) из первичных и окисленных руд западной (1-4) и восточной (5-6) зон Зюзельского медноколчеданного месторождения

Таблица 2

№ обр.	An	Ag	Cu	Hg	Bi	Pt	Pd	Сумма
6	97,52	2,70	0,13		0,23	0,14		100,72
6/2	86,55	12,54	0,04		0,06	0,04		99,23
6/3	85,90	12,92	0,20	0,11		0,03		99,16
6/4	86,02	13,90	0,05	0,02	0,05	0,05		100,09
6/5	78,02	20,79	0,02		0,03	0,13		98,99
6/6	92,55	7,48	0,03			0,09		100,15
6/7	83,65	15,43			0,20	0,07	0,03	99,38
56/1	89,20	9,20	0,18		0,14			98,72
56/2	88,78	9,78	0,04	0,08	0,12			98,80
56/3	93,21	6,79	0,17	0,03	0,12	0,08		100,40
57	93,48	5,50	0,20					99,18
57/2	86,33	12,98	0,04				0,08	99,43
57/3	88,33	12,09	0,03		0,12			100,57
57/1	94,21	5,12	0,21		0,19	0,09		99,82
69	98,26	0,01	0,04	0,02				98,33
69/1	84,87	14,68	0,03		0,12	0,09		99,79
70	88,10	11,59	0,08	0,03	0,14			99,34
70/1	89,51	11,08	0,09			0,07		100,75
70/2	88,54	12,01	0,04		0,10	0,07		100,76
70/3	88,87	11,80	0,04		0,10	0,08		100,89
70/4	92,16	8,07	0,07					100,30
70/5	89,45	10,40	0,09		0,26			100,20
70/6	86,20	13,29	0,07		0,19			99,75
70/7	92,41	7,22	0,09		0,17	0,13		100,02
70/8	85,98	13,56	0,05	0,01		0,04		99,64

Химический состав (мас. %) самородного золота из окисленных руд западной (1-14) и восточной (15-25) зон Зюзельского колчеданного месторождения

Примечание: Электронный микрозонд «Сатевах SX-50», аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН, Москва

медно-цинковые колчеданные руды – в его восточной зоне. В минеральном составе руд преобладает пирит, в подчиненных количествах встречаются халькопирит, борнит, сфалерит, пирротин, гематит и более редкие самородные золото и серебро. Зюзельское месторождение отработано до горизонта 370 м, добыто 5,5 млн. т. сернокобальтовой руды, оставшиеся запасы этих руд составляют около 0,5 млн. т., запасы медно-цинковых руд – около 90 тыс. т. Определенный практический интерес на Зюзельском месторождении, как и на многих других колчеданных месторождениях Урала [1], представляет повышенная концентрация в его рудах помимо основных компонентов (меди, цинка, серы) попутных компонентов – золота и серебра.

В 2006-2007 гг. автором было проведено шлиховое опробование первичных и окисленных руд западной и восточной зон Зюзельского медноколчеданного месторождения. Объем шлиховых проб варьировал от 3 до 45 дм³, общий объем промытого материала составил 171 дм³. Минералогический анализ шлихов выполнен в УГГУ С.В. Акуловой. В минеральном составе тяжелой фракции шлихов из окисленных руд Зюзельского месторождения (табл. 1) по содержанию преобладают гидроксиды железа, магнетит, ильменит, эпидот. Из рудных минералов в шлихах установлены пирит, халькопирит, гематит и самородное золото.

В изученной выборке (139 знаков) золото встречается преимущественно в виде кристаллов и их сростков (86 %), реже в прожилковой (11 %), комковидно-гнездовой (2 %) и игольчатой (1 %) формах. Количество «породистого» золота (в срастании с кварцем, гидроксидами железа) составляет 15 %. По гранулометрическому составу (классы, мм: 0,01-0,05-54,0 %, 0,05-0,1-33,1 %, 0,1-0,25-12,2 %, 0,25-0,5-0,7 %) в выборке превалирует пылевидное и тонкое золото. Уплощенность золотин изменяется от 1до 5 при резком преобладании (80 %) изометричных форм. Химический состав самородного золота из окисленных руд Зюзельского месторождения (табл. 2) характеризуется по данным микрозондового анализа широкими вариациями пробности при преимущественном распространении среднепробных золотин (788-999 ‰, $x_{cp} = 893$ ‰, n = 25), повышенной

концентрацией в них меди, висмута, платины, присутствием в отдельных пробах ртути и палладия. Сходное по составу с рассмотренным металлом самородное золото установлено также в рудах других колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала (Сафьяновского, им. III Интернационала, Узельгинского, Гайского) [2, 4].

Литература

1. Амосов Л.А., Мормиль С.И. Попутные полезные компоненты медных и железорудных месторождений Урала // Изв. вузов. Горный журнал, 1996. № 3-4. С. 10-26.

2. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

3. *Кощеев Н.Е.* Условия размещения колчеданного оруденения в Зюзельском месторождении // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных полезных ископаемых Урала. Вып. 4. Свердловск: Изд. СГИ, 1981. С. 58-69.

4. Молошаг В.П., Викентьев И.В. Распределение платиноидов и золота в минералах руд колчеданных месторождений Урала // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 161-166.

5. *Овчинников Л.Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 412 с.

6. *Рудницкий В.Ф.* Зональность измененных пород Зюзельского колчеданного месторождения // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных полезных ископаемых Урала. Вып. 4. Свердловск: Изд. СГИ, 1981. С. 40-52.

ОСМИЕВЫЕ СЛЕДЫ ЗОЛОТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Зайков В.В.

Институт минералогии УрО РАН, zaykov@mineralogy.ru

Гипербазиты на Южном Урале сосредоточены в меланжированных офиолитовых зонах, маркирующих разделы крупных блоков земной коры. Наиболее значительными из них являются Главный Уральский и Восточно-Уральский разломы. К ним приурочены россыпи золота, содержащие минералы группы осмия. Включения этих минералов в последние годы выявлены в древних золотых изделиях из коллекций Л.Т. Яблонского, А.Д. Таирова, А.Н. Султановой, Д.Г. Здановича, В.В. Ткачева. Цель доклада – характеристика данных включений и сравнение с соответствующими минералами гипербазитов и россыпей.

Золотоносность гипербазитов. Уральские альпинотипные гипербазиты, испытавшие неоднократную трансформацию в мантийных и коровых условиях, вмещают месторождения золото-магнетит-антигоритовой, золото-хлограпитовой формаций [7]. Кроме этого, известны мелкие золоторудные объекты в гидротермальнео преобразованных гипербазитах [1].

Золото-магнетит-антигоритовая формация приурочена к альпинотипным ультрабазитам с возрастом 500-700 млн. лет. Наиболее типичным является Каганское месторождение в массиве антигоритовых серпентинитов шириной 2-3 км и длиной 12 км. Прослеженная длина рудоносной зоны, в которой проявлен золото-магнетит-антигоритовый парагенезис, равна 2 км. Примером золото-хлограпитовой формации является месторождение Золотая Гора, приуроченное к Карабашскому массиву альпинотипных гипербазитов [7] силурийского возраста. Протяженность рудных тел 300-700 м, средняя мощность 2-3 м; на глубину они прослежены на 200 м. Содержание золота в рудных телах достигает сотен г/т при среднем значении 5-6 г/т.

Н.И. Бородаевским (1947) в гипербазитах были выделены иные типы золоторудной минерализации: 1) тела золотосодержащих серпентинитов с линзами талька и нефрита; 2) жилы золотосодержащего асбеста; 3) залежи лиственитов и кварцевые жилы, сопровождающиеся лиственитизацией; 4) кварцево-карбонатные жилы, минерализованные сульфидами.

Большинство золото-серпентинитовых объектов ранее разрабатывалось, причем были отмечены скопления самородков суммарным весом до 6 кг в местах выклинивания тальковых линз.

Примером золотосодержащих серпентинитовых сланцев является Южно-Наилинское месторождение, расположенное в окрестностях г. Миасса. Золотосодержащей рудой являются рассланцованные серпентиниты, в которых на плоскостях трещин скольжения отложены тонкие частицы самородного золота. Старатели метко называют отмеченные разности «обливанцами», так как пленки золота очень напоминают золотистую глазурь.

Осмиевая минерализация в альпинотипных гипербазитах Урала. Данная проблема наиболее детально рассмотрена в монографиях А.А. Иванова [2] и К.К. Золоева с соавторами [6]. К 1932-1942 гг. относится выделение А.А. Ивановым коренных проявлений осмистого иридия в хромитоносных перидотитах Восточно-Тагильского и Верх-Нейвинского массивов. В 1970 г. Ю.А. Волченко выявил сульфидно–осмиевую минерализацию в хромитовых рудах Сарановского массива, а в 1991 г. – Нуралинского. Обобщение полученных к 1992 г. материалов позволило установить, что на океанической стадии развития происходила концентрация тугоплавких элементов (Os, Ir, Ru), а в стадию орогенеза концентрировались вначале платина, а затем палладий и золото. В итоге К.К. Золоевым с соавторами в платиносодержащей хромитовой формации выделены нуралинский и кракинский типы месторождений, которые могут быть источниками минералов осмия в россыпях Южного Урала. С этими объектами постоянно ассоциируют золоторудные проявления.

Нуралинский рутений-осмиево-иридиевый тип характеризует краевые полосчатые гарцбургитовые и дунитовые зоны. Он связан со среднехромистыми железистыми низкотитанистыми акцессорными хромшпинелидами. Специализация хромит-платиноиных руд определяется тугоплавкими платиноидами ранних ассоциаций и одновременно содержит следы поздней трансформации альпинотипных комплексов. Важная информация получена при изучении Приозерного рудопроявления, расположенного близ верховьев р. Миасс. Содержание платиноидов в густо-вкрапленных рудах (г/т): осмий (7,0), рутений (1,3), иридий (1,0). Собственные минералы платиноидов относятся к ряду лаурит-эрлихманит, а также представлены многокомпонентыми твердыми растворами Os, Ir, Ru.

Кракинский иридиево-осмиево-рутениевый тип связан с лерцолит-гарцбургитовыми разрезами альпинотипных комплексов. Специализация этого типа определяется тугоплавкими платиноидами. Парагенезис минералов представлен многокомпонентными твердыми растворами и интерметаллидами платиновых элементов. Данный тип возникает на ранней высокотемпературной стадии деплетирования верхней мантии.

Распространение, морфология и состав включений минералов осмия в золотых изделиях. К настоящему времени включения установлены в пяти пунктах из 14 обследованных курганов и городищ. Они характеризуют археологические памятники скифского мира, расположенные от среднего течения р. Урал до верховьев р. Тобола. Датировка курганов, по данным авторов коллекций, охватывает период от XV века до н. э. и до IX в. н. э.

Наиболее значительные находки осмия сделаны в инкрустации железного меча Филипповского кургана № 4. В инкрустации установлено и проанализировано 16 зерен осмия округлой, удлиненной и треугольной формы размером по длинной оси 40-200 микрон. Часть округлых зерен раздроблена, а часть расщеплена по спайности (рис. 1).

В городище Уфа-II в золотой спирали выявлено одно зерно округлой формы. В зерне намечаются трещинки скола, разделяющие его на два индивида, которые отличаются по составу. Предполагается, что это фрагмент двойника.

В золотых изделиях из Кичигинских курганов выявлено четыре зерна округлой формы. Три из них установлены в золотой фольге, покрывающей браслет, в кургане № 3: одно размером 45×20 мкм, к которому примыкают два более мелких. Состав всех индивидов различен. Четвертое зерно выявлено в фольге, наложенной на деревянный сосуд. Размеры его 5×20 мкм.

В золотой фольге из Степного кургана, покрывающей спиралевидную подвеску диаметром 0,7-1,5 см, выявлено пластинчатое зерно осмия. Оно состоит из трех соприкасающихся индивидов и разбито на две части вдоль фольги. Размеры включений: толщина 6-7 и длина 25-40 мкм.

В Уш-Каттынском кургане, установлено зерно осмия близкой к призматической форме размером 4×9 мкм. Оно расположено поперек золотой фольги, содержащей мелкие включения меди.

Состав включений иллюстрируется табл. 1 и диаграммой (рис. 2). Нами используется номенклатура [9] с добавлением определения, состоящего из названий сопутствующих элементов.



Рис. 1. Изображение зерен осмия во вторичных электронах (Филипповский курган, проба 7, неполированная фольга):

А – № 10, 11, анализы 15208; Б – № 12, анализы 15209; В – № 13, анализы 15421; Г – № 14, анализы 15422.

Такой подход реализован Ю.С. Кобяшевым и С.Н. Никандровым [4] при характеристике соответствующих минералов Урала: например, осмий рутенисто-иридистый.

По атомному соотношению платиноидов в кристаллохимических формулах выделяются зерна 3-х типов (см. табл. 1): 1 – с преобладанием Os – осмий рутенистый и рутенисто-иридистый; 2 – с преобладанием Ru – рутений осмистый и иридисто-осмистый и 3 – с преобладанием Ir – иридий рутенистый и рутенисто-осмистый. Большинство фигуративных точек анализов осмия из древних золотых украшений Урала (см. рис. 2) попадают в поле № IV, располагающееся в центре ареала анализов местных россыпей. К ним относятся данные по Филипповскому, Кичигинскому и Степному курганам, а также городищу Уфа-II. Вырисовывается явная связь осмия из золотых изделий и россыпного материала. Наряду с этим, обозначились три группы анализов из Филипповских курганов, по которым пока не имеется россыпных аналогов (поля I-III); их еще предстоит выявить.

Обнаруженные включения относятся к наиболее высокотемпературной иридиево-осмиевой подгруппе платиновых минералов, которые формировались на океанической стадии развития региона [6].

Таблица 2

№№ включений и	Кол-во	Средние содержания, масс. %					Формула
зерен	анализов	Os	Ir	Ru	Pt	Сумма	<u> </u>
1	6	45,76	36,10	17,45	-	99,31	$Os_{0.40}Ir_{0.31}Ru_{0.29}$
2	10	34,54	29,30	27,66	8,06	99,56	Ru _{0,42} Os _{0,28} Ir _{0,24} Pt _{0,06}
3	7	35,28	29,20	27,63	7,36	99,47	Ru _{0,42} Os _{0,29} Ir _{0,23} Pt _{0,06}
4	1	57,58	14,82	27,02	I	99,42	$Os_{0,47}Ru_{0,41}Ir_{0,12}$
5	8	56,88	17,04	25,57	-	99,49	Os _{0,47} Ru _{0,39} Ir _{0,14}
6	7	55,07	8,97	35,42	-	99,46	Ru _{0,51} Os _{0,42} Ir _{0,07}
7	5	32,67	53,85	3,43	9,50	99,45	Ir _{0,53} Os _{0,32} Pt _{0,09} Ru _{0,06}
8	6	45,03	20,56	33,93	I	99,52	Ru _{0,49} Os _{0,35} Ir _{0,16}
9	7	37,23	29,91	26,88	5,58	99,60	Ru _{0,41} Os _{0,30} Ir _{0,24} Pt _{0,05}
10	5	35,12	58,52	2,26	3,63	99,53	Ir _{0.57} Os _{0.35} Ru _{0.04} Pt _{0.04}
11	5	56,53	10,16	32,78	I	99,47	Ru _{0.48} Os _{0.44} Ir _{0.08}
12	5	37,74	56,05	5,87	I	99,66	$Ir_{0.53}Os_{0.36}Ru_{0.11}$
13	11	77,44	14,23	8,00	I	99,67	$Os_{0.73}Ru_{0.14}Ir_{0.13}$
14	6	40,32	38,13	17,28	3,80	99,53	Os _{0,35} Ir _{0,33} Ru _{0,29} Pt _{0,03}
15	5	35,83	53,34	2,85	7,59	99,61	Ir _{0,52} Os _{0,36} Ru _{0,05} Pt _{0,07}
16	8	38,99	42,80	17,71	-	99,50	Ir _{0,37} Os _{0,34} Ru _{0,29}
17	4	44,25	41,83	13,40	I	99,48	$Os_{0,40}Ir_{0,37}Ru_{0,23}$
18	2	47,85	37,34	14,92	I	100,00	$Os_{0,42}Ir_{0,33}Ru_{0,25}$
19	4	49,62	36,82	14,02	Ι	100,46	$Os_{0,44}Ir_{0,32}Ru_{0,24}$
20	1	1,48	78,43	12,47	-	100,00	Ir _{0.76} Ru _{0.23} Os _{0.01}
21	1	13,79	22,06	36,15	I	99,99	$Ru_{0.66}Ir_{0.21}Os_{0.131}$
22	4	46,23	11,82	41,53	-	99,58	Ru _{0,57} Os _{0,34} Ir _{0,09}
23	6	40,78	40,56	18,38	_	99,72	Os _{0,35} Ir _{0,35} Ru _{0,30}
24	5	39,43	41,74	18,28	-	99,45	Ir _{0,36} Os _{0,34} Ru _{0,30}
25	3	64,82	34,11	0,47	_	99,40	Os _{0,65} Ir _{0,34}

Состав включений осмиевых минералов из древних золотых изделий

Примечания: Включения: 1-16 – из пробы № 7 (курган Филипповский № 4, коллекция Л.Т. Яблонского); 17-18 – из пробы № УІІ-Г012-3 (поселение Уфа II, коллекция А.Н. Султановой); 19-21– из пробы № 5 (курган Кичигинский № 3, коллекция А.Д. Таирова); 22 – из пробы № 7 (курган Кичигинский № 5, коллекция А.Д. Таирова); 23-24 – из пробы № 1637 (курган Степной, коллекция Д.Г. Здановича); 25 – курган Уш-Катты (коллекция В.В. Ткачева). Анализы выполнены операторами: № 1-19, 23-25 – В.А. Котляровым, микрозонд РЭММА-202М; 20-21– О.А. Савельевой, микрозонд JSM 64601 LV. Прочерк – менее предела чувствительности (0,5 %).

Рис. 2. Тройная диаграмма полей составов минералов осмия:

1 – осмий в золотых изделиях Южного Урала; 2 – осмий в коренных рудопроявлениях Среднего Урала; 3 – осмий в россыпях Урала.

Цифрами обозначены номера полей: I-III – курган Филипповский; IV – курганы Филипповский, Кичигинский, Степной и городище Уфа-II; V – Южный Урал (Учалинский район, коллекция В.А. Кадикова); VI – Полярный Урал и VII – Средний Урал (Минералогия Урала, 1999); VIII и IX – Средний Урал (Иванов, 1944).



Вероятные источники золота. Минералы осмия добываются только из россыпных месторождений золота. Они являются спутниками платиноидов в коренных месторождениях и в россыпях складчатых поясов установлены на Урале, в Сибири, Турции, Болгарии, Калифорнии, Канаде, Тасмании [2, 8]. Таким образом, закономерно присутствие в золотых изделиях, сделанных из россыпного материала, зерен осмия. Они не затронуты плавлением, испытали лишь деформации и расщепление при обработке золота, например, при ковке золотой фольги.

Предполагаемым источником осмия на Южном Урале являются россыпи, приуроченные к зонам глубинных разломов. Последние вмещают многочисленные тела ультрабазитов, с которыми связаны эти минералы. На Урале выделяется два крупных разлома: Уральский и Восточно-Уральский [7]. В первом вероятным источником металла могли служить россыпи в долинах рек Миасс, Кизил, Таналык, Сакмара и их притоках. Они дренируют Главный Уральский разлом и приуроченные к нему золотоносные структуры на протяжении 600 км. На этом отрезке располагаются Карабашский, Миасский, Миндякский, Баймакский рудные и россыпные районы, в которых нередки находки минералов группы осмия. Данная золотоносная структура расположена наиболее близко к Филипповскому кургану и городищу Уфа-II.

В Зауралье коренные и россыпные месторождения известны в Кочкарском, Джетыгаринском и Кумакском рудных районах. В приуроченных к ним россыпях также установлено присутствие осмистого иридия [3]. Таким образом, можно полагать, что золото для Кичигинских и Степных изделий поступило из Восточно-Уральского разлома с телами ультрабазитов.

Имеющиеся данные позволяют наметить следы распространения золота для ювелирных украшений с Южного Урала в юго-западном направлении до Уфы и Филипповских курганов. Эта часть пути охватывает около 200-300 км, но он должен простираться далее до бассейна Волги. Для золотых изделий курганов Дона и Поднепровья предполагается кавказский источник металла.

Учитывая важность «осмиевой» проблемы для металлогении и археологии, целесообразно организовать специальную программу изучения возможных источников благородных металлов для золотых изделий из курганов скифского мира в сравнении с минералами благородных металлов из россыпных и коренных месторождений.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 08.06.00136), междисциплинарного и интеграционных проектов УрО РАН. Автор благодарен за помощь и консультации Е.В. Зайковой, А.М. Юминову, В.А. Котлярову, Е.И. Чурину, Е.В. Белогуб, И.Г. Михайлову.

Литература

1. Бородаевский Н.И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // Двести лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Изд-во УФАН СССР, 1948. С. 316-330.

2. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия. Свердловск: Изд-во АН СССР, 1944. 88 с.

3. Колисниченко С.В., Попов В.А. «Русская Бразилия» на Южном Урале. Челябинск: Издво «Санарка», 2008. 528 с.

4. Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н. Минералы Урала. Екатеринбург: Изд-во Квадрат, 2007. 312 с.

5. Минералогия Урала. Элементы. Свердловск: УрО РАН, 1990. 389 с.

6. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 2001. С. 199.

7. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота Урала. Екатернбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.

8. *Craddok P.T.* The Platinum Group Element Inclusion // King Croeses' Gold. London: British Museum Press, 2000. P. 238-244.

9. *Harris D., Cabri L.* Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Min., 1991. V. 29. P. 231-237.

НАХОДКА БАРОФИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ В ЗОЛОТОЙ РОССЫПИ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Иванов В.В., Колесова Л.Г., Леснов С.В., Лотина А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Освещается необычная для геологии региона находка алмазов и их минералов-спутников в аллювиальной россыпи золота ближнего сноса. Для расшифровки их типоморфизма использованы электронно-зондовый и рентгенофазовый анализы, ИК-спектрометрия, аналитическая электронная и световая микроскопия.

Рассматриваемая площадь западных отрогов хр. Сихотэ-Алинь (юг Хабаровского края) со среднегорным слаборасчлененным рельефом принадлежит к раннемеловому Журавлевскому террейну (фрагмент турбидитового бассейна), местами перекрытом палеоген-неогеновыми образованиями вулканического пояса, вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, по которому проходит граница с Самаркинским террейном юрско-раннемеловой аккреционной призмы.

Характеризуемая россыпь и ряд других неглубоко залегающих золотых россыпей, которые тесно связаны с редкометалльно-золотым жильно-прожилковым рудопроявлением, приурочены к сопровождаемому силлообразными телами мелкому штоку габброидов, который расположен в центральной части локального эрозионного окна среди покровов кайнозойских базальтоидов. Местами габброиды до глубины 25 м превращены в минеральную сыпучку (кора выветривания). Стратифицированные образования в округлом эрозионном окне – полого залегающие слабо литифицированные туфогенные песчаники и алевро-песчаники дискуссионного возраста (мел или палеоген).

Плотик этой верхнечетвертичной россыпи долинного типа сложен в характеризуемой части алевро-песчаниками, корой выветривания по габброидам и глинами. Подчеркнем наличие в нем эллипсовидных ям (глубиной до 8 м и в поперечнике до 40 м) со своеобразным обломочным заполнением. Состав гравийно-галечно-валунного обломочного материала россыпи аналогичен местным горным породам.

Шлиховой комплекс минералов россыпи имеет комбинированный источник питания. Минералы, сопровождающие в концентрате золото в классе размерности 3-10 мм: гранаты, хромшпинелиды, шпинель, магнетит, ильменит-пикроильменит, гематит, оливин, циркон, корунд, сфен, халькогениды и др. В тонкой фракции встречаются самородные элементы и минералы платиноидов. Ниже характеризуются главные индикационные (типоморфные) минералы.

Алмазы. Диагностированный с использованием комплекса методов анализа алмаз представлен слегка уплощенным микрозерном (0,75-0,82 мм) овально-сердцевидной формы со сложной скульптурой бугристо-ступенчатой поверхности. Из-за неоднородности (визуализированной по характеристическим растрам элементов – Са, Ті, Fe, Si и C) полиминеральной (по-видимому, сфен, ильменит и графит) покрывающей его фрагментарной рубашки толщиной до 145 мкм зерно имеет черный облик (Иванов и др., 2007).

Гранаты встречены в виде крупных желваков (типа мегакристов) размером до 16 мм и мономинеральных зерен, а также одиночных мелких зерен в связующей массе микрообломков породы. Установлены и тонкие гранатовые включения в других минералах. Цвет гранатов коричневатый, коричнево-оранжевый, оранжево-красный и, редко, малиново-красный и светло-сиреневый. По соотношению пиропового (55-62 %), гроссулярового (12-14 %) и альмандинового (24-30 %) миналов, их точки на соответствующей тройной диаграмме попадают в поле гранатов из кимберлитов Аризоны и отчасти Кимберли, а также в поле гранатов из содержащих глубинные включения щелочных базальтоидов Монголии. В координатах Cr_2O_3 -CaO поля точек этих пироп-альмандинов соответствуют без- и низкохромистым гранатам с умеренным содержанием CaO (5,11-5,67 %) из лерцолитов. На диаграмме FeO-MgO-CaO с полями 12-ти групп гранатов, по Дж. Доусону и В. Стефенсу, выдержанный состав основной группы характеризуемых гранатов образует самостоятельный компактный кластер в области кальциевых пироп-альмандинов и района Кимберли. На графике Mg-Ca-Fe с полями составов гранатов ультраосновных и эклогитовых парагенезисов (Афа-

насьев и др., 2001) точки данных гранатов образуют группу в области биминеральных эклогитов, рядом с точками пиропа из месторождения Кимберлей. Согласно данным по типоморфизму минералов кимберлитовых пород Якутии, к эклогитовому парагенезису принадлежат, как и в нашем случае, преимущественно магнезиальные и кальциевые пироп-альмандины с низким содержанием хрома (<0,2 % Cr_2O_3) и содержанием титана в пределах 0-2,1 %. Среди второстепенных элементов для данных гранатов отметим марганец (0,23-0,55 % MnO) и титан (0,32-0,65 % TiO₂). Редкие твердые включения в гранатовых зернах представлены, главным образом, альмандином.

Хромшпинелиды наблюдаются нередко в виде кристаллов размером до 1,5 мм. Они отвечают умереннохромистым (37,76-46,12 % Cr_2O_3), умеренно- и высокоглиноземистым (11,76-23,75 и до 57,44 % Al_2O_3) разновидностям с низким и высоким содержанием титана (соответственно, <0,5 % и 1,5-2,7 до 4,58 % TiO₂). На известной диаграмме Н.В. Павлова они образуют два кластера в области субферриалюмохромитов (включая алюмохромиты) и отчасти в области пикотитов. На этой тройной диаграмме первая, наиболее представительная, группа составов сравнительно близка к субферри- и ферриалюмохромитам из пород юрского пикрит-меймечитового комплекса Сихотэ-Алиня. На тройной диаграмме Al_2O_3 - Cr_2O_3 -(Fe₂O₃+TiO₂) с полями составов шпинелидов из кимберлитов Южно-Ангольского щита (Гаранин и др., 1989) точки составов характеризуемых хромшпинелидов попадают преимущественно в поле лерцолитовых парагенезисов и, отчасти, в поле алькремитов. В качестве микровключений данные Cr-Fe оксидные минералы содержат тонкие зерна граната пироп-альмандинового ряда и хромшпинелидов с более высоким содержанием Cr₂O₃ (до 52 %).

Fe-Ti оксидные минералы представлены преимущественно магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом и пикроильменитом. Редко фиксируется ульвошпинель и гематит. Первая группа оксидов – кристаллы и их сростки с хорошо сохранившейся первичной скульптурой поверхности: 1) гомогенного, без структур распада (с содержанием ТіО, менее 10 %), магнетита и 2) распавшегося титаномагнетита (матрица зерен с содержанием от 13 до 23 % TiO₂) и ильменита (разрозненные пластинки и их сложные каркасы). Микровключения в магнетите, иногда встречающим сростки с ильменитом и клинопироксеном, принадлежат ильмениту и пироп-альмандину, а в титаномагнетите, образующего сростки с ильменитом и рутилом – ильмениту, пикроильмениту, оливину (форстериту), альмандину, клинопироксену и апатиту. Вторая группа оксидов – многочисленные ксеноморфные и гранные зерна, а также крупные (до 5-10 мм) желваки (мегакристы) преимущественно мономинерального ильменита, в которых отдельные зерна ильменита сцементированы магнетитом и пикроильменита (до 11,3 % MgO). На диаграмме MgTiO₃-Fe₂O₂-FeTiO₂ с полями составов пикроильменитов из кимберлитов, лерцолитов и пироксенитов Якутии и Африки (Владимиров и др., 1990), а также ильменитов из щелочных базит-гипербазитовых массивов Сихотэ-Алиня (Щека, Вржосек, 2008) данные ильмениты тяготеют к железисто-титанистой части поля пикроильменитов Якутии. На диаграмме MgTiO,-MnTiO,-FeTiO, с полями и точками ильменитов и пикроильменитов из различных комплексов Дальнего Востока, Сибири, Монголии и Сев. Америки данные пикроильмениты соседствуют с низкомарганцовистыми разновидностями разнотипных объектов: ильменитов из пород пикрит-меймечитового комплекса Сихотэ-Алиня, кимберлитов Колорадо, базальтоидов Дариганди и др. В качестве микровключений данные низкохромистые (Сг,О, редко до 0,3-0,8 %) ильмениты, с одной стороны, содержат изолированные зерна граната, пикроильменита и Cr-содержащего клинопироксена. С другой стороны, в пикроильменитах установлены включения ильменита (по типу распада), сростки ильменита и альмандина, «глобулярные» клинопироксеновые и шаровидные сложные включения пикроильменит-ильменит-пирротин-титаномагнетитового состава и пиритовые с графитовой каймой выделения. Отметим присутствие ильменита совместно с тонкими включениями магнетита и альмандина в мелком зерне желтоватого циркона.

Оливины присутствует в концентрате в виде прозрачных медово-желтых, светло-зеленых и эпигенетически измененных коричневатых изометричных гемиидиоморфных зерен с пористой и занозисто-скорлуповатой поверхностью. В данных оливинах содержание форстеритового минала варьирует от 62 до 90 %. Внутри их кристаллов встречаются тонкие включения клинопироксена, включения Cr-содержащих магнетита (Cr₂O₃ до 1,99 %) и его сростков с клинопироксеном и шпинелью, включения Cr-содержащего клинопироксена (Cr₂O₃ – 0,33-0,81 %) в

сростках с Cr-содержащим титаномагнетитом (Cr₂O₃ до 1,82 %). На поверхности зерен оливина фиксируются вростки кристаллов граната, титаномагнетита и ильменита. Редкие полизернистые оливиновые микрообломки в интерстициях содержат хромшпинелиды. В связующей массе микробломка недиагностированной породы установлены оливин-ильменит-титаномагнетитовая и оливин-гранатовая ассоциации, представленные разрозненными вкрапленниками.

Ортопироксены. Обнаружен энстатит в зернах от 0,5 до 1 мм, как округлых, так и угловатых оливкового цвета, полупрозрачных, с содержанием Cr_2O_3 0,31-0,57 %. Они содержит включения Cr-содержащего клинопироксена Cr_2O_3 (0,38 %) и Cr-магнетита Cr_2O_3 (0,83 %). Одно зерно содержит включения Cr-содержащего клинопироксена ($Cr_2O_3 - 0,51-0,70$ %) в сростках с Cr-содержащим магнетитом Cr_2O_3 до 3,63 % и включения пирита в сростке с клинопироксеном.

Корунды встречаются довольно часто в виде кристаллов от 0,1 до 0,5 мм пирамидальной, столбчатой и редко бочонковидной формы. Среди них наблюдаются прозрачные и полупрозрачные, а также слабо окрашенные (голубовато-серые, серые и редко розовато-серые) разности. Кроме того, встречаются сапфиры. В частности, нами исследованы два ярко синих кристалла сапфира размерами $5,5 \times 5$ и 6×6 мм. Один из них прозрачный с однородной окраской, а другой полупрозрачный с контрастным по цвету концентрически зональным строением. По результатам EDS-анализов их поверхности на сканирующем электронном микроскопе состав первого кристалла, содержащего примазки серебра и бунзенита,: Al₂O₃ 98,52-99,37 %, FeO 0,63-1,03 % и TiO₂ 0,44%.

Шпинель представлена изометричными, овальными и угловатыми уплощенными зернами от 1-5 до 25 мм. Они густо окрашены в зеленый цвет, прозрачные и полупрозрачные.

Изложенные характеристики по слабо- или неокатанным зернам гранатов, хромшпинелидов, шпинелей, магнетитов, пикроильменитов, оливинов и корундов, а также микропарагенезисам их включений еще не получили безальтернативной геологической интерпретации в отношении идентификации их материнских источников.

В плотике и на флангах россыпи пока не обнаружены в коренном залегании эксплозивные тела глубинных пород с таким набором барофильных минералов. Это объясняется отсутствием специализированных исследований этой территории, а также неблагоприятной ландшафтно-геологической обстановкой (с ее масштабным развитием покровов кайнозойских эффузивов при дефиците речных долин с глубоким эрозионным врезом) для надежного вещественно-структурного изучения фундамента.

Можно предполагать, что обнаружение в россыпи алмазосодержащей барофильной ассоциации связано с перемывом к настоящему времени эродированных тефроидных образований – эксплозивных продуктов пикрит-щелочнобазальтового вулканизма. О развитии достаточно близко от россыпи подобных вулканитов свидетельствует находка базальтов с лерцолитовыми крупно-кристаллическими включениями размером до 5 см. В составе этих оливин-хромдиопсид-энстатитовых агрегатов присутствуют акцессорные гранат, ильменит и титаномагнетит. Оливин в них образует изометрические и близкие к ним зерна до 3 мм. Они имеют медово-желтый цвет, прозрачные и полупрозрачные. По результатам анализов на аналитическом сканирующем микроскопе – это хромсодержащий ($Cr_2O_3 - 0,41$ %) форстерит. Пироксены в большинстве случаев представлены хромдиопсидами ($Cr_2O_3 - 1,53-1,24$ %) и хромсодержащими энстатитами ($Cr_2O_3 - 0,62-0,92$ %). Хромшпинелиды характеризуются большими вариациями Cr_2O_3 от 10,37 до 45,31 %.

Полученная информация по минералам-спутникам алмазов (прежде всего, барофильным фазам), образующим аномальные шлиховые концентрации в россыпи, представляется весьма интересной в практическом аспекте. Выявленные минералогические прямые признаки – веский довод для постановки целенаправленных поисков коренных источников этих нетрадиционных для региона шлиховых минеральных ассоциаций.

ТИПОХИМИЗМ ОКСИДОВ ХРОМА И ТИТАНА ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ВИШЕРСКОГО ТИПА

Коротченкова О. В.

Горный институт УрО РАН, aplit@rambler.ru

На территории Пермского края выявлены многочисленные проявления интрузивных пирокластитов вишерского типа [2], в том числе промышленно алмазоносные [3]. Кадастр минеральных видов и минеральных фаз [4], встреченных в этих породах, указывает на самородно-оксидно-слоистосиликатную специализацию. В отличие от кимберлитов и лампроитов, характеризующихся наличием двух ассоциаций оксидов (мантийной и магматической), в уральских алмазоносных образованиях хромшпинелид и ильменит присутствуют только как ксеногенные фазы.

Для минералогической характеристики использовались анализы, полученные при опробовании алмазоносных пирокластитов ЗАО «Пермгеологодобыча». Было обработано около 850 химических анализов хромшпинелидов и 189 ильменитов с четырех алмазоносных рудных районов Пермского края (с юга на север): Вильвенского, Александровского, Красновишерского и Ныробского. На первых двух участках известны вулканиты соответственно благодатского трахибазальт-гиаломеланефелинитового и кусьинского пикрит-эссекситового комплексов рифей-вендского возраста.

Хромшпинелиды. В алмазоносных вулканитах шпинелиды встречаются в виде отдельных октаэдрических кристаллов, ксеноморфных зерен, реже агрегатов. С целью отделения минералов происходящих из кластогенных толщ отбирались зерна без признаков механического износа. Большинство зерен имеют однородное строение, реже отмечаются зональные.

Соотношение Al-Cr-Fe³⁺ свидетельствует о том, что хромшпинелиды Ныробского и Красновишерского рудных районов отвечают реститогенным хромшпинелидам гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой формации (рис. 1). Значительная часть зерен подверглась постмагматическим изменениям в условиях коры.

Такие же группы зафиксированы в интрузивных пирокластитах Среднего Урала (Александровский и Вильвенский рудные районы). Однако, здесь присутствуют и высокоглиноземистые шпинелиды заимствованные из рифей-вендских вулканитов (рис. 2).

Анализ составов зональных хромшпинелидов (48 анализов) показал, что все каймы имеют реакционный характер и связаны с изменением состава краевой части зерен.

В целом, повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Cr_2O_3 , FeO_{ofm} , MnO характерны для краевых частей хромшпинелидов, тогда как Al_2O_3 , MgO – для центральных частей. Зональные хромшпинелиды можно разделить на две группы. В первую группу входят шпинелиды Александровского, Вильвенского и Ныробского районов. Для них характерно обогащение краевых частей хромом относительно алюминия и увеличение двухвалентного и трехвалентного железа, вероятно, в виде магнетитовой составляющей (рис. 3). Ко второй группе относятся шпинелиды Красновишерского и единичные зерна Вильвенского и Ныробского районов. Здесь зональность выражается в увеличении содержания двухвалентого железа в краевых частях без заметного изменения хромистости.

По данным Kimball K. [5], первый тренд характерен для процессов образования глиноземистого амфибола или хлорита, второй связан с процессами серпентинизации. Увеличение содержания двухвалентного железа позволяет предполагать, что постмагматические изменения хромшпинелидов Красновишерского рудного района происходили в восстановительных условиях.

Таким образом, хромшпинелиды Александровского и Вильвенского рудных районов, извлеченные как из трахибазальтов, так и туффизитов, несут одинаковый характер изменений, это позволяет говорить о том, что реакционные каймы сформировались до их захвата магматическими и флюидно-магматическими колоннами в гипербазитовых телах, локализованных в земной коре. Хромшпинелиды Красновишерского и Ныробского рудных районов, вероятно, были захвачены с более значительных глубин, характеризующихся низкой фугитивностью кислорода.



Рис. 1. Положение составов хромшпинелидов из интрузивных пирокластитов Ныробского (1) и Красновишерского (2) рудных районов на диаграмме Al-Cr-Fe³⁺.

Поля шпинелидов из неизмененных пород гарцбургитового (а) и дунит-гарцбургитового (б) комплексов и измененных пород (в).



Рис. 2. Положение составов хромшпинелидов Александровского (1 – из вулканитов благодатского комплекса, 2 – из интрузивных пирокластитов) и Вильвенского (3 – из вулканитов кусьинского комплекса, 4 – из интрузивных пирокластитов) рудных районов на диаграмме Al-Cr-Fe³⁺.

Поля шпинелидов из неизмененных пород гарцбургитового (а) и дунит-гарцбургитового (б) комплексов и измененных пород (в).



Рис. 3. Положение хромшпинелидов Александровского (1), Вильвенского (2), Красновишерского (3) и Ныробского (4) на диаграмме в координатах $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)-Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr^{3+}+Al^{3+})$.

Стрелками указано направление изменений от центра к краю



Рис. 5. Соотношение $MgTiO_3$ -FeTiO_3-Fe₂O₃ в ильменитах Александровского (1), Вильвенского (2), Красновишерского (3) и Ныробского (4) рудных районов.

Цифрами показаны поля составов ильменитов по В.К. Гаранину [1]: 1, 2 – из включений в алмазе, алмазоносных и неалмазоносных перидотитов; 3 – из сростков с алмазом и перидотитов; 4 – из перидотитов и пироксенитов; 5 – из ортопироксенитов; 6 – из пироксенитов и эклогитов; 7 – из эклогитов; 8 – из алмазоносных эклогитов; 9 – из пироксенитов, в том числе, графических сростков с клинопироксеном; 10, 11 – из сростков с гранатом (ферримагнитный при Т_{комн}); 12 – из эклогитоподобных пород.



Рис. 5. Положение составов ильменитов из Александровского (1), Вильвенского (2), Красновишерского (3) и Ныробского (4) рудных районов на диаграмме MgTiO₃-Fe₂O₃ (по [3]).

Поля ильменитов: 1 – микрокристаллы из основной массы кимберлитов; 2а – включения в алмазах; 2б – из алмазоносных перидотитов; 3 – из катаклазированных неистощенных лерцолитов; 4а – из пироксенитов с графической структурой распада; 4б – из верлитов; 5 – из желваков (в кимберлитах и лампроитах); 6 – из ильменит-гранатовых желваков; 7 – из эклогитов; 8 – из эклогитоподобных пород; 9 – из габброидов и щелочных пегматитов; 10 – микрокристаллы из основной массы лампроитов и карбонатитов. Серыми стрел-ками показаны мантийные тренды, черными – лампроитовые тренды.

Ильменит. Ильменит, а также псевдоморфозы по нему широко распространены в алмазоносных образованиях Пермского края. По составу их можно разделить на три группы (рис. 4). Первая группа – собственно ильмениты с содержанием FeTiO₃ 85-97 %, в которую вошли оксиды Александровского, Ныробского, а также часть Вильвенского и Красновишерского районов. Во вторую группу попали часть минералов Вильвенского района и единичные анализы Александровского (содержание гейкилита до 32 %). И к третьей группе наиболее магнезиальных (содержание MgTiO₃ 32-53 %) относятся пикроильмениты Красновишерского района.

Соотношение нормативных гематита и гейкилита (рис. 5) позволяет отметить следующее. Фигуративные точки ильменитов первой группы концентрируются в области габброидов и щелочных пегматитов. Ильмениты второй группы большей частью отвечают составу таковых из желваков (нодулей), относимых многими исследователями к пегматоидных ультрамафитам. Наличие данной группы, вероятно, свидетельствует о том, что источником этих минералов могут быть переходные породы от пегматитов к эклогитам. Пикроильмениты третьей группы попадают в область неистощенных и алмазоносных лерцолитов, в том числе, включений в алмазе.

В целом, прослежено, что для туффизитов характерно присутствие коровых ильменитов, мантийные же относительно редки и происходят из различных субстратов (лерцолиты, перидо-

титы, эклогитоподобные породы). Отмечено, что в наиболее алмазоносных районах присутствует пикроильменит из перидотитов, в том числе, алмазоносных. Наличие компактного поля составов ильменита второй группы в вулканитах Вильвенского района позволяет предполагать существование специфического мантийного субстрата, не встреченного пока в кимберлитах и лампроитах.

Таким образом, присутствие в интрузивных пирокластитах хромшпинелидов претерпевших изменение в условиях коры, непременное присутствие коровых ильменитов позволяет предполагать генерацию очагов вулканитов вишерского типа в базальтовом слое или на границе коры и мантии. Различная генетическая принадлежность пикроильменитов в пирокластитах разных районов отражает латеральную петрографическую неоднородность этого субстрата на окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.

2. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др.* О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН, 1997. Т. 353. № 1. С. 90-93.

3. *Тетерин И.П. и др.* Ефимовское месторождение алмазов // Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Пермь: Перм. ун-т., 2007. С. 219-230.

4. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: ПГУ, 2001. 324 с.

5. *Kimball K*. Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. Heidelberg: Springer Berlin, 1990. 105. P.337-346.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ КЛИНОПИРОКСЕНОВ БУРИБАЙСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Косарев А.М.

Институт геологии УНЦ РАН, amkosarev@mail.ru

Бурибайский риолит-базальтовый палеовулканический комплекс наиболее полно проявился в Бурибайском рудном районе, в южной части Таналыкского поднятия. Комплекс состоит из трех толщ: нижней – долерито-базальтовой, средней – пиллоу-базальтовой и верхней – риодацит-базальтовой. Мощность комплекса по разным оценкам составляет от 1200 до 2000 м.

Микрозондовое изучение клинопироксенов проведено в лабораториях Московского государственного университета, Университета г. Удины (Италия) и Департамента минералогии в музее Естественной истории, г. Лондон.

Исследованы клинопироксены трех стратиграфических уровней: 1 – нижняя часть разреза толщи пиллоу-базальтов (b-br₂¹; пробы T-10, T-10A); 2 – средняя-верхняя часть разреза толщи пиллоу-базальтов (b-br₂²; пробы T-21, T-27); 3 – контрастная риолит-базальтовая толща (b-br₃; пробы T-38, T-40, T-42). Ранее клинопироксены отдельных участков были изучены П. Спадеа и др. [10], Л.В. Сазоновой и др. [4], А.М. Косаревым и др. [2].

Пироксены из базальтов раннеостроводужной стадии ($D_2 e_2$) бурибайского вулканического комплекса (*нижний уровень* – b-br₂⁻¹; пробы T-10, T-10A) имеют высококальциевый состав и образуют ряды диопсид-салит и диопсид-эндиопсид-авгит, в единичных случаях в отдельных фенокристах зафиксирован тренд салит-авгит.

Базальты этой группы классифицируются бонинитовыми базальтами (%): SiO₂ – 52,54; TiO₂ – 0,45; Al₂O₃ – 14,38; FeO – 9; MgO – 9,84; CaO – 7,33; Na₂O – 3,25; K₂O – 0,15; Mg# – 67; (г/т): Rb – 0,48; Sr – 99; Ba – 29; Cr – 445; Nb – 0,74; Ta – 0,22; Zr – 22; Hf – 0,63; Th – 0,1; La – 1,3; Sm – 0,9; Yb – 1,13; La/Yb – 1,15. Обращают внимание повышенные концентрации по сравнению с
типовыми бонинитами TiO₂, Al₂O₃, Na₂O и пониженные содержания Cr и Ni, что объясняется присутствием плагиоклаза.

Тренды диопсид-салит: диопсид ($Ca_{48,27}Mg_{41,94}Fe_{9,79}$) \rightarrow салит ($Ca_{48,33}Mg_{40,95}Fe_{10,7}$) \rightarrow салит ($Ca_{48,95}Mg_{38}Fe_{13,1}$); диопсид-эндиопсид: ($Ca_{46,44}Mg_{48,68}Fe_{4,88}$) \rightarrow эндиопсид ($Ca_{41,57}Mg_{51,96}Fe_{6,47}$) \rightarrow авгит ($Ca_{27,41}Mg_{54,14}Fe_{18,45}$) свидетельствуют о высококальциевом составе ранних фаз пироксенов.

Вулканиты эффузивной фации *среднего уровня* (b-br₂²) (T-21, T-27) представлены бонинитовыми вариолитами, которые состоят из стекловатых вариолей, по составу близких к альбиту и существенно хлоритового матрикса. В основной массе вариолитов содержатся скелетные игольчатые выделения тонких длинных лейст клинопироксена (пироксеновый спинифекс), присутствуют также Cr-шпинель, сфен, замещенные вторичными минералами оливин и ранний пироксен, пироксен микрофенокристов и микролитов, плагиоклаз в метельчатых структурах в слабо девитрифицированном стекле и вариолях.

Составы клинопироксенов бонинитовых вариолитов, по сравнению с пироксенами предшествующими нижнего уровня, сдвинуты в сторону более железистых составов. В изученных клинопироксенах «среднего уровня» отсутствуют диопсиды, установлены эндиопсиды, салиты, авгиты и субкальциевые авгиты. Преобладающая направленность эволюции химизма пироксенов – понижение кальциевости, возрастание железистости. Салитовый тренд: салит ($Ca_{47,64}Mg_{38,26}Fe_{14,10}$) \rightarrow салит ($Ca_{48,78}Mg_{34,46}Fe_{16,77}$). Эндиопсид – авгитовый тренд: эндиопсид ($Ca_{44,2}Mg_{46,3}Fe_{5,5}$) \rightarrow авгит ($Ca_{44}Mg_{39,4}Fe_{16,6}$) \rightarrow ($Ca_{40,1}Mg_{48,6}Fe_{11,3}$) \rightarrow ($Ca_{37,67}Mg_{52,3}Fe_{10,02}$) \rightarrow авгит ($Ca_{30,05}Mg_{51,47}Fe_{18,48}$) \rightarrow субкальциевый авгит ($Ca_{24,5}Mg_{36,7}Fe_{38,8}$). Приведенные ряды пироксенов являются идеализированными и представлены выборочными составами. На диаграмме Wo-En-Fs, на которую вынесены все 34 пробы, выделяется поле салитов и поле эндиопсидов-авгитов-субкальциевых авгитов. В последнем намечаются оба тренда «авгитовый» и «пижонитовый». Последний редуцирован и завершается субкальциевыми авгитами.

В целом, пироксены «нижнего» и «среднего» стратиграфических уровней сходны с ассоциацией клинопироксенов, присутствующих в колчеданоносных вулканитах надсубдукционного офиолитового комплекса Троодос [6; 8; 9].

Наиболее кремнекислые разновидности бонинитовых вариолитов характеризуются следующим составом (%): SiO₂ – 59,38; TiO₂ – 0,29; Al₂O₃ – 10,31; FeO – 6,25; MgO – 9,2; CaO – 7,51; Na₂O – 3,32; K₂O – 0,32; Mg# – 73; (г/т): Rb – 3,9; Sr – 128; Ba – 21,8; Cr – 435; Ni – 324; Y – 6,3; Nb – 0,38; Ta – 0,039; Zr – 19; Hf – 0,49; Th – 0,04; La – 0,7; Sm – 0,51; Yb – 0,74; La/Yb – 0,94. В бонинитовых вариолитовых базальтах «среднего» стратиграфического уровня (обр. T-21) содержания SiO₂ – 52,5 %; MgO – 14 %; Mg# – 75,3; Cr – 791 г/т; Nb – 0,72; Zr – 23,9 г/т; La – 1,5 г/т; Yb – 0,97 г/т; La/Yb – 1,5.

Бонинитовые базальты и бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса ближе всего соответствуют высококальциевым бонинитам, которые присутствуют в офиолитовом надсубдукционном комплексе Троодос. Подтверждением этого вывода является высококальциевый состав клинопироксенов из палеобонинитов b-br₂ геологического разреза по реке Таналык, представленных диопсидами и салитами. По результатам исследований бонинитов низкокальциевые разновидности выплавляются при давлении 8-10 кбар, температуре 1200-1300 °C из флюодонасыщенного мантийного перидотита, при высокой (29-35 %) степени плавления субстрата, при высоком Р_{H20} [1;7]. Высококальциевые бониниты выплавляются при более высоких температурах (1250-1350 °C) [8].

Верхний стратиграфический уровень представлен риолит-базальтовой контрастной толщей (b-br₃) бурибайского вулканического комплекса. В составе риолит-базальтовой толщи в разрезе по реке Таналык у деревни Хворостянка присутствуют (снизу-вверх по разрезу): эффузивные дациты, андезидациты, риодациты, оливин-пироксен-и пироксен-плагиофировые базальты (магнезиальные и умеренномагнезиальные) андезибазальты и афировые базальты.

Клинопироксены из пироксенпорфировых базальтов и андезибазальтов (b-br₃) варьируют от эндиопсидов до авгитов. Особенностью ранних клинопироксенов [2;4] является наличие ядер, представленных низкожелезистым высокомагнезиальным эндиопсидом и краевых авгитовых зон. Эволюция составов пироксенов представляется следующей (от центра фенокристалла к его периферии): эндиопсид (ядро) (Ca_{41 3-45}Mg_{46 5-54}Fe₄₋₁₀₁) → авгит (краевая зона) (Ca_{41 8-44 8}Mg_{44 2-}

 $_{45,8}$ Fe_{10,7-14,0}) \rightarrow авгит (микролиты) (Ca_{41,3-42,7}Mg_{40,7-41,6}Fe_{15,6-17,9}). Характер химической зональности ядер фенокристаллов и краевых зон различен: в ядре от центра к периферии обнаруживается уменьшение количеств Ca и Fe и возрастание Mg; в краевой зоне фенокристов и в микролитах последовательно возрастают количества Ca и Fe и уменьшается Mg.

Базальты пироксен-плагиофировые (обр. Т-38) имеют следующий состав (%): SiO₂ – 48,54; TiO₂ – 0,44; FeO – 7,87; MgO – 6,71; Na₂O – 3,16; K₂O – 0,18; Mg# – 60; (г/т): Rb – 2,12; Sr – 142; Ba – 15,4; Cr – 254; Ni – 96; Nb – 2,2; Ta – 0,22; Zr – 44; Th – 0,77; La – 8,26; Sm – 1,8; Yb – 0,76; La/Yb – 10,9. Для всех основных пород риолит-базальтовой толщи [3] характерны повышенные по сравнению с бонинитовыми базальтами (b-br₂) концентрации Nb, Hf, Zr, La, Th, пониженные – Cr. На графиках концентрации редких элементов нормированных по хондриту и N-MORB четко виден известково-щелочной характер распределения микроэлементов и P3Э в частности. Очевидно обогащение легкими и обеднение тяжелыми P3Э. Отношение La/Yb в базальтах b-br₃ варьирует от 5 до 10,9, что иллюстрирует принадлежность рассматриваемых базальтов к магнезиальному и умеренномагнезиальному известково-щелочному типу базальтов.

Бурибайский базальт-риолитовый комплекс (b-br,) формировался в надсубдукционной обстановке в результате подъема мантийного диапира (прогрессивная стадия) под воздействием флюидов, богатых H₂O, Cl, Na [3;10]. Главные события в развитии рудно-магматической системы представляются следующими: 1) на ранней стадии при сравнительно низких Рн₂о и низкой степени плавления мантийного субстрата (5-10 %) образовались субщелочные натриевые базальты с повышенным содержанием Ті, относительно высокой общей щелочностью (bbr,), обогащенные крупноионными литофильными элементами и всем рядом РЗЭ, и с пониженными концентрациями Nb, Ta, Zr; 2) последующая генерация магнезиальных толеитовых базальтов и бонинитов (b-br_a) осуществлялась при повышенных (по сравнению с предыдущими) концентрациях Н₂О и при более высокой степени плавления (15-30 %) мантийного субстрата; 3) на границе нижняя кора – верхняя мантия, вероятно, возникали послойные инъекции базальтов, которые были подвержены амфиболизации и наращивали кору снизу; 4) образование серноколчеданных и медноколчеданных руд происходило непосредственно на эффузивных базальтах (b-br₂), до излияния основного объема эффузивных кислых пород; важное значение для рудообразования, видимо, имели высокотемпературные базитовые расплавы, давшие тела габброидов, что стимулировало деятельность гидротермальных конвективных ячеек; 5) образование кислых магм в контрастном бурибайском комплексе было редуцированным и процессы ликвации бонинитов или выплавление кислых магм из амфиболизированных базальтов нижней коры [5] не привели к формированию промышленного оруденения.

Таким образом, максимальная степень плавления мантийного субстрата, существенные объёмы субдукционных флюидов и повышенные P_{H2O} в зоне парциального выплавления расплавов предшествовали главному этапу рудообразования колчеданоносного бурибайского палеовулканического комплекса. Отложение руд было приурочено к перерыву активной вулканической деятельности. Так, в основании рудной залежи Бурибайского колчеданного месторождения по данным М.И. Исмагилова располагалась пачка осадочных кремнистых пород. Вероятно, в этот период времени произошло достижение мантийным диапиром нижней коры и начало выплавления из нижнекорового субстрата кислых магм. Порфировые вулканиты риолит-базальтовой толщи: оливин-пироксеновые пикробазальты, пироксен-плагиофировые базальты и андезибазальты, андезидациты, дациты и риодациты относятся к известково-щелочной серии и несут признаки кристаллизационной дифференциации, связанной с режимом относительного сжатия в земной коре. В составе риолит-базальтовой толщи в верхней её части присутствуют прослои тефроидов кислого и смешанного составов и кремнистых пород, фиксирующих затухания вулканизма и регрессивную ветвь эволюции Бурибайской рудно-магматической системы.

Литература

1. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.

2. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Спадеа П. и др. Эволюция составов клинопироксенов и

особенности химизма нижнедевонско-эйфельского формационного ряда на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория // Минералогия Урала-2003. Том 1. Общие вопросы минералогии и кристаллографии: Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 49-55.

3. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22-42.

4. *Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В. и др.* Особенности зональности клинопироксенов из вулканитов (на примере девонских базальтоидов Магнитогорского прогиба, Южный Урал) // Записки ВМО, 2001. Ч. СХХХ. № 6. С. 80-94.

5. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

6. *Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J. et al.* Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite // Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geological survey of Canada Ppaper 90-20, 1991. P. 187-202.

7. Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints // Earth Planet Sci. Lett., 1983. V. 65. P. 75-89.

8. Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A.J. (Ed.) Boninites, Unwin Hyman, London, 1989. P. 2-49.

9. Sobolev A.V., Dmitriev O.P., Tsameryan et al. A possible primary melt composition for the ultramafic lavas of the Margi area, Troodos ophiolite, Cyprus // Cyprus crustal study project: initial report, holes Cy-1 and 1a. Geological survey of Canada Ppaper 90-20, 1991. P. 203-216.

10. Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti, 1998. V. 23. № 1. P. 17-36.

ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЕРХНЕНИЯЮСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Филиппов В.Н., Салихов И.А.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, kuznetsov@geo.komisc.ru

Верхненияюское золото-арсенопиритовое месторождение находится в Манитанырдском районе на западном склоне Полярного Урала. Это месторождение открыто и разведано в 60-70 гг. в ходе геологических работ под руководством К.Н. Севастьянова. Сведения о его геологическом строении, рудной минерализации изложены в ряде работ [1, 2]. Впоследствии в связи со сложностью извлечения золота месторождение было законсервировано. В последнее время Манитанырдский район рассматривается как один из перспективных на севере Урала. Нами получены новые данные о минеральном составе руд, проведено изучение флюидных включений в жильном кварце и других минералах, выполнены изотопные исследования.

Верхненияюское месторождение расположено в центральной части Манитанырдского района в зоне крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Площадь месторождения сложена породами бедамельской свиты среднего-позднего рифея, представленными эффузивами основного, среднего, реже кислого состава, их туфами, туфопесчанниками, туфоалевролитами с редкими линзами известняков. Породы метаморфизованы, сильно рассланцованы и в значительной мере превращены в зеленые ортосланцы. Широко развиты многочисленные трещины скалывания, согласные сланцеватости пород, единичные поперечные или косо секущие нарушения. Из интрузивных образований в Манитанырдском районе отмечаются небольшие единичные тела гранитов и гранодиоритов, относящиеся к позднерифейскому нияюскому комплексу, широко распространены силлы и дайки габбро, габбро-долеритов леквожского комплекса раннего ордовика.

В пределах месторождения выделяется три рудные зоны: Северная, Промежуточная и Южная, вытянутые в северо-восточном направлении. Рудные зоны состоят из рудных жил и прожилков сульфидно-кварцевого, кварцевого и кварц-хлоритового состава. Жильные образования



Рис. 1. Сульфиды в рудах Верхненияюского месторождения (а-д); структура катаклаза (е).

обычно ориентированы по сланцеватости пород, но иногда ее пересекают, выполняя трещина отрыва. Мощность рудных жил, прожилков, а также зон брекчирования весьма изменчива и колеблется от нескольких сантиметров до 0,5-0,8 м.

Основными рудными минералами являются пирит, арсенопирит; второстепенными – халькопирит, сфалерит, галенит, присутствуют борнит, халькозин, ковеллин, скородит, церуссит, англезит, кубанит, гидроксиды железа (рис. 1). Из редких минералов нами установлены ауростибит, самородный висмут, фрейбергит, петровскаит (?), выделены электрум, кюстелит, амальгамы золота-серебра. В единичных случаях ранее отмечен пентландит, не совсем уверенно диагоностирован штернбергит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, хлоритом, серицитом, альбитом, биотитом, эпидотом.

Содержание золота в рудах прямо связано с содержанием арсенопирита, пирита и других сульфидов. В составе арсенопирита иногда обнаруживаются селен и сурьма. Для галенита характерны примеси висмута, серебра, тория.

Золото в изученных нами аншлифах наблюдается в виде мельчайших обособленных изометричных выделений в арсенопирите, реже в пирите (рис. 2). Величина таких выделений составляет 1-5 мкм. Вместе с этим отмечаются более крупные (10-20 мкм) частицы золота вытянутой, неправильной формы, находящиеся в микротрещинах в пирите и арсенипирите, часто вместе с халькопиритом, галенитом, сфалеритом. То есть, в рудах присутствует золото двух генераций. Соотношение тонкодисперсного золота I и относительно крупного золота II оценить трудно. Вероятнее всего основная часть золота представлена мелкими частицами в арсенопирите и пирите.

По результатам микрозондового анализа, основными элементами-примесями в золоте являются серебро, часто отмечаются ртуть, в единичных случаях – медь.

Серебро устанавливается всегда. Его содержание сильно варьирует, достигая 65 мас. %. Приблизительно равное содержание золота и серебра позволяет выделить электрум или золотосеребряные сплавы (серебристое золото, золотистое серебро). Встречаются частицы, для ко-



Рис. 2. Золото в рудах Верхненипяюского месторождения:

а-г – микровключения золота в арсенопирите, пирите; д-з – золото в трещинах, секущих зерна арсенопирита, пирита, в ассоциации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом; з – тонкий прожилок золота в халькопирите.



Рис. 3. Ауростибит (а) и самородный висмут (б).

торых характерно более высокое содержание серебра, что соответствует составу кюстелита.

Содержание ртути в золоте колеблется от 0,8 до 3 мас. %, но иногда достигает 10 мас. %. Можно отметить, что ртуть чаще присутствует в золоте с высоким содержанием серебра (амальгама золота-серебра).

Медь в золоте устанавливается редко, ее содержание достигает 21 мас. %. Встречается золото с еще более высоким содержанием меди, а также мышьяком, железом, свинцом. Очевидно, что в большинстве случаев происходит заимствование этих компонентов в ходе микрозондового анализа из зерен сульфидов. Возможно также присутствие редких минеральных фаз сложного состава. В единичных случаях в золоте обнаруживаются никель (до 1,3 мас. %), висмут (до 6 мас. %), теллур (до 1,8 мас. %) и, предположительно, палладий.

В единичных случаях, в виде включения в арсенопирите в срастании с золотом нами установлена фаза близкая к ауростибиту с примесями висмута и теллура, а в галените обнаружено субмикронное выделение самородного висмута (рис. 3).

Формирование рудной минерализации Нияюского месторождения связано с проявлением гидротермальных процессов неоднократно возобновлявшихся и затухавших. Выделяется два основных этапа минералообразования: рудный и пострудный. На рудном этапе произошло формирование золото-сульфидно-кварцевых жил, выполняющих трещины, согласные и субсогласные сланцеватости вмещающих пород, а также связанных с ними зон прожилково-вкрапленной минерализации. Вначале произошло отложение кварца, затем пирита, арсенопирита и наблюдающегося в них в виде микровключений золота I. Затем, как свидетельствуют структуры катаклаза сульфидных руд, проявились тектонические подвижки. После этого отложились халькопирит, галенит, сфалерит и золото II, более крупное и низкопробное. В соответствии с этим можно достаточно обоснованно выделить две стадии рудообразования: пирит-арсенопиритовую и халькопирит-галенит-сфалеритовую. Пострудному этапу, судя по наблюдаемым пересечениям жил, отвечают безрудные кварцевые жилы часто с карбонатами, хлоритом, тремолитом и наложенными хрусталеносными гнездами. По аналогии с приполярноуральским регионом возраст хрусталеносных кварцевых жил можно оценить как позднепалеозойский, что соответствует проявлению регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Формирование рудных жил произошло раньше, возможно, в связи с активизацией процессов гранитоидного магматизма в позднем рифее. По данным изучения газово-жидких включений в жильном кварце температура минералообразования варьировала от 120 до 400 °С.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Металлогения и минералогические критерии прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых Тимано-Североуральского региона» и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Гидротермальная и экзогенная благороднометалльная минерализация в Центрально-Азиатском, Уральском и Тихоокеанском складчатых поясах».

Литература

1. Вахрушев С.Н., Макаров А.Б. Минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов золотомышьяковых проявлений одного из районов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск, 1986. С. 84-93.

2. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 662 с.

СОСТАВ И СТРУКТУРА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ СТЕКОЛ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Лебедева С.М., Крылова М.А., Быков В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, lebedeva@mineralogy.ru

Природные стекла являются наиболее важными объектами, представляющими некристаллическое твердое вещество, и их исследование имеет большое значение для понимания закономерностей образования и эволюции минерального вещества Земли. Базальтовые стекла образуются при подводном излиянии базальтовой магмы в условиях быстрого охлаждения при контакте с водой, и, как правило, существуют в виде корочек закалки подушечных лав. Природные стекла несут информацию о химизме расплавов, их термической истории, и ценность этой информации увеличивается при их совместном изучении с сосуществующими кристаллическими фазами [4, 5].

Работа посвящена детальному исследованию состава и природных базальтовых стекол. Петрографические исследования природных стекол были выполнены с помощью оптического микроскопа AxioLab, который оснащен современной цифровой фотокамерой. Электронно-микроскопические исследования с определением составов магматических стекол и сосуществующих включений были выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой.

В работе были изучены образцы океанических базальтов Срединно-Атлантического хребта (САХ), Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и из района тройного сочленения Буве. Образцы предоставлены д.г.-м.н. В.А. Симоновым (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) и Б.Н. Батуевым (Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург).

Образцы представляют собой обломки потоков плитчатых и подушечных лав. Большая часть исследованных образцов характеризуется порфировой (микропорфировой) структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, оливином и пироксеном, которые находятся в стекловатой матрице. Оливин наблюдается в виде характерных округло-призматических кристаллов размером 0,02-0,07 мм, а также в виде идиоморфных кристаллов размером от 0,3 до 0,7 мм. Практически во всех образцах отмечается большое количество скелетных и футляровидных кристаллов оливина с включениями стекла. Во всех исследованных оливинах зональности не наблюдается. Для оливинов тройного сочленения Буве характерно две генерации. Первая генерация представлена наиболее крупными выделениям оливинов и наблюдается в виде фенокристаллов (Fo_{81} - Fo_{88}). Вторая генерация вкрапленников отвечает скелетным и футляровидным кристаллов (Fo_{81} - Fo_{88}). Вторая генерация вкрапленников отвечает скелетным и футляровидным кристаллам и лежит в пределах Fo_{67} - Fo_{80} . Химический состав оливинов САХ и ВТП по результатам исследований не зависит от морфологии, формы и размеров кристаллов.

Среди плагиоклазов встречаются крупные таблитчатые и призматические кристаллы с полисинтетическими и простыми двойниками с включениями вулканического стекла, а также футляровидные кристаллы и кристаллы скелетной формы. Во всех океанических базальтовых стеклах также установлены две генерации плагиоклазов. Первая генерация (An₇₀₋₉₀) представлена крупными фенокристаллами, а вторая генерация представлена скелетными кристаллами и кристаллитами (An₄₅₋₇₀).

Пироксен (авгит) наблюдается в виде призматических кристаллов, окрашенных в буровато-сероватые (зеленоватые) тона, слабо плеохроирующие, с отчетливой спайностью. Размер фенокристаллов варьируется в пределах 0,1-0,2 мм. Встречаются скелетные кристаллы, часто с включениями вулканического стекла. Отмечаются случаи срастания пироксена с плагиоклазом.

Формы кристаллов, наблюдаемые в исследуемых стеклах, весьма разнообразны и зависят от скорости охлаждения и степени переохлаждения расплава, из которого растет кристалл. При низкой скорости охлаждения образуются кристаллы почти идеальной формы. При быстром и равномерном охлаждении образуются футляровидные кристаллы. При очень быстрой закалке образуются скелетные и теневые формы кристаллов. Скелетные пироксены и оливины обычно приурочены к краевым частям потоков, где остывание происходило быстро. В изученных шлифах наблюдаются кристаллы всех форм, что свидетельствует о больших температурных гради-



Рис. 1. Оптические (а) и электронные (б) изображения образца S18-16/37. Оптически однородное базальтовое стекло (участок, выделенный прямоугольной рамкой) под электронным микроскопом проявляет микронеоднородную структуру.

ентах и различиях в скоростях охлаждения при кристаллизации минералов и, в целом, существенной неравновесности этого процесса.

Базальтовые стекла представляют собой существенно неоднородные объекты и во всех исследованных базальтах наблюдаются зоны гомогенного неизмененного стекла и зоны микрогетерогенного стекла. Существует большое количество работ и даже атласов, в которых неоднородности в базальтах изучены на оптическом уровне, в том числе, кристаллы разной формы, вариолиты, описаны текстуры и структуры базальтов [1-3, 6]. Мы утверждаем, что неоднородность является принципиальной особенностью базальтовых стекол. Существуют неоднородности разного масштаба – крупные фенокристаллы, далее идут кристаллиты, размер которых на порядок меньше и затем субмикронные области неоднородностей в самом стекле, т. е. в стекле существуют различные иерархические уровни неоднородности, и поэтому основной акцент в работе сделан, в основном, на изучении неоднородностей самого маленького масштаба.

Базальтовое стекло как при рассмотрении в оптический микроскоп, так и при не очень больших увеличениях в электронный выглядит как однородное стекло (рис. 1, а). Однако при большом увеличении (участок выделен рамочкой) видно, что данное стекло является неоднородным (рис. 1, б). Наблюдаются светлые и темные участки, которые имеют разный химический состав. Методом энергодисперсионного микрорентгеноспектрального анализа были определены составы участков неоднородностей в базальтовых стеклах. По результатам анализов были построены диаграммы распределения породообразующих окислов от содержания магния (рис. 2). Известно, что содержание магния является показателем степени дифференциации базальтового расплава [7]. На диаграммах, построенных для базальтов САХ и ВТП, отчетливо прослеживается две области, которые характеризуют гомогенные неизмененные и микрогетерогенные стекла (см. рис. 2, а, б). В океанических базальтах района тройного сочленения Буве наблюдается образование двух отдельных областей, которые характеризуют светлые и темные зоны неоднородного стекла. Состав гомогенного неизмененного стекла является промежуточным между составом этих двух зон неоднородного стекла (см. рис. 2, в).







Рис. 2. Поля распределения породообразующих окислов (вес. %) по отношению к MgO для базальтовых стекол САХ (а), ВТП (б) и района тройного сочленения Буве (в):

Ромбы – микрогетерогенное стекло (светлые участки); квадраты – микрогетерогенное стекло (темные участки); незалитые кружки – гомогенное неизмененное стекло.



Эти закономерно расположенные поля на тройной диаграмме Ol-Pl-Px согласуются с трендом эволюции толеитовых базальтов на диаграмме AFM (рис. 4). Четкий тренд дифференциации изученных базальтов фиксируется на диаграмме AFM, на которой массив точек составов связан практически линейной зависимостью, типичной для толеитового тренда. Эта диаграмма показывает, что базальтовые стекла района тройного сочленения Буве являются более дифференцированными, чем базальтовые стекла САХ и ВТП.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы интеграционных исследований УрО-СО РАН, Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 07-05-96031) и грантов молодых ученых УрО РАН, РНП 2.1.1/5741.

Литература

1. Атлас структур глубоководных лав Тихого океана. М: Наука, 1980. 142 с.

2. *Кабанова Л.Я.* Признаки твердофазной кристаллизации в базальтовых стекловатых породах // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. № 7. С. 199-211.

3. *Лапин Б.Н., Фролова Т.И.* Атлас структур базальтов Мирового океана. Новосибирск: Наука, 1992. 258 с.

4. Природные стекла – индикаторы геологических процессов. М: Наука, 1987. 247 с.

5. *Фрих-Хар Д.И*. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М: Наука, 1977. 119 с.

6. Шарфман В.С., Кузнецов И.Е., Соболев Р.Н. Структуры магматических пород и их генезис. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 396 с.

7. Christie D.M., Carmichael I.S.E., Langmuir C.H. Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glass // Earth and Planet. Sci. Lett., 1986. V. 79. P. 397-411.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ И МАФИТОВЫХ ПОРОД ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МЕТОДОМ РФА-СИ (ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ)

Леснов Ф.П., Колмогоров Ю.П.

Институт геологии и минералогии СО РАН, felix@uiggm.nsc.ru

Как отмечал в свое время Р.Г. Колман [3], «мы располагаем скудной информацией о рассеянных элементах, изотопных отношениях и петрогенезисе офиолитов». В настоящее время ситуация несколько изменилась к лучшему, однако подобных данных все еще очень мало, особенно по мафит-ультрамафитовым комплексам из офиолитов Востока России.

В виде прерывистой цепочки тел вдоль восточного побережья о. Сахалин расположены различные по размеру и составу мафит-ультрамафитовые массивы, которые совместно с подобными массивами о. Хоккайдо образуют единый пояс, состоящий из нескольких ветвей, входящих в состав мезозойской офиолитовой ассоциации. Структурная позиция этих массивов контролируется серией глубинных разломов, расположенных в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В соответствии с ранее предложенной схемой структурно-тектонического районирования этого региона, мафит-ультрамафитовые массивы Восточного Сахалина сосредоточены в пределах Набильского террейна, который является составной частью Сахалина сосредоточены в пределах Набильского террейна, который является составной частью Сахалино-Камчатского орогенного пояса [2]. Подавляющая часть мафит-ультрамафитовых массивов Восточного Сахалина образует субмеридионально ориентированную ветвь протяженностью около 220 км. В ее составе насчитывается несколько десятков различных по размеру, морфологии и составу тел. Среди них выделяются собственно ультрамафитовые, собственно габброидные, а также сложные мафит-ультрамафитовые массивы. Собственно ультрамафитовые массивы первоначально были объединены в ивашкинский комплекс, а мафит-ультрамафитовые массивы – в

березовский комплекс. Массивы последнего позже были включены в состав шелтингского комплекса, который по совокупности признаков был отнесен к перидотит-пироксенит-норитовой формации, а массивы ивашкинского комплекса были отнесены к габбро-перидотитовой формации [8].

Исследованный нами Березовский мафит-ультрамафитовый массив, расположенный в восточных отрогах Центрального хребта, является одним из типичных представителей шелтингского комплекса. Ф.П. Лесновым при полевых исследованиях 1972 г. была собрана коллекция образцов главных типов пород этого массива. При изучении контактовых взаимоотношений между ультрамафитами и габброидами было установлено, что последние сформировались позже ультрамафитов. В дальнейшем были получены новые данные о химическом составе пород, а также первые данные о составе породообразующих минералов и о распределении в них редкоземельных элементов [5-7, 9]. В строении Березовского массива, имеющего размеры 1,5г4,5 км (площадь выходов – около 7 кв. км), принимают участие различные петрографические типы ультрамафитовых и мафитовых пород, в том числе: 1) дуниты и их пироксенсодержащие разновидности; 2) гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, более редкие шрисгеймиты и кортландиты, а также плагиоклазсодержащие разновидности этих пород; 3) пироксениты различного состава (энстатититы, вебстериты, клинопироксениты, а также оливин- и плагиоклазсодержащие их разновидности; 4) габбро-нориты, габбро, нориты, роговообманковые габбро, оливиновые габбро, троктолиты, реже габбро-пегматиты. При полевых наблюдениях было установлено, что в габброидах присутствуют многочисленные ксенолиты ультрамафитовых реститов (гарцбургиты, лерцолиты), которые под влиянием мафитовых расплавов были в различной мере преобразованы в гибридные породы, в том числе, в верлиты, плагиоверлиты, вебстериты, амфиболовые перидотиты и другие. Эти факты позволили нам рассматривать Березовский массив в качестве одного из типичных полихронных и полигенных плутонов, обычно входящих в состав офиолитовых ассоциаций [4, 6, 7, 9].

Вещественный состав пород Березовского массива, особенно их геохимические свойства, пока остаются очень слабо изученными, особенно с применением современных геохимических методов. Представленные ниже материалы призваны, хотя бы небольшой степени, восполнить этот пробел на основе новых геохимических данных, которые были получены с помощью рентгенофлуоресцентного элементного анализа (РФА) с применением синхронного излучения (СИ). Как известно, этот метод характеризуется весьма низкими пределами определения ряда используемых в качестве геохимических индикаторов химических элементов, а также очень малыми навесками анализируемых образцов [1]. Геохимическому изучению были подвергнуты 10 образцов пород из рассматриваемого массива. Они разделены на три вещественно-генетические группы: 1) гарцбургиты и лерцолиты, которые рассматриваются в качестве ортомагматических ультрамафитов, то есть реститов; 2) верлиты и вебстериты, которые рассматриваются в качестве гибридных ультрамафитов; 3) габбро-нориты, которые рассматриваются в качестве ортомагматических габброидов. Выполненные определения показывают, что породы этих групп в той или иной мере отличаются друг от друга по содержаниям проанализированных 18 химических элементов (табл. 1). Отметим, что в таблице для сравнения приведены данные о содержаниях некоторых из этих элементов в главных типах пород из классических офиолитовых ассоциаций (по [3]).

Гарцбургит отличается от остальных пород массива повышенными содержаниями Fe, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, но беднее их Ca, Ga, Sr, Y, Zr, Pb. По сравнению с хондритом C1 он несколько обогащен Ca и Rb, но содержит меньше K, Ti, Ni, Cu, Zn, Ga, a также Sr, Zr, Mo и Pb (рис. 1, 1). По сравнению со средним составом метаморфических перидотитов (по [3]), этот гарцбургит характеризуется более высокими концентрациями большинства определявшихся элементов, исключая Cr, Ni и Zr. Эти данные позволяют предполагать, что гацбургиты Березовского массива менее деплетированы по сравнению со средним составом метаморфических перидотитов (по [3]) и, очевидно, образовались при умеренной степени частичного плавления мантийного протолита.

Исследованные образцы *лерцолитов* из данного массива очень похожи по положению и конфигурации мультиэлементных спектров (рис. 1-2). От выше охарактеризованного гарцбургита они отличаются более низкими содержаниями более тугоплавких элементов (Fe, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn), а также более высокими содержаниями менее тугоплавких элементов (Ca, Ti, Ga, Sr, Y,

Таблица I

в главных типах пород из Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин), г/т Содержания некоторых минералообразующих элементов и элементов-примесей

W.7 V.	"A.7 %	151.		.355			300	623	0/0	35				9.,					
11.14	y	2200		300			07	2/ 00		30				20		3075			50°0
1414	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	23		20			26	2000	72,80				0,058	0,38					000
	Xonger C.	558	9280	/36	0.665.	CM 706".	26,55	2,660	00			0	2,3	7,80		3,9/	0,276	0,928	2,10
	100) (01 - 00 - 50) XK0 - 78				0,5		0,5	0,5	50	0,2	0,5	0,2	ۍ.ً تې	°, °	0, °	с, °	0, °	o, .	ę
		.6.0	000/67	96.".	520	2/ 900	39	321	69.	3,855			31	323	2,02,			0,78	S/."
		./30	000	067	2:0	21500	18	308	19.	3,52	2.9,2.	58.		2,622	6'.	53,2,	c of:	0,51	2,559
oónes os	.30	.830	00/06		00	007.77	51	2.58	200,	5'0"	12,9	S	2,98	2,95			c o6	Se.:	2,36
ONCOS		.300	000677	180		1 5/ 60	15	863	10.	3,15	999			5.	.3,3		0°08	0,1	2.21
	07.		CCCCC,	220	nn	52600	97,	2.55	3/ :	:.2,6	19,3	1,05	90°";	80 (-)	3,07	00 90	0,5	3, 5	6. 4 x
	27.	067	31100		QG	63900	97	52:19	26.9	S	1.	3,3	1.8 .	2.9,	c o6	56	c o6	0,22.	0,63
	35	2010	0000	660	690	33000	99	.90.	5176	1.00	30,5	90.	6	2.0	$\mathcal{E}_{i}^{I_{a}}$	1,83	. c oć	67.0	
		590	./080/	04.7	CK87	00000.	60	25.5	202 202	6,93	500 S	2,89	15.01		16.	75	0,22	\$ \$ \$	
	38	550	63500	380	. 280	00007.28	.9	8.6.	. 233	90 90		2,88	1,83		0,18		0,78		. , 22,
	. 33	0/,	0076.	- 50	2.50	000.7.	19		SI.,	26	1.0.	66'0		3,56		.,32,	0,26	0,25	00 67 67
	No. Sold Sold and		Ca		\mathbb{V}^{m}		A	<u> </u>			"I am	20	92.			" I we	15	N.a	C _a

габбронориты (130, 131, 131а). Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом РФА-СИ из навесок 30 мг в Аналитическом центре ИГМ Примечание. Породы: гарцбургит (133), лерцолиты (138, 145), верлит (139), плагиоверлит (142), вебстерит оливиновый (140), вебстерит (143), СО РАН (аналитик Ю.П. Колмогоров). Погрешность определения отдельных элементов не хуже 15-30 %).

Хондрит С1, по [10]. Для сравнения приведены средние содержания элементов в плутонических породах из офиолитовых ассоциаций, по [3]: MУ – метаморфические перидотиты, УМ – ультраосновные породы, МА – габбро.

ΠΕΤΡΟΓΕΗΕЗИС И ΡΥΠΟΟΕΡΑЗΟΒΑΗИΕ



Рис. 1. Спектры распределения нормированных содержаний элементов в гарцбургите (1), лерцолитах (2), верлитах (3), вебстеритах (4) и габбро-норитах (5) из Березовского массива (по табл. 1).

Для сравнения приведены спектры распределения средних содержаний элементов в ультрамафитовых и мафитовых породах из офиолитовых ассоциаций, по [3]: МУ – метаморфические перидотиты, УМ – ультраосновные породы («кумулаты»), МА – габбро. Нормирование выполнено по средним содержаниям элементов в хондрите С1, по [10].

Zr, Mo, Pb). Судя по графику, лерцолиты по сравнению со средним составом метаморфических» перидотитов, обогащены большинством определявшихся элементов, исключая Cr, Ni и Cu. На основании геохимических данных можно предполагать, что лерцолиты из Березовского массива представляют собой реститы, образованный при относительно низкой степени частичного плавления мантийного протолита, которая уступала степени его плавления при образовании ассоциирующих с ними гацбургитов.

Проанализированные образцы *верлита* и *плагиоверлита* заметно отличаются по микроэлементному составу. От охарактеризованных выше гарцбургита и лерцолитов они отличаются повышенными содержаниями K, Ca, Ti, Ga, Sr, Y (обр. 139), а также Cr, Ni (обр. 142). При этом плагиоверлит более богат такими элементами, как Fe, Ni, Zr. По отношению к хондриту C1 оба образца верлитов беднее Ni, Cu, Zn, Mo и Pb. По содержаниям Cu, Zn, Ga и Rb они также близки к так называемым ультраосновным кумулятивным породам [3], о чем свидетельствует сближенное расположение и похожая конфигурация их мультиэлементных спектров на этом интервале. Отметим, что содержания Nb в обоих образцах верлитов оказались ниже предала его обнаружения, то есть менее 0,1 г/т. Выявленная неоднородность микроэлементного состава верлитов, которая, в свою очередь, обусловлена их неоднородным модальным минеральным составом, свойственна почти всем породам из зон контактов между телами ультрамафитовых реститов и ортомагматических габбродов. Эти породы часто интерпретируются как кумулятивные образования [3]. Нами они относятся к продуктам контактово-реакционного преобразования ультрамафитовых реститов под влиянием более поздних мафитовых расплавов и их флюидов [4].

Образцы *вебстеритов* имеют близкий микроэлементный состав. От гарцбургита, лерцолитов и верлитов они в наибольшей степени отличаются более высокими содержаниями Са. По сравнению с хондритом С1, они обогащены Са, Ү, но особенно Zr (рис. 1, 4). Они имеют близкие к хондриту C1 содержания Ti, V, Cr и Pb, но отличаются от него меньшими содержаниями Fe, Mn, Zn, Ga, Rb, и, особенно, Ni, Cu. C учетом положения и формы их мультиэлементных спектров, вебстериты, как и верлиты, демонстрируют сходство со средним составом так называемых «кумулятивных ультрамафитов», по [3].

Проанализированные образцы *габбро-норитов* очень похожи друг на друга по содержанию почти всех определявшихся элементов, вследствие чего они имеют похожие по конфигурации и по положению мультиэлементных спектров (рис. 1, 5). От остальных изучавшихся пород массива они отличаются намного более высокими содержаниями Sr и Ga, а также более низкими – Mn, Cr, Ni, Cu. При этом содержания Nb в габбро-норитах не превышают нижний предел его обнаружения, то есть 0,1 г/т. Отметим также, что содержание Zr в обр. 131 и 131а в 7-10 раз выше, чем в обр. 130, что, возможно, связано с неравномерным распределением акцессорного циркона. По сравнению с хондритом C1, эти габбро-нориты заметно обогащены Ca, Sr и Zr, но беднее его в отношении Ti, Mn, Fe, Cr, Zn и, особенно, Ni и Cu. Они почти не отличаются от хондрита C1 по содержанию V, Ga, Rb, Y, Nb, Mo и Pb. От среднего микроэлементного состава офиолитовых габбро (по [3]) габбронориты Березовского массива отличаются более низким содержанием Ti, Ni и Cu, однако значительно превосходят их по содержанию Cr.

Полученные данные указывают на значительное фракционирование всех определявшихся элементов между изученными петрографическими типами пород Березовского массива. Это обусловлено различиями модального минерального состава этих пород, сформированных в результате разных процессов. Так, элементы группы железа (Fe, Cr, Ni, Cu, Mn) сосредоточены, главным образом, в гарцбургитах и лерцолитах, представляющих собой реститы, возникшие при разных степенях частичного плавления мантийного протолита. В свою очередь, менее тугоплавкие элементы (K, Ca, Sr, Ga и другие), которые в процессе плавления мантийного протолита более легко активизировались и переходили в мафитовые выплавки, преимущественно накапливались в продуктах кристаллизации этих выплавок, то есть в составе ортомагматических габброидов. Судя по полученным данным, в наименьшей мере фракционированию подвергались такие элементы, как, V, Rb и Mo. Что касается микроэлементного состава верлитов и вебстеритов, то они занимают промежуточное положения между двумя названными выше генетическими группами пород. В определенной степени это иллюстрирует график, отражающий соотношение между содержаниями Cr и Ni (рис. 2).



Рис. 2. Соотношение содержаний Ni и Cr в породах из Березовского массива (по табл. 1):

I – ультрамафитовые реститы (1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты); II – парамагматические ультрамафиты (3 – верлиты, 4 – вебстериты); III – ортомагматические габброиды (5 – габбронориты); IV – хондрит С1, по [10].

Несмотря на ограниченность представленных новых данных по геохимии пород Березовского мафит-ультрамафитового массива, они, по нашему мнению, не только не противоречат, но и подтверждают правомерность наших представлений о том, что формирование всего многообразия пород этого и подобных ему массивов определялось пространственной сближенностью и взаимодействием протрузии ультрамафитовых реститов и более позднего интрузива ортомагматических габброидов, которая была обусловлена структурным контролем одним и тем же глубинным разломом. При активным, но неравномерном воздействии мафитовых расплавов и их флюидов на в разной мере дезинтегрированные и серпентинизированные ультрамафитовые реститы, вдоль границ тел последних с мафитовым расплавом сформировались неоднородные по составу контактово-реакционные зоны, состоящие из гибридных (парамагматических) пород – верлитов, клинопироксенитов, вебстеритов, их плагиоклаз- и амфиболсодержащих разновидностей, такситовых оливиновых габбро и других, которые, таким образом, не могут рассматриваться в качестве продуктов «кумулятивного» процесса. Такого рода сложные мафит-ультрамафитовые массивы мы предлагаем называть полихронными и полигенными [4, 7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00091а).

Литература

1. Барышев В.Б., Колмогоров Ю.П., Кулипанов Г.Н. и др. Рентгенофлуоресцентный элементный анализ с использованием синхротронного излучения // Журнал аналитической химии, 1986. Т. 41. № 3. С. 389-401.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006.

3. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

4. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-ультрабазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.

5. Леснов Ф.П., Кучкин А.М. Новые данные по геохимии пироксенов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Тектоника и глубинное строение востока Азии. Хабаровск: Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2009. С. 206-209.

6. Леснов Ф.П., Гора М.П., Бобров В.А. и др. Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология, 1998. Т. 17. № 4. С. 42-58

7. Леснов Ф.П., Степашко А.А., Речкин А.Н. и др. Структурная позиция, строение и состав мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации // Тек-

тоника и глубинное строение востока Азии. Хабаровск: Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2009. С. 202-205.

8. Слодкевич В.В. Альпинотипная габбро-перидотитовая формация Сахалина // Магматизм и формации дня морей, островных дуг и континентальных окраин. Ч. 2. Владивосток: СахКНИИ АН СССР, 1977. С. 86-98.

9. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53-63.

10. Anders E., Gravesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. V. 53. P. 197-214.

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НИЯЮСКО-НИЯХОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Майорова Т.П., Артеева Т.А., Филиппов В.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, mayorova@geo.komisc.ru

Предшествующими работами на западном склоне Полярного Урала были установлены фрагменты химической коры выветривания каолинового профиля по вмещающим породам и выявлены поисковые признаки на наличие золоторудных объектов формации кор выветривания. В последние годы ЗАО «Голд Минералс» на хребте Манитанырд проводились поисковые работы на золотоносные коры выветривания, в результате которых в 2008 г., при непосредственном участии одного из авторов этой статьи, были выявлены участки с развитием кор выветривания на золоторудных проявлениях Нияюско-Нияхойского золоторудного района.

Нияюско-Нияхойский золоторудный район расположен в центральной части хребта Манитанырд и включает месторождение Верхненияюское 2 и рудопроявления Верхненияюское 1, Нияхойское 1, 2, Верхнелекъелецкое золото-кварц-сульфидного (арсенопиритового) и золото-кварцевого рудноформационных типов, а также участок Двойной (зона пиритизации).

В строении района принимают участие породы бедамельской серии верхнего рифея-среднего венда, представленные эффузивами основного, среднего, реже кислого состава и их туфами; енганэпейской свиты среднего венда-нижнего кембрия (вулканогенно-осадочная толща); манитанырдской свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика, сложенной терригенными отложениями. Интрузивные породы представлены габбро, габбро-долеритами, долеритами, диоритами и плагиогранитами, возрастной диапазон которых поздний рифей-средний ордовик.

Фрагменты линейных кор выветривания, связанные с разломами северо-восточного простирания, обнаружены на рудопроявлениях Нияхойское-2, Верхненияюское 1, 2 и участке Двойной. В общем случае, отложения вскрытых расчистками кор выветривания представлены элювием измененных вмещающих пород енганэпейской свиты или бедамельской серии с глинистым заполнителем желтого, рыжего или черного цвета. Их мощность на разных рудопроявлениях колеблется от 0,2 м до 2 м. На рудопроявлении Нияхойское-2 в основании коры выветривания вскрыта зона окисления, представленная относительно крепкими коренными породами с золотоносными кварц-арсенопиритовыми жилами в легко разрушаемой лимонитизированной, сухаревидной оболочке. Центральная часть жил остается практически неизмененной и сложена массивной арсенопиритовой рудой. На участке Двойной кора выветривания представлена мелкощебнисто-глинистыми образованиями, с глинкой ярко-рыжего и желтовато-рыжего цвета, а вблизи контакта вмещающих пород бедамельской свиты с долеритами леквожского комплекса раннего ордовика, насыщенные пиритом породы лимонитизированы и омарганцованы. Отложения коры выветривания на этом участке слабозолотоносны. На рудопроявлениях Верхненияюское 1, 2 хорошо проявлены только зоны окисления и дробления. Таким образом, на всех участках развития кор выветривания и зоны окисления рудопроявлений наблюдается сходная картина проявления про-

цессов выветривания. Присутствие неизменных и слабо измененных хлорита, слюд, альбита свидетельствует об отсутствии полного профиля палеогеновой коры выветривания, наблюдается лишь начальная стадия ее образования, т.е. формирование зоны дезинтеграции и окисления.

На золоторудных проявлениях Верхненияюское 1, 2 и Нияхойское 1, 2 рудная минерализация представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, борнитом и золотом, из вторичных минералов отмечаются ковеллин, халькозин, скородит, оксиды и гидроксиды железа [1 и др.]. Изучение золота кор выветривания и зон окисления этих рудопроявлений позволило установить в ассоциации с ним ряд необычных и новых гипергенных минералов и минеральных разновидностей: нитевидное и сферическое золото, кислородные соединения Fe-As-Bi-Sb-Pb состава.

В общей массе золото кор выветривания и зон окисления изученных рудопроявлений относится к классу мелкого, 97,3 % золотин имеют размеры 0,1-0,25 мм, 2,6 % относятся к фракции 0,25-0,5 мм, и только 0,1 % – к фракции 0,5-1 мм. Морфология золота разнообразна, широко представлены кристалломорфные золотины (кристаллы и гемиидиоморфные выделения) – 35 %, комковидные – 22 %, дендритоиды и стержневидные выделения – 15 %, доля пластинчатых, чещуйчатых и пленочных золотин незначительна – 14 %.

При электронно-микроскопическом изучении нитевидных кристаллов золота на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» обнаружено, что они образуют параллельно-волокнистые агрегаты удлиненной метелковидной (рис. 1, а, b) и расщепленной метелковидной (рис. 1, c) формы, а также проволоковидные выделения (рис. 1, d). Встречаются и объемные агрегаты конусовидной формы, сложные ветвящиеся выделения, похожие на дендриты, изредка настоящие «усы» – тончайшие проволочки, расщепляющиеся на концах на два загнутых усика, и тонкие расщепленные, заостренные и изогнутые с одного конца пластинки, напоминающие по форме отдельные лепестки распустившегося цветка (антодита). Агрегаты нитевидных кристаллов состоят из множества индивидов, толщина которых составляет 1 мкм и меньше. Агрегатное строение нитевидных кристаллов проявляется в явно различимых поверхностях раздела индивидов, которые видны даже на «усах» золота диаметром не более 5 мкм. Ранее было установлено, что по направлению к основанию агрегата количество волокон увеличивается, благодаря чему он приобретает конусообразный, заостренный вид [2].

Своеобразными формами выделений золота являются сферические (шаровидные) частицы (рис. 2). Часть из них приближается почти к идеальной сферической форме (рис. 2, а), но весьма значительное их число имеет форму лишь приближающуюся к шаровидной – с пережимом посередине и с нависающими «кучерявыми» завитками над ним (рис. 2, b). Идеальные шаровидные выделения практически не встречаются, даже самые совершенные из них имеют выемку вогнутой формы, а чаще всего – это полусферы, ограниченные относительно плоской, но неровной ступенчатой поверхностью. При ее детальном изучении обнаружены также бугорки, состоящие из лентовидных выделений золота, в которых волокнистое строение не видно даже при очень больших увеличениях. Еще одной особенностью строения плоской поверхности полусферы являются завернутые к центру края. Эти признаки позволяют предположить, что шаровидные частицы представляют собой сферокристаллы, образовавшиеся при непрерывном расщеплении нитевидного кристалла [2]. Встречаются массивные шарики золота и полусферические частицы, внутри которых присутствуют выделения окисленного арсенопирита.

Большинство исследователей отмечает вторичный характер нитевидных кристаллов разных минеральных видов (в том числе, самородного серебра), их специфические условия образования в зонах окисления и коре выветривания, а также их приуроченность к пористым породам [2].

При микрозондовых исследованиях на поверхности и внутри золотин, наряду с часто встречающимся скородитом, установлены примазки и включения минералов – кислородных соединений Fe-As-Bi-Sb-Pb состава. Присутствие этих элементов подтверждается спектрами их характеристического излучения. Многокомпонентный состав включений, возможно, объясняется их гетерогенностью, смесью разных минеральных фаз, поскольку выявлено их агрегатное (рис. 3а) или микрослоистое (рис. 3б) строение. Низкие суммы микрозондовых анализов и растрескивание минеральных включений под воздействием электронного пучка (рис. 3б), позволяет предполагать присутствие в них воды.



Рис. 1. Агрегаты нитевидного золота: a, b – удлиненной метелковидной, c – расщепленной метелковидной, d – проволоковидной формы/



Рис. 2. Сферические частицы золота (пояснения в тексте).

По содержанию основных элементов, записанных в порядке уменьшения их количества, на данном этапе исследования можно выделить группы кислородных минеральных соединений следующего состава (табл. 1): 1) Fe-As-Bi (с примесью Sb до 0,53 мас. %); 2) от Fe-As-Bi-Sb до Bi Fe-As-Sb (с примесью Pb от 1,92 до 3,64 мас. % или без свинца); 3) Bi-Fe-As-Sb-Pb; 4) Pb-Fe-As-Sb. Нужно отметить, что ранее в золоторудных проявлениях Нияюско-Нияхойского района минералы Bi и Sb не отмечались, и лишь недавно в незначительных количествах были установлены ауростибит (с примесью Bi до 6 мас. %), висмутсодержащий галенит, самородный висмут и сульфосоли группы теннантит-тетраэдрит. Тем не менее, в корах выветривания и зонах окис-



Рис. 3. Агрегатное (а) и микрослоистое (b) строение включений Fe-As-Bi-Sb-Pb-O состава в самородном золоте.

Таблица 1

Номер пробы	Fe ₂ O ₃	As ₂ O ₅	CuO	Bi ₂ O ₃	Sb_2O_3	PbO	Al_2O_3	Сумма
19100k4c	49,49	14,35	1,11	9,98				74,93
19100k4c-1	49,53	14,36	1,11	9,75				74,75
313503k3	21,79	28,53		10,74	0,53			61,59
313503k3	26,33	31,00		7,39	0,53			65,25
313504x1-1	23,26	15,16	0,67	29,25	1,26		5,25	74,85
313504x1-2	35,03	10,75		13,44	0,86		8,57	68,65
313504x1-3	18,48	19,52	0,68	48,72	1,59			88,99
313504D-1	3,96	21,10	0,72	49,74	1,07	6,14		82,73
313503sh2-2	24,09	32,13		8,19	5,57			69,98
313503sh2-2	23,89	27,26		7,53	6,87	3,64		69,19
313503sh2-2	24,07	29,89	0,64	5,91	4,42			64,93
313503к1	5,13	8,21		37,39	8,43			59,16
313503к2	7,42	5,66		44,61	16,66			74,35
313503нХ	27,49	14,45	1,05	25,65	10,78	1,92		81,34
313503нХ	27,63	14,09		28,74	13,80	1,92		86,28
313503sh2-3	18,01	9,78		24,43	18,63	11,83		82,68
313503sh2-3	17,13	20,53		24,31	14,75	2,58		79,30
313503sh3	23,31	24,11			8,99	30,83		87,24
313503sh3	23,32	23,98			8,99	30,52		86,81
313503sh3	28,66	39,42	0,80			0,83		69,71

Химический состав гипергенных минералов, мас. %

ления золото-арсенопиритовых проявлений примесные элементы первичных руд в ассоциации с самородным золотом образуют собственные минеральные фазы, наличие которых при определенных условиях может служить поисковым признаком на рудную минерализацию этого типа.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Гидротермальная и экзогенная благороднометалльная минерализация в Центрально-Азиатском, Уральском и Тихоокеанском складчатых поясах».

Литература

1. Вахрушев С.Н., Макаров А.Б. Минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов золотомышьяковых проявлений одного из районов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск, 1986. С. 84-93.

2. *Малеев М.Н.* Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 199 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ

Масленников В.В.*, Зайков В.В.*, Симонов В.А.**, Третьяков Г.А.**, Леин А. Ю.***, Богданов Ю.А.***, Масленникова С.П.*, Ишияма Д.****, Урабе Т.****

> *Институт минералогии УрО РАН, mas@mineralogy.ru **Институт геологии и минералогии СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru ***Институт океанологии РАН, lein@ocean.ru ****Университет в Аките, Япония, ishiyama@galena.mine.akita-u.ac.ip *****Университет в Токио, Япония, urabe@eps.s.u-tokvo.ac.jp

В последние годы международный коллектив авторов под эгидой ЮНЕСКО (проект IGCP-502), Президиума РАН (программа № 17), а также интеграционного проекта УрО РАН и СО РАН проводит глобальное сравнение колчеданных месторождений. Изучение петрогенезиса колчеданоносных комплексов является основой для понимания минералого-геохимических особенностей колчеданных месторождений. Результаты такого изучения привносят все новые доказательства связи вулканизма и колчеданообразования, сформулированного акад. А.Н. Заварицким [5]. Эта связь наглядно иллюстрируется сопоставлением минералогии и геохимии рудно-формационных типов древних и современных колчеданных месторождений, сформированных на различных по составу рудовмещающих комплексах: ультрамафитовых, базальтовых, риолит-базальтовых и базальт-риолитовых. Особое значение для понимания причин минералого-геохимического разнообразия месторождений колчеданного семейства имеет сопоставление одноименных фаций и, в первую очередь, сульфидных труб «курильщиков», а также продуктов их разрушения и придонного преобразования. В зависимости от состава рудовмещающего субстрата «курильщики» имеют свои минералогические и геохимические особенности [8].

Ультрамафитовые комплексы дают в последние годы уникальную информацию, свидетельствующую о связи минерального состава руд с рудовмещающим субстратом. Оболочки сульфидных труб большинства современных «черных курильщиков», формирующихся на серпентинитовом основании САХ (Поля Рейнбоу, Логачев, Семенов, Краснов и др.), сложены последовательно сменяющимися во внутрь лимонитовыми магнетит-дигенитовыми и борнитовыми микрофациями [2], иногда с баритом и ангидритом. Редко встречающийся колломорфный пирит почти полностью замещен вторичным халькопиритом и лимонитом. Стенки каналов обычно инкрустированы халькопиритом, изокубанитом (и его разновидностями), иногда пирротином, осевые каналы – вюртцитом или атакамитом [1, 4]. В некоторых трубах преобладают сфалерит и вюртцит. Самая внешняя часть оболочки таких труб сложена лимонитом и колломорфным пиритом, внутренняя – колломорфным сфалеритом. Граница между оболочкой и каналом подчеркивается тонким слоем друзового халькопирита, а в осевой части канала преобладает друзовые или дендритовидные агрегаты вюртцита.

Сульфидные постройки, сформированные на серпентинитах (поля Рейнбоу, Логачев в САХ) отличаются от других современных «курильщиков», сформированных на базальтовом основании, обилием акцессорных минералов, среди которых преобладают сульфиды кобальта и никеля (пентландит, кобальтпентландит, линнеит, миллерит) и серебра (акантит), самородное золото, теллурид ртути, диарсениды кобальта и железа из группы саффлорит-лёллингит. [7]. Анализ распределения этих минералов показывает, что в большинстве своем они отлагались в зонах взаимодействия гидротермальных флюидов с океанской водой на границе кристаллов халькопирита с борнитом, иногда в ассоциации с дигенитом и магнетитом. В сульфидных песках, окружающих рудные холмы, исчезают пирротин, колломорфный пирит, изокубанит, а также снижается содержание вюртцита. Обломки пирротина, обычно замещены пиритом, колломорфный пирит – халькопиритом, изокубанит – ковеллином, кристаллы вюртцита несут следы растворения. В сульфидных брекчиях и песчаниках потухших гидротермальных систем (поле Семенов) имеются псевдоморфозы вторичного халькопирита и ковеллина по обломкам колломорфного пирита, наблюдаются признаки растворения пирита и формирования пиритовых конкреций, баритового цемента, содержащего самородное золото.

В рудах кобальт-медноколчеданных месторождений, залегающих на древних ультрамафитовых комплексах, сульфидные трубы «черных курильщиков» пока не обнаружены. В составе рудных тел в основном преобладают обломочные сульфидные отложения и продукты их преобразования [9]. Не преобразованные сульфидные песчаники (Дергамышское местрождение) обычно лишены акцессорных минералов. Рудокласты представлены обломками колломорфного пирита, частично замещенного марказитом, фрагментами псевдоморфоз пирита по агрегатам кристаллов пирротина, а также более редкими обломками халькопирита и сфалерита. Возможно, это продукты сильного разрушения палеокурильщиков, содержащих аналогичные микрофации, хотя прямые признаки труб трудно доказываются ввиду малого размера обломков. Часть пиритовых рудокластов замещена халькопиритом. Ассоциации Со-Fe-Ni сульфодов, сульфоарсенидов и диарсенидов, установленные в рудах палеозойских колчеданных месторождений, залегающих на серпентинитах в зоне Главного Уральского разлома (Дергамышское, Ишкининское, Ивановское) могут свидетельствовать о родстве с современными «черными курильщиками» [6, 9]. Однако, природа этих акцессорных минералов иная. Основная часть их появляется в сульфидно-серпентинитовых песчаниках и продуктах их преобразования, особенно при пирротинизации пирита. Физико-химическое моделирование процессов преобразования сульфидно-серпентинитовых песчаников (T = 2 °C, 250 бар), показывает, что, пирротинизация пирита возможна не только при гидротермальных поступлениях Н,, но и в присутствии оливина, в том числе, и в условиях субмаринного гипергенеза (T = 2 °C, 250 бар). Для условий пирротинизации характерны сильно щелочные условия минералообразования. В некоторых сульфидных песчаниках преобладают халькопирит-пиритовые и пирротин-пиритовые конкреции, а также встречаются более поздние метакристаллы кобальтина с включениями других акцессориев, вероятно, сформировавшихся в стадию катагенеза.

Базальтовые комплексы. Для большинства сульфидных труб «черных курильщиков», формирующихся на базальтовом основании СОХ Тихого (поле ВТП 9° с. ш.) и Атлантического (поля ТАГ, Лаки Страйк, Брокен Спур), характерна простая минералогическая зональность. Наружная часть оболочки труб сложена колломорфным пиритом, реже сфалеритом. Внутри оболочки многих труб встречаются эвгедральные кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом, сфалеритом. Каналы – полые или заполнены субгедральным пиритом, сфалеритом и ангидритом. Акцессорные минералы в сульфидных трубах встречаются крайне редко. Иногда устанавливается примесь ультрамикроскопических зерен галенита и идаита. В некоторых трубах обнаружено самородное золото (поля ТАГ и Снейк Пит) в Атлантическом океане. Особенностью затухающих гидротермальных полей (поле Менез Гвен) является появление сфалеритбаритовых построек и барит-халькопирит-сфалеритовых фрагментов труб «черных (или серых) курильщиков». Наружная часть оболочки сложена колломорфным пиритом, частично замещенным халькопиритом и борнитом, в ассоциации с марказитом и блеклыми рудами. Во внутренней части появляются обильный барит, борнит, сфалерит, включения «сульфидных червей». Внутренняя стенка труб инкрустирована друзовым халькопиритом и сфалеритом. Характерной особенностью является отсутствие пирротина и изокубанита. Мелкие обломки этих труб встречаются в литифицированных базальтовых песчаниках, образцы которых драгированы Ю.А. Богдановым. В этих песчаниках обломки халькопирита частично замещены пиритом и ковеллином, обломки колломорфного пирита почти полностью растворены. Обломки зернистого пирита частично замещены вторичным сфалеритом и халькопиритом, сфалерит – халькопиритом и блеклыми рудами. Опал-лимонитовые агрегаты и ковеллин являются конечными продуктами замещений.

Древние аналоги «черных курильщиков» представлены, главным образом, медноколчеданными месторождениями кипрского или оманского типов, ассоциирующими с задуговыми или субокеаническим комплексами. Находки труб на этих месторождениях являются единичными. Оболочка известных сульфидных труб из месторождений кипрского типа (Кипр, Фигаро) сложена колломорфным пиритом и марказитом, внутренние стенки инкрустированы халькопиритом, иногда изокубанитом. На месторождении Скуриотисса (Кипр) авторами обнаружены многочисленные фрагменты диффузеров, сложенных пористым колломорфным пиритом. В сульфидных трубах мезозойских «черных курильщиков» акцессорные минералы не обнаружены. Обломки кол-

ломорфного пирита в рудокластитах обычно замещены халькопиритом или превращены в зернистые агрегаты ангедрального или эвгедрального пирита. Физико-химическое моделирование по программе «Селектор» выявляет большую устойчивость халькопирита по сравнению с пиритом в условиях субмаринного гипергенеза. Появлению новообразованного пирита способствуют примесные гиалокласты базальтового состава. Конечные продукты преобразований обломочных сульфидов – лимонит, магнетит, гематит.

Риолит-базальтовые комплексы. Достоверных аналогов «черных курильщиков», ассоциирующих с риолит-базальтовыми комплексами, пока не установлено, хотя ряд задуговых колчеданоносных бассейнов могут быть близкими аналогами месторождений уральского типа (бассейн С. Фиджи). Зональность труб «курильщиков» в этих бассейнах напоминает зональность труб «черных курильщиков» СОХ на базальтовом основании: в оболочке преобладает колломорфный пирит, в меньшей степени встречается сфалерит, в канале – друзовый халькопирит и сфалерит [1].

На палеозойских медно-цинково-колчеданных месторождениях уральского типа (Яман-Касы, Сафьяновское, Узельга, Талган, Молодежное, Юбилейное на Урале, Николаевское на Рудном Алтае) оболочки сульфидных труб сложены как колломорфным пиритом и марказитом, так и сфалеритом, как и во многих трубах современных черных курильщиков. Однако, в оболочках древних сульфидных труб не сохраняются ангидрит и пирротин. Кристаллы пирротина обычно замещены тонкодисперсным пиритом или марказитом, реже сфалеритом и кварцем. Каналы труб последовательно заполнены халькопиритом, сфалеритом, кварцем, реже баритом. Крустификационный халькопирит несет признаки решетчатых продуктов распада твердых растворов (ПТР). Однако, в отличие от изокубанита, свойственного «черным курильщикам» COX, ПТР уральских «черных курильщиков» характеризуются повышенными содержаниями цинка. Цинковистые разновидности ПТР отмечались ранее в трубах современных «курильщиков» задугового бассейна Лау [3]. В отличие от большинства современных «черных курильщиков» в халькопиритовой крустификации пирит-халькопиритовых и пирит-сфалерит-пиритовых труб Яман-Касинского, Молодежного, Узельгинского месторождений встречаются теллуриды Fe, Co Au, Ag, Hg, Bi, Pb и самородный теллур, в меньшем количестве распространены сульфоарсениды Со и Fe, мышьяковые и теллуровые сульфосоли Ag, Cu, Pb и Hg, а также самородное золото. В палеогидротермальных сульфидных трубах установлена смена теллуридных ассоциаций самородно-элементными и сульфидно-сульфосольными по мере увеличения в них содержаний сфалерита, кварца и барита. Халькопирит-сфалерит-кварц-баритовые трубы, располагающиеся в конце минералогического ряда, непродуктивны для обнаружения редкой минерализации. Для них характерен простой парагенезис галенита, теннантита и сфалерита, заполнивших осевой канал труб, более характерный для «курильщиков» месторождений следующего рудно-формационного типа.

Продукты разрушения «черных курильщиков» и пиритовых диффузеров характеризуются преобладанием обломков пирита, марказита, псевдоморфоз пирита по пирротину с подчиненным количеством обломков сфалерита и халькопирита. На стадии субмаринного гипергенеза первичные дисульфиды железа замещались сфалеритом и халькопиритом, сфалерит – халькопиритом, халькопирит – теннантитом и, в конечном итоге, магнетитом и гематитом. На стадии раннего диагенеза появлялся фрамбоидальный пирит (Молодежное, Яман-Касы), особенно в присутствии органического вещества (Сафьяновское). В стадию позднего диагенеза формировались эвгедральные кристаллы пирита, пиритовые конкреции в присутствии углерода (Сафьяновское).

Базальт-андезит-дацит-риолитовые комплексы характеризуются ограниченным распространением базальтов в подрудных толщах при преобладании кислых вулканитов. С этими комплексами обычно связаны колчеданно-полиметаллические месторождения типа куроко (баймакского, алтайского). Оболочка многих сульфидных труб этого типа (Матсумине, Матсуки, Ханава, Фурутобе месторождения в Японии, Александринское, Валенторское, Таш-Тау на Урале, Артемьевское на Рудном Алтае, Чейли-Маденкой в Понтидах) сложена в основном сфалеритом или баритом с примесью галенита, тетраэдрита и эвгедрального пирита. Колломорфный пирит и марказит, как правило, встречаются редко или замещены халькопиритом и борнитом (Чейли-Маденкой). Баритсодержащие «курильщики» – индикаторы месторождений типа куроко, характерны для гидротермальных полей, формирующихся на андезит-дацит-осадочном основании в за-

падной части Тихого океана [1]. Как и в современных «черных и серых курильщиках», сульфидные трубы из месторождений типа куроко в большинстве случаев последовательно инкрустированы халькопиритом, сфалеритом и баритом. Однако, в некоторых трубах крустификации представлены борнитом (Матсумине), теннантитом (Митсуки), сфалеритом-протовюртцитом (Косака-Мотояма), в ассоциации с галенитом и баритом. ПТР группы изокубанита не встречаются. Их место занимают халькопирит-борнитовые решетчатые разновидности. Характерная особенность сульфидных труб из месторождений типа куроко – широкое развитие золото-галенит блекловорудной ассоциации иногда с сульфосолями серебра (Артемьевское, Митсумине), сульфидами серебра и висмута (Матсуки, Артемьевское). Гораздо реже встречаются теллуриды серебра (Александринское), еще реже висмута и золота (Валенторское), а также арсенопирит (Артемьевское). Многие сульфидные проявления современных задуговых рифтов характеризуются обилием галенита, теннантита, тетраэдрита, золота и сложных нестехиометричных Си-Ад-Рb-As-Sb сульфосолей. Преобладание сульфосолей свидетельствует о более окислительных условиях колчеданообразования на месторождениях типа куроко по сравнению с другими типами колчеданных месторождений. Минералогическая эволюция рудокластитов выражается в нарастании количества борнита, сфалерита, блеклых руд, барита и галенита.

Методом ЛА-ИСП-МС определен типохимизм минералов микрофаций палеозойских и современных «черных курильщиков». Установлено, что колломорфный пирит по сравнению с другими разновидностями пирита концентрирует почти все изученные элементы-примеси (Со, Au, Ag, Pb, Hg, Mn, Ba, Tl, Ni, U и V). Несмотря на сходство в геохимической зональности труб современных и древних «черных курильщиков», они имеют свои геохимические особенности. Содержания Se, например, постепенно убывают по мере уменьшения в разрезе количества ультрамафического и базальтового субстрата. На основе сравнения высокотемпературных халькопиритовых крустификаций, установлена зависимость спектра элементов-примесей от субстрата, на котором сформированы современные и древние «черные курильщики». Серпентинитовый субстратсодержит Со и Ni, иногда Se, базальтовый – Со, Se и низкий Bi, риолит-базальтовый – Te и Bi, иногда Co и низкий Se, андезит-дацитовый – As, Mo, Pb, иногда W и низкий Co, вулканогенноосадочный – Bi. Открываются перспективы использования геохимической специализации колчеданных месторождений при геодинамических реконструкциях.

Работы выполнялись по Программе №17 Президиума РАН, интеграционного проекта СО-УрО РАН и РФФИ (N 08-05-00731a, 07-05-00260a). Авторы благодарны академикам А.П. Лисицыну и В.А. Коротееву, чл.-корр. РАН В.Н. Анфилогову и проф. В.А. Прокину за всемерную поддержку проводимых исследований.

Литература

1. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки «черных курильщиков» из гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14' с. ш.) // Вестн. МГУ. Геология, 2004. Серия 4. № 3. С. 35-48.

2. Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев Г.К. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геол. рудн. мест., 1993. Т. 35. № 6. С. 528-543.

3. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

4. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М. и др. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

5. Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще // Труды геол. ин-та АН СССР, 1936. № 5. С. 26-66.

6. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.

7. Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия, 2003. № 3. С. 304-328.

8. *Масленникова С.П., Масленников В.В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

9. Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И ЗОЛОТО В РУДАХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Молошаг В.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, moloshag@igg.uran.ru

За последние десятилетия в отечественной и зарубежной литературе неоднократно поднимается вопрос о наличии элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах колчеданных месторождений. Одним из существенных направлений его решения является разработка аналитических методов определения ЭПГ в рудах. В современных публикациях вопросы геохимии и минералогии платиноидов практически всегда рассматриваются в связи с традиционными для колчеданных руд примесями золота. Поднятые вопросы в некоторой степени решены на золоторудных месторождениях. Первоочередной интерес представляют результаты исследований минералогии ЭПГ в рудах золотосульфидных месторождений, минералогия и условия образования которых во многих отношениях близки колчеданным рудам. Разрабатываемые колчеданные месторождения Урала и других регионов мира по существу являются аналогами древних подводных построек, в той или иной степени подверженных наложенным преобразованиям в их последующей геологической истории.

Соотношения концентраций золота и платины, как оказалось, практически не зависят от минерального состава современных построек [1]. Превышение золота над платиноидами, также, как и для разрабатываемых древних месторождений, составляет величину примерно в два порядка. Механизм преимущественного накопления золота над платиноидами в современных и древних постройках пока не ясен. Исходя из приведенных данных можно считать, что в рудах колчеданных месторождений не следует ожидать значительных содержаний платиноидов. Из благородных металлов в качестве попутных компонентов основной экономический интерес представляют содержания золота.

В качестве минералов-концентраторов примесей золота и ЭПГ основной интерес представляют минералы мышьяка. Распределение примесей благородных металлов в минералах мышьяка наиболее детально исследовались на золоторудных месторождениях. Для них в порядке возрастания количества структурной примеси золота намечается следующая последовательность: арсениды \rightarrow сульфоарсениды \rightarrow сульфиды мышьяковистый пирит \rightarrow блеклые руды [5]. По предварительным данным, концентрации золота в галените и блеклых рудах из колчеданных месторождений сопоставимы.

На минералогическом уровне арсенопирит является одним из промежуточных коллекторов золота, несмотря на относительно небольшое его количество по сравнению с остальными рудными минералами (не более 5 %). Для понимания процессов распределения золота в минералах колчеданных руд, где ведущим минералом является пирит, особый интерес представляет мышьяковистая его разновидность, которая была установлена в колчеданных рудах Сафьяновского месторождения [3]. На золоторудных месторождениях карлинского типа выявлена прямая зависимость содержания примесей мышьяка и золота в мышьяковистом пирите [6]. С наличием мышьяка в составе пирита, вероятно, связана связь золота с этим минералом в процессах обогащения руд колчеданных месторождений Урала, поскольку давно известно, что основная часть золота переходит в пиритный концентрат. Появление относительно крупного, микроскопически видимого самородного золота, отмечаемого в виде включений в пирите, обусловлено процессами перекристаллизации данного минерала. После арсенопирита и мышьяковистого пирита одним из наиболее значимых концентраторов рассеянного золота в сульфидных рудах являются

минералы группы блеклых руд. С учетом наблюдаемого замещения арсенопирита блеклыми рудами можно заключить, что геохимическая связь золота и мышьяка в колчеданных рудах сохраняется при их метаморфических преобразованиях, несмотря на изменение минеральных форм нахождения мышьяка в рудах.

Анализы сульфидов из борнитовых руд Гайского месторождения показывают наличие в них примесей золота, палладия и платины (золота до 0,12, палладия до 0,13 и платины до 0,12 мас. %). Выяснение физической формы присутствия золота в сульфидах находится вне пределов возможностей применяемых нами методик и постановки специальных исследований. Некоторая часть золота структурно может быть связана с кристаллической решеткой борнита и теннантита [3].

Основная часть золота в данных минералах, вероятно, присутствует в виде тонкодисперсных, субмикроскопических включений и сростков. В пользу чего говорит большой разброс полученных значений содержания золота и платиноидов. Присутствие золота в борнитовых рудах в виде субмикроскопических выделений, вплоть до видимых включений самородного золота в сульфидах и сростков. В борнитовых рудах наблюдаются наиболее крупные выделения самородного золота, поскольку формирование этих руд обусловлено перекристаллизацией сульфидов при метаморфических преобразованиях руд.

Наряду с этим исследования форм нахождения золота в современных субмаринных колчеданных постройках показали наличие химически связанного с сульфидами золота [2]. Такое золото, очевидно, преобладает и в слабо метаморфизованных древних колчеданных рудах. Содержания примесей золота и платиноидов в минералах являются близкими по порядку величинами в отличие от содержания в валовых пробах руд разрабатываемых месторождений и продуктов современного подводного гидротермального рудоотложения. Наиболее вероятной причиной такого дисбаланса является присутствие широкого и непрерывно пополняющегося спектра минералов золота в рудах колчеданных месторождений. В то же время, не смотря на усовершенствование методик исследований, минералы платиноидов в колчеданных рудах пока не обнаружены. С другой стороны, в качестве примера можно привести черносланцевые золоторудные месторождения, где концентрация золота тоже превалируют над платиноидами, но уже в значительно меньшей степени, не более чем на один порядок. Даже с учетом того, что на упомянутых месторождениях основная масса выделений минералов золота и платиноидов являются субмикроскопическими (Сухой Лог), тем не менее, с помощью современных методов исследований обнаружены и описаны десятки минералов названных металлов [4]. Из сказанного следует, что в ближайшем будущем перспективы колчеданных месторождений в качестве дополнительного источника металлов платиновой группы являются проблематичными.

Таким образом, колчеданные месторождения Урала отличаются преобладанием концентрации золота над платиноидами. Такая же тенденция прослеживается и на месторождениях других регионов и, что очень важно, в продуктах современного подводного гидротермального рудообразования. В рудах колчеданных месторождений существует геохимическая и минералогическая связь золота с минералами мышьяка. Золото наблюдается в виде собственных минералов, самородного золота и теллуридов, а также примесей в рудообразующих сульфидах. Собственные минералы платиноидов в рудах разрабатываемых колчеданных месторождений не обнаружены.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле Президиума РАН, Программа ОНЗ-2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», а также РФФИ (09-05-12035-офи-м).

Литература

1. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В., и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36° 14') // Геология рудных месторождений, 2002. Т. 44. № 6. С. 510-542.

2. Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В. и др. Невидимое золото в сульфидах субмаринных колчеданных построек // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45. № 3. С. 228-240.

3. *Молошаг В.П., Викентьев И.В.* Благородные металлы в рудах колчеданных месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 810-839.

4. Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geology Reviews, 2004. V. 24. № 1-2. P. 7-44.

5. *Fleet M., Mumin A.H.* Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // American Mineralogist, 1997. V. 82. P. 182-193.

6. *Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S. et al.* Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta, 2005. V. 69. № 11. P. 2781-2796.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕЛЛУРИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Молошаг В.П.*, Викентьев И.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, moloshag@igg.uran.ru ** ИГЕМ РАН, г. Москва

Колчеданные месторождения Урала характеризуются разнообразным набором теллуридов. Наряду с этим, в последнее время установлены самородный теллур, оксид теллура, голдфилдит, сульфотеллуриды, теллурсодержащие сульфиды и арсеносульфиды [2, 3]. По разнообразию набора теллуридов и теллурсодержащих минералов колчеданные руды приближаются к эпитермальным и жильным кварц-сульфидным, а также медно-золото-порфировым месторождениям. Наибольшее разнообразие видового состава теллуридов отмечается в золотосодержащих рудах халькопиритовой фации. Рудные тела или их отдельные фрагменты, в которых встречаются теллуриды, отличаются повышенным содержанием золота и серебра. В теллуридах свинца и висмута из этих участков обнаружены примеси золота. За исключением борнитсодержащих минеральных ассоциаций теллуриды присутствуют в рудах большинства колчеданных месторождений.

Основное внимание уделено теллуридам и сульфотеллуридам висмута и серебра, т. к. среди минералов теллура они наиболее распространены в рудах. Кроме того, теллуриды названных металлов наряду с золотом и серебром в качестве примесей содержат платину и палладий. Исходя из геохимии и минералогии рассматриваемых руд, а также золоторудных месторождений, следует ожидать более широкого распространения селенидов и других минералов селена, которые по сравнению с минералами теллура, остаются практически не изученными. Тетрадимит и другие минералы Молодежного месторождения (теллуриды и галениты) отличаются повышенным содержанием селена по отношению к образцам данных минералов из Сафьяновского и Учалинского месторождений. Состав отдельных образцов тетрадимита из руд Молодежного месторождения приближается к его селенистой разновидности. Расчеты коэффициентов кристаллохимических формул теллуридов и сульфотеллуридов висмута проводились, исходя из суммарного количества всех анализируемых элементов, кратного 5, отвечающего формуле (Bi,Pb,..)₂Te₂(S,Se), показали стехиометричность состава данных минералов.

Многие золоторудные месторождения наряду с теллуридами отличаются наличием сульфосолей. Кроме блеклых руд, отмечаются сульфосоли висмута, серебра, свинца, сурьмы, ртути и других металлов. На колчеданных месторождениях основной объем этих минералов представлен блеклыми рудами. Сульфосоли висмута, свинца и серебра отмечаются значительно реже [2, 4]. Преобладающими среди них являются минералы висмута. Исследования руд Сафьяновского и Тарньерского месторождений показали, что сульфосоли висмута наблюдаются соответственно в богатых медных и вкрапленных золотосодержащих рудах. Намечается пространственное разделение теллуридов от сульфосолей. На Сафьяновском месторождении теллуриды отмечаются

в прожилково-вкрапленных рудах или обогащенных медью их участках, т. н. рудных столбах [5]. Вместе с тем в последнее время в апикальных участках названных столбов, прилегающих к сплошным колчеданным рудам, обнаружено значительное количество сульфосолей, представленных айкинитом PbCuBiS₂ и виттихенитом Cu₂BiS₂. В указанных частях, участках рудных столбов, теллуриды совместно с сульфосолями не встречаются. Пространственная разобщенность теллуридов и сульфосолей наблюдается и в рудах Тарньерского месторождения, где нами достоверно обнаружен пока один из представителей сульфосолей – козалит Pb,Bi,S.

Пирротиновые руды отличаются меньшим количеством теллуридов, что, вероятно, связано с пониженными значениями летучести теллура, вследствие чего ведущими минеральными формами нахождения серебра, свинца, висмута являются их сульфиды и сульфосоли. В этом отношении представляет интерес месторождение им. 50-летия Октября, где в условиях пирротиновой фации, при отсутствии теллуридов висмута, установлены висмутин и самородный висмут. В пользу сказанного служат находки козалита Pb₂Bi₂S₅ и пираргирита Ag₂SbS₃ в рудах Тарньерского месторождения.

Упомянутые сульфосоли, по-видимому, являются продуктами замещения теллуридов висмута и свинца. Реакции их образования можно представить в виде твердофазных реакций замещения с участием паров серы. Они могут приводить к появлению кристаллического теллура Te cryst в поздних низкотемпературных образованиях ранее выделенного природного типа богатых медных руд Сафьяновского месторождения (рудные столбы), реакции 1, 2. Первые две реакции подтверждаются находками самородного теллура в рудах Сафьяновского и других месторождений [2]. Образование сульфосолей возможно и без появления самородного теллура, примером могут служить находки козалита в пирротиновых колчеданных рудах Тарньерского месторождения, которые образовались при интенсивном термальном метаморфизме, связанным с внедрением Помурской интрузии гранодиоритов. В последнем случае, реакция 3, теллур освобождается в виде газообразного соединения Те,.

1. $Bi_2Te_3 + 6CuFeS_2 + 3S_2 = 2Cu_3BiS_3 + 6FeS_2 + 3Te_{cryst.}, \Delta G = -122450 + 180,74 T$ 2. $2PbTe + Bi_2Te_3 + 2CuFeS_2 + 3S_2 = 2 PbCuBiS_3 + 2FeS_2 + 5 Te_{cryst.}, \Delta G = -114471 + 213,97 T$

3. $2PbTe + Bi_{7}Te_{3} + 2.5S_{7} = Pb_{7}Bi_{7}S_{5} + 2.5Te_{7}$, $\Delta G = -20329 - 35.55$ T

Возможность протекания данных реакций подтверждается оценкой их свободной энергии Гиббса ΔG . Несмотря на то, что мы не располагаем данными непосредственных измерений термохимических характеристик сульфосолей, свободная энергия их образования ΔG° может быть получена с помощью метода смешанных компонентов. Он основан на суммировании свободных энергий сульфидов – составляющих данных минералов $\Delta G^{\circ} = (N_a \Delta G_a^{\circ} + ... + N_i \Delta G_i^{\circ})$ и выражения свободной энергии их смешения $\Delta G_m = (1,2\pm0,8)$ (N₁RT lnN₁), где N₁ – мольные доли сульфидов крайних членов а, i. «Сборка» виттихенита, айкинита и козалита осуществлялась из следующих составляющих: виттихенит $Cu_3BiS_3 = 1,5Cu_5S + 0,5Bi_5S_3$; айкинит PbCuBiS₃ $= PbS + 0.5Cu_2S + 0.5Bi_2S_3$; козалит $Pb_2Bi_2S_5 = 2PbS + Bi_2S_3$, поскольку для них существуют надежные оценки термохимических данных [1, 6, 7].

Полученные выражения зависимости значения свободной энергии Гиббса от температуры для сульфидов и теллуридов с парами серы и теллура наряду с этими минералами позволяют рассчитать поля их устойчивости в присутствии сульфосолей на изотермических диаграммах летучесть серы logf_{s2} – летучесть теллура logf_{те2}. В перспективе привлечение расчетов твердофазных реакций сульфосолей с парами теллура и серы дает возможность более полного описания условий образования парагенетических ассоциаций минералов, включающих наряду с сульфидами, теллуридами, самородными металлами также и сульфосоли.

Из результатов выполненных исследований вытекают следующие выводы:

 руды колчеданных месторождений содержат богатый ассортимент минералов теллура, который в золотосодержащих рудах приближается к золоторудным месторождениям;

 в рудах рассмотренных колчеданных месторождений намечается пространственная обособленность теллуридов и сульфосолей, что связано с замещением теллуридов сульфосолями, которое подтверждается термохимическими расчетами;

- подтверждена возможность накопления примесей благородных металлов в составе теллуридов и сульфосолей;

– теллуриды практически всегда содержат примесь селена. В рудах Молодежного месторождения обнаружена селенистая разновидность тетрадимита, что свидетельствует о потенциальной возможности обнаружения минералов селена в рудах колчеданных месторождений.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы ОН3-2, а также проектов РФФИ 07-05-00808-а и 09-05-12035-офи-м.

Литература

1. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 576 с.

2. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

3. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Гуляева Т.Я. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Записки ВМО, 2002. Ч. 131. № 5. С. 40-54.

4. Юдовская М.А., Брызгалов И.А., Еремин Н.И. и др. Новые данные о сурьмяно-висмутовой минерализации в рудах Малеевского месторождения (Рудный Алтай) // Вестник Московского университета, 1992. Сер. 4. Геология. С. 53-65.

5. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геол. рудн. месторожд., 1991. Т. 33. № 4. С. 47-58.

6. *Afifi A.A., Kelly C.W., Essene E.J.* Phase relations among tellurides, sulfides and oxides: I.Thermochemical data and caiculated equilibria // Econ. Geol., 1988. V. 83. № 2. P. 377-394.

7. Afifi A.A., Kelly C.W., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides:II Applications to telluride-bearing ore deposits // Econ. Geol., 1988. V. 83. № 2. P. 395-404.

ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫХ ЖИЛ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ДУНИТОВЫХ ТЕЛ КОСЬВИНСКОГО ПЛЕЧА)

Молошаг В.П., Гараева А.А., Воронина Л.К., Нечкин Г.С., Неустроева И.И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Основные результаты исследования минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) в массивах Платиноносного пояса, выполненные с помощью современных методов, отражены в цикле работ Е.В. Пушкарева с соавторами 2002-2007 гг. [4]. В последующем Ю.А. Волченко с соавторами были описаны текстуры ЭПГ-содержащих хромититов в дунитах и жильных клинопироксенитах и подтвердждены результаты ранее опубликованных исследований состава минералов ЭПГ [1]. Наряду с известным коренным выходом клинопироксенитовой жилы с палладийплатиновой минерализацией, открытой Н.В. Бутыриным в 1948 году, установлены новые проявления данного типа минерализации в аллювии и коренном залегании дунитового тела Косьвинского плеча [2, 5]. ЭПГ минерализация клинопироксенитовых жил отличается палладий-платиновой специализацией. Основные минералы палладия и платины представлены тетра- и изоферроплатиной, туламинитом и потаритом. Остальные минералы ЭПГ представлены в подчиненном количестве (табл. 1). Более детально они исследованы предшествующими авторами [6].

Минералы ЭПГ присутствуют в парагенетической ассоциации с акцессорными сульфидами меди, железа и никеля (base-metal sulfide) и, как мы считаем, в перспективе могут быть использованы в качестве индикаторов условий образования Pt-Pd минерализации. Base-metal sulfide представлены хизлевудитом Hz – (Ni,Fe)_{3-X}S₂, пентландитом Pn – (Ni,Fe)₉S₈, моносульфидным твердым раствором Mss – (Fe,Ni)_{1±X}S, промежуточным твердым раствором Iss – (Fe,Cu)S и твердыми растворами Hz-Iss, Mss-Iss четверной системы Fe-Ni-Cu-S [7]. Особенностью состава хиз-

Таблица 1

Состав интерметаллидов платины

№ обр.	Формула	Fe	Pt	Cu	Ir	Pd	Hg	Os		Ni	Сумма
1026	Pt ₂ FeCu	10,08	75,28	12,73	0,00	020	0,00	0,00		0,00	99,26
1073	Pt ₂ FeCu	17,55	67,71	12,27	0,00	1,18	0,00	0,00		0,70	99,41
1073	Pt ₂ FeCu	15,13	71,33	11,49	0,00	0,91	0,00	0,00		0,70	99,56
1073	PtFe	20,73	75,01	1,56	0,89	1,11	0,00	0,00		0,35	99,65
961	Pt ₂ FeCu	10,97	72,47	13,85	0,00	0,00	0,00	0,00		1,21	98,51
1081	Pt ₂ FeCu	13,15	74,30	10,28	0,00	1,45	0,00	0,00		0,61	99,79
1081	(Pt, Ir,,) ₃ Fe	7,99	48,69	3,46	30,52	4,10	0,00	2,33		0,54	97,63
968	Pt ₂ FeCu	11,72	69,08	14,42	0,00	0,00	0,00	3,71		0,06	98,99
979	Pt ₂ FeCu	14,61	73,22	10,62	0,00	0,59	0,00	0,00		0,00	99,04
961	(Pd,Hg,,,)	7,77	0,94	6,94	0,00	24,74	59,57	0,00	0,00	0,00	99,97
968	(Pd,Hg,,,)	0,13	0,62	1,76	0,00	30,34	63,41	3,11	0,00	0,22	99,59
968	(Pd,Hg,,,)	0,48	0,64	10,56	0,00	25,35	58,94	1,98	0,00	0,38	98,33
968	(Pd,Hg,,,)	4,57	0,33	11,29	0,00	24,78	54,99	1,78	0,00	0,38	98,14
968	(Pd,Hg,,,)	4,79	30,20	27,70	0,00	15,70	18,18	1,77	0,00	1,11	99,44
1026	(Pd,Hg,,,)	5,75	27,31	5,02	0,00	1,43	35,96	4,33	0,00	0,00	96,80
1026	(Pd,Hg,,,)	1,75	0,46	36,40	0,00	17,50	37,66	4,67	0,20	0,54	99,18

Таблица 2

Состав акцессорных сульфидов, вес. %

№ обр.	Минеральная фаза	Fe	Pt	Cu	S	Ni	Сумма
1026	Hz	33,48	0,04	0,07	29,56	34,63	99,78
968	Mss	0,32	0,21	66,28	33,69	0,16	100,66
968	Pn	38,48	0,00	0,00	33,86	27,76	100,10
960	Hz-Iss	1,93	0,00	56,21	28,09	14,22	100,44
960	Pt-Hz-Iss	7,35	32,19	30,73	23,10	8,60	100,98
983	Hz	54,42	0,03	0,59	24,37	18,87	98,28
983	Hz	54,05	0,00	1,27	25,78	19,41	100,51
983	Hz-Iss	43,25	0,00	21,33	20,19	14,97	99,74
961-1	Mss-Iss	8,44	0,00	35,63	34,03	22,15	100,27
961-2	Mss-Iss	14,02	8,98	10,53	32,51	25,02	96,45
961-3	Mss-Iss	9,14	0,06	32,18	33,82	23,35	99,21

Примечания. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5. Содержания Ir, Os ниже чувствительности метода. Весовые количества Pd и Hg в образцах 961-2 и 961-3 составляют 4,24 и 1,14 и 0,65 и 0,00 % соответственно.

Обозначения: Hz – хизлевудит (Ni,Fe)_{3-х}S, Pn – пентландит (Ni,Fe)₉S₈, Mss – моносульфидный твердый раствор (Fe,Ni)_{1±x}S; Iss – промежуточный твердый раствор (Fe,Cu)S; Hz-Iss, Mss-Iss – серии твердых растворов четверной системы Fe-Ni-Cu-S (Peregoedova, Ohnestatter, 2002).

Таблица 3

№ обр.	Фаза	Fe	Pt	Cu	S	Ni	ΣΜ	S	х
1026	Hz	28,37	0,01	0,05	43,64	27,93	2,5827	2,0000	0,4173
968	Mss	0,27	0,05	49,59	49,96	0,13	1,0526	1,0000	
968	Pn	31,06			47,62	21,32	9,2944	8,0000	
960	Hz-Iss	1,69		43,42	43,00	11,89	2,3226	2,0000	0,6774
960	Pt-Hz-Iss	8,00	9,97	29,37	43,78	8,90	2,5710	2,0000	
983	Hz	47,18	0,01	0,45	36,80	15,57	2,6106	2,0000	0,3894
983	Hz	45,60		0,94	37,88	15,58	2,6370	2,0000	0,3630
983	Hz-Iss	38,82		16,82	31,57	12,79	2,7302	2,0000	0,2698
961-1	Mss-Iss	7,03		26,09	49,34	15,68	1,0894	1,0000	
961-2	Mss-Iss	12,88	2,35	8,51	52,03	21,87	0,9347	1,0000	
961-3	Mss-Iss	7,69	0,01	23,78	49,54	18,68	1,0743	1,0000	

Расчет коэффициентов кристаллохимических формул

левудита и образуемыми им твердыми растворами является дефицит металлов по сравнению с идеальным соотношением металлов к сере, что отражено в табл. 2 и 3, где приведены составы их представительных образцов. Для низкотемпературной, никелевой, модификации дефицит металлов практически исчезает. Соответственно состав минерала отвечает формуле Ni_3S_2 . Впервые обнаруженные нами твердые растворы хизлевудита Hz-Iss ранее получены экспериментальным путем при температуре 760 °C [7]. Исходя из наличия изо- тетераферроплатины в парагенезисе с данными сульфидами и данных упомянутой работы, можно заключить, что логарифм летучести серы примерно составлял -5,5. Косвенным подтверждением данной умеренной оценки является отсутствие железо-никелевых интерметаллидов и борнита в ассоциации с исследуемыми минералами.

Наряду с этим в клинопироксенитах Бутыринской жилы нами впервые обнаружена ранее неизвестная в коренных и россыпных месторождениях платины на Урале природная амальгама палладия – потарит (Pd, Hg) [2, 5]. Состав данного минерала отличается наличием примесей Cu, Pt, Fe и Os с широким диапазоном изменения их концентрации. Наличие амальгамы ртути в клинопироксенитовых жилах интерпретируются с позиций позднего, наложенного поступления ртути по зонам глубинных разломов [3]. Эти представления согласуются с поздним внедрением клинопироксенитовых жил, содержащих палладиевую и ртутную минерализацию, в дуниты.

Таким образом, состав акцессорных сульфидных минералов и интерметаллидов платины в перспективе может служить одним из индикаторов физико-химических условий образования минеральных парагенезисов ранее известных и установленных нами проявлений палладий-платиновой минерализации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле Президиума РАН, Программа ОНЗ-2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов».

Литература

1. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А. и др. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Ч. II // Литосфера, 2007. № 4. С. 73-101.

2. Молошаг В.П., Хачай О.А., Гараева А.А. и др. Минералого-геохимические особенности распределения палладий-платиновой минерализации в дунитах (на примере дунитового тела Косьвинского плеча) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 375-378.

3. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.

4. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж. и др.* Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007. № 3. С. 28-65.

5. Хачай О.А., Молошаг В.П., Хачай О.Ю. и др. Комплексный геолого-геофизический подход к изучению процесса россыпеобразования на флангах Лобвинского месторождения платины // Геофизический журнал, 2005. Т. 27. № 4. С. 667-677.

6. *Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F.* Compositions and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Ural-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist, 2002. V. 40. P. 357-376.

7. *Peregoedova A., Ohnenstetter M.* Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe-Ni-Cu sulfide system at 760 °C: Experimental data and application to ore deposits // Canadian Mineralogist, 2002. V. 40. P. 527-561.

ЗОЛОТО РОССЫПЕЙ ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ) И ЕГО КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Мурзин В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Верх-Нейвинский массив располагается на стыке Тагильского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. В его строении участвуют два интрузивных комплекса – дунит-гарцбургитовый (О₂-S₁), слагающий внутренние части массива и плагиогранит-диорит-габбровый (S₂-D₂) – в периферических его частях, исключая северо-западную (рис. 1). В зонах контакта указанных интрузивных комплексов развит контактово-метаморфический полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс. Породы перечисленных комплексов серпентинизированы. Кроме того, к тектоническим нарушениям в пределах массива приурочена серия небольших тел плагиогранитов и кварцевых диоритов (С₁). В пределах массива развиты многочисленные тектонические зоны хрупких и пластичных деформаций СЗ и СВ направлений. Северо-западные зоны преимущественно хрупких деформаций ранние и носят локальный характер. Они контролируют проявления хромититов, отдельные мелкие тела габбро и габбро-диабазов и практически все известные тела плагиогранитов и кварцевых диоритов. Северо-восточные зоны хрупких и пластичных деформаций более поздние и прослеживаются через весь массив. Они трассируются более мелкими зонами рассланцевания, милонитизации и метасоматических изменений талькового, тальк-карбонатного, хлоритового и антигоритового составов, а также трещинами, минерализованными демантоидом.

Основные промышленные скопления благородных металлов – самородного золота (обычно и минералов платиновой группы) связаны с россыпями современной и древней речной сети на площади массива и его экзоконтактовых частях (см. рис. 1). По морфогранулометрическим характеристикам, химическому составу, характерным сросткам с другими минералами выделены три типа частиц золота гипогенного происхождения (табл. 1).

Золото 1 типа доминирует в россыпях, локализованных на ультраосновных породах, особенно в ложковых и верхних частей водотоков (pp. Бунар, Бобровка, Каменка, Черный Шишим, Андреевка, Граневой лог и др.). Оно характеризуется в целом высокой крупностью – 0,5-1,5 мм, местами с аномально высокой долей частиц весом 1 г и более. По химическому составу частицы золота этого типа неоднородны и сложены тетрааурикупридом (AuCu), агрегатами зерен тетрааурикуприда и электрума, пластинчатыми продуктами распада золото-серебро-медного твердого раствора (тетрааурикуприд, фаза Au_3Cu с различным содержанием серебра, серебристое золото), высокопробным медьсодержащим золотом (<10 ат. % Ag, до 12 ат. % Cu), медьсодержащим электрумом (>30 ат. % Ag, до 4-5 ат. % Cu).

Золото 2 типа распространено лишь в экзоконтактовых частях массива. Во внутренних частях оно встречено в верховьях р. Тагил в ее левых притоках, пересекающих полосу оталькованных и карбонатизированных серпентинитов. Металл представлен частицами пониженной крупности, как правило, менее 0,25 мм. Окатанность золота невысокая, поэтому микроскульптура его поверхности несет отпечатки вмещающих минералов, среди которых наиболее отчетливо диагностируется карбонат. Судя по наличию в углублениях поверхности бурых охр, карбонат был железистым. Химический состав золота 2 типа характеризуется средней-высокой пробой – 808-970 с максимумом, приходящимся на интервал ее значений 920-960. Концентрации меди в золоте, составившие 0,1-1,1 мас. %, отвечают наиболее распространенным их значениям в кварцевожильных месторождениях.

Золото 3 типа широко представлено в россыпи р. В. Шишим, особенно в ее верхних частях, пересекающих весьма пеструю гамму пород в зоне серпентинитового меланжа, а также в южных водотоках западного экзоконтакта Верх-Нейвинского массива - р. Шушуговке и др. По своему химическому составу оно близко к золоту 2 типа, имея преимущественно среднюю и высокую пробу – 825-949. Наиболее характерной отличительной чертой его состава является присутствие хотя и невысоких, но постоянно встречающихся примесей ртути – 0,1-0,6 мас. %. Существенны различия 2 и 3 типов металла и по гранулометрическим характеристикам – основ-



Рис. 1. Геологическая карта Верх-Нейвинского массива:

1 — комплекс вулканогенно-осадочных формаций Тагильского мегасинклинория (S₁-D₂) и Восточно-Уральского поднятия (S₂-D₂); 2-8 — интрузивные комплексы: 2 — дунит-гарцбургитовый (O₃-S₁), 3 — дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый (S₂-D₂), 4-6 — плагиогранит-диорит-габбровый (S₂-D₂) (4 — габбро, 5 — плагиогранодиориты и кварцевые диориты, 6 — плагиограниты), 7 — тоналит-гранодиоритовый Верх-Исетского грантного массива (C₁), 8 — разрывные нарушения, 9 — россыпи золота и МПГ, 10 — проявления золота (1 — Павловское, 2 — Шушуговское, 3 — Ульяниха).

Таблица 1

			В	epx-Hei	йвинско	го массив	а и их хара	актеристика		
Тип	Тип	П	оимесные от-до (компонен мас. %)	łты	Крупность,	Минералы-	Фазовая неоднородность		
		Ag	Cu	Hg	Проба	MM	сростки			
	1	0,1-46,5	0-40,8	0-40,8 0-1,4 529-98		0,5-1,5	Магнетит,	Пластинчатые структуры распада		
							антигорит,	твердого раствора на медистую и		
							хлорит,	сребристую фазы, агрегаты зерен фаз		
							пентландит,	Аи-Си в Аи-Ад, мощные		
							дигенит	высокопробные каймы		
	2	2,7-18,5	0,1-1,1	0,0	808-970	<0,25	Железистый	Высокопробные каймы, часто		
							карбонат	захватывающие почти весь объем		
								ЗОЛОТИН		
	3	4,4-17,2	0,1-14	0,1-0,6	825-949	0,25-1,0	Кварц,	Высокопробные локальные каймы		
							турмалин,	мощностью до 20 мкм		
							ЛИМОНИТ			

Типы частиц самородного золота россыпей Верх-Нейвинского массива и их характеристика

ная масса золота 3 типа имеет повышенную крупность и концентрируется в классе 0,25-1,0 мм, однако встречаются частицы размерами до 3-5 мм и даже самородки. Степень окатанности золотин слабая, преобладают неокатанные частицы. В сростках с золотом 3 типа обнаруживается молочно-белый или полупрозрачный серый кварц, черный турмалин, лимонит.

Несмотря на наличие промышленных скоплений золота в россыпях, разнообразие типов частиц золота, их слабую окатанность, коренные источники металла в пределах Верх-Нейвинского массива не известны, исключая отдельные находки его в антигоритовых серпентинитах Павловского проявления. Один из наиболее авторитетных исследователей россыпного золота И.С. Рожков считал, что в изучаемых нами россыпях преобладает золото, источником которого являются кварцевые жилы, приуроченные к серпентинитам [6]. Это мнение, бытующее и в настоящее время, привело к тому, что все поисковые работы на коренное золото сводились к поискам только кварцевых жил. Множество таких жил обнаружено в Верх-Нейвинской зеленокаменной полосе в северо-восточном и восточном экзоконтактах массива. В непосредственной близости от восточного контакта массива в его южной выклинке кварцевые жилы отрабатывались у с. Тарасково, где они сопряжены с зоной лиственитизированных и оталькованных серпентинитов. Березитизированные-лиственитизированные породы картируются также почти сплошной полосой на большом протяжении вдоль западного контакта массива от широты р. Тагил на севере до р. В. Шишим на юге. В месте пересечения этой полосы р. Шушуговкой известно Шушуговское золото-кварцевое проявление. Таким образом, лиственитизированные-березитизированные породы с кварцевыми золотоносными жилами распространены исключительно в экзоконтактовых зонах Верх-Нейвинского массива, преимущественно в южном и западном его обрамлении. На участке Ульяниха отчетливо видно, что эти образования связаны с небольшими телами плагиогранитов. Все сказанное дает основание считать, что кварцевожильное золотое оруденение в экзоконтактовых частях массива является поставщиком в россыпи описанного выше золота 3 типа.

Коренные источники металла 2 типа менее определенны, однако ореолы его распространения пространственно хорошо увязываются с зонами развития тальковых и тальково-карбонатных пород. Эти породы развиты в юго-восточной экзоконтактовой части Верх-Нейвинского массива, где они сопряжены с лиственитами и особенно мощно – в северо-западной, где талькиты трассируют контакт ультраосновных пород с вмещающими вулканогенно-осадочными породами от широты р. Тагил на юге до широты р. Бобровка на севере. Именно здесь в скважинах пересекающих эти метасоматиты золото 2 типа представлено наиболее значительно.

Во внутренних частях Верх-Нейвинского массива тальковые породы развиты в значительно меньшей степени. Здесь они трассируют тектонические зоны субмеридионального и северо-восточного простирания, часто оторачивая тела плагиогранодиоритов, также локализованных в этих зонах. Однако во всех случаях они не образуют промышленных концентраций.

Медистое и медьсодержащее золото 1 типа определяет промышленную значимость россыпей Верх-Нейвинского массива. О коренных источниках его пока можно судить лишь по находке крупных частиц на Павловском проявлении. Это проявление располагается в полосе антигоритовых серпентинитов с повышенными магнитными свойствами (свойства обусловлены почти полным замещением акцессорных хромшпинелей магнетитом). Эта полоса примыкает с запада к зоне тальковых пород, окаймляющих небольшое тело плагиогранодиритов. В серпентините присутствует небольшое количество пентландита и пирротина. Частицы самородного золота размерами до 1 мм приурочены к трещинам, иногда выполненным хризотил-асбестом. Распределение золота в серпентините крайне неравномерное, поскольку пробирным анализом в пробах оно фиксировалось лишь в следовых количествах.

Анализ имеющегося у нас материала по минералам-сросткам с тетрааурикупридом и высокомедистым золотом 1 типа свидетельствует о том, что носителями такого металла являются зоны ретроградного метасоматоза в наиболее сильно измененных ультраосновных породах антигоритовых серпентинитах. Эти зоны фиксируются по прожилкам и гнездам антигорита, амфибола, хлорита, переотложенного укрупненного магнетита. Особенностью химического состава переотложенного магнетита являются стабильно низкие содержания в нем хрома (менее 1 % Cr_2O_3) и повышенные никеля (0,5-1,0 % NiO). В пределах изученного массива зоны рассланцованных, хлоритизированных и магнетитизированных серпентинитов картируются среди ультраосновных и вулканогенно-осадочных пород вдоль всего меридионального отрезка р. Черный Шишим, в западном экзоконтакте на площади россыпей Граневого лога, Шушуговской, г. Перевал.

Однако еще большие масштабы имеют так называемые «перекристаллизованные» серпентиниты, т. е. метаморфизованные с потерей первоначальной структуры и минерального состава исходных пород. Они состоят из серпентина, преимущественно антиторита (до 90 %), карбоната (до 20 %), магнетита (до 5 %), сульфидов никеля (2-3 %) и реликтовых оливина и хромшпинелида. Зоны таких серпентинитов картируются практически по всей площади массива и практически все россыпи, берущие свое начало в пределах ультраосновных пород, начинаются или находятся на площадях перекристаллизованных серпентинитов.

Коренным источником золота 1 типа в россыпях Верх-Нейвинского массива являются, таким образом, площади сильно метаморфизованных ультраосновных пород, а максимальные концентрации золота в пределах последних достигаются в более локальных тектонических зонах метаморфических и метасоматических изменений.

В последние годы нами изучались золотоносные родингиты (хлограпиты) месторождений Золотая Гора и золото-магнетитовые руды в антигоритовых серпентинитах Каганского массива на Южном Урале [4, 5]. В разработанных моделях формирования этих образований ведущая роль отводится метаморфогенному флюиду, выделяющемуся при дегидратации океанических или континентальных серпентинитов, а геологическая и структурная позиция золотого оруденения согласуется с положением зон тектонических деформаций в массивах гипербазитов.

Принимая во внимание несоответствие масштабов россыпной и коренной золотоносности, можно полагать, что в пределах массива могут быть обнаружены коренные месторождения золота I типа. Как показывает практика разработки месторождений в ультраосновных породах на Ю. Урале [2] такие месторождения обычно мелкие по запасам, однако отличаются весьма высокими содержаниями золота – до сотен г/т, повышенной крупностью золота, высокой технологичностью отработки и извлечения металла из руд. Нет сомнений в том, что в плане золотоносносности Верх-Нейвинский массив не является уникальным. Метаморфическим и метасоматическим преобразованиям подвержены практически все массивы альпинотипных и концентрическизональных комплексов. Прежде всего, это относится к Восточно-Тагильскому массиву, протягивающемуся вдоль всего Среднего и Северного Урала и по существу, южным окончанием которого является Верх-Нейвинский массив. Находки металла, отвечающего по характеристикам золоту 1 типа, описаны в россыпях на Восточно-Тагильском и Уктусском массивах [1,3].

Исследования проведены по Программе № 2 фундаментальных исследований ОНЗ РАН на 2009-2011 гг. «Геолого-генетические модели и возраст благороднометального оруденения в габбро-гипербазитовых комплексах», финансируемой УрО РАН и при поддержке гранта РФФИ 09-05-12035-офи м.

Литература

1. Баранников А.Г., Михалевич С.И. Самородное золото россыпи Сухой Лог (Средний Урал) // Мат-лы уральской минералогической школы-97. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 22-223.

2. *Бородаевский Н.И.* Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 316-330.

3. Иванов О.К. О природе россыпного золота в Уктусском дунитовом массиве // Мат-лы уральской минералогической школы-96. Екатеринбург: УГГГА, 1996. С. 84-87.

4. *Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н.* Новые данные о золото-антигоритовой формации Урала // Докл. РАН, 2007. Т. 417. № 6. С. 810-813.

5. *Мурзин В.В., Шанина С.Н.* Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Геохимия, 2007. № 10. С. 1085-1099.

6. *Рожков И.С.* Уральские россыпные месторождения золота // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 401-503.

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОВЫХ РОССЫПЕЙ В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРО-КРАСНОУРАЛЬСКОЙ ПЛОЩАДИ (НА ПРИМЕРЕ Рос. СТЕПАНОВ ЛОГ)

Некрасова А.А.*, Азовскова О.Б.**, Малюгин А.А.***, Михайлов А.П.*

* ОАО Уральская геолого-съемочная экспедиция, ural1@ugse.ru ** Институт геологии и геохимии УрО РАН, Oazovskova@yandex.ru ***Уральский горно-геологический университет

Северо-Красноуральская площадь принадлежат крупной шовной структуре, разделяющей Тагильскую и Восточно-Уральскую мегазоны, которая контролируется Серовско-Маукским глубинным разломом. Она включает в себя Восточно-Тагильский ультрабазитовый массив (альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации) и зоны смятия, приуроченные к его западному и восточному экзоконтактам, сложенные, соответственно, в различной степени измененными среднепалеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными комплексами и более древними метаморфогенно-метасоматическими образованиями «сланцевого обрамления» Салдинского блока. Для всей структуры характерно широкое развитие многочисленных полиформационных малых интрузий, преимущественно основного, среднего, умеренно-щелочного состава.

В геоморфологическом отношении площадь расположена в пределах приподнятого отпрепарированного пенеплена, где развиты континентальные и (фрагментами) прибрежно-морские мезозойско-кайнозойские отложения, в том числе металлоносные. К востоку он переходит в континентально-морскую цокольную равнину с широким развитием морских отложений, а в западной части сменяется районом остаточных гор восточного склона Урала. Из крупных эрозионных форм рельефа здесь выделяются Ивдельско-Тагильская и Невьянско-Кантуровская эрозионно-структурные мезозойские депрессии, прибортовые части которых совпадают с указанными выше зонами смятия.

В пределах Северо-Красноуральской площади известны многочисленные россыпи, в основном аллювиальные и аллювиально-делювиальные ложковые, как правило, комплексные – золото-платиновые, иногда со значительным преобладанием платиноидов. Последние представлены преимущественно изоферроплатиной, в подчиненном количестве присутствуют природные осмий-иридиевые сплавы. Россыпи отрабатывались различными способами, начиная с 20-х годов XIX века, однако какого-либо системного изучения металла и условий формирования россыпей не проводилось. Также до настоящего времени не имелось сведений о проявлениях рудного золота и платины на данной территории [3].

Детальные исследования, проведенные на ложковой россыпи Степанов Лог (рис. 1) позволяют в какой-то мере раскрыть механизм формирования россыпных месторождений района, дают дополнительную информацию о вероятных коренных источниках золота и платины. Ручей Степанов Лог, являющийся правым притоком р. Малый Емех, расположен в западной части Восточно-Тагильского ультрабазитового массива и приурочен к тектонической зоне северо-западного простирания, которая прослеживается также серией даек, преимущественно среднего состава. Указанное нарушение имеет, вероятно, сдвиговый характер – в бортах лога отмечались многочисленные мелкие оперяющие нарушения под углом ~80°, которые в рельефе выражены неширокими V-образными овражками. Продуктивный горизонт представлен аллювиально-делювиальными отложениями плиоцен-четвертичного возраста, однако, почти повсеместно в них отмечается примесь хорошо окатанного гравийно-галечного материала, иногда встречаются обломки песчаников и гравелито-песчаников с гальками светлого кварца и черно-бурым цементом. Источником этого материала могли быть прибрежно-морские отложения мела-палеогена, реликты которых картируются непосредственно к югу от лога (см. рис. 1) или также большей частью эродированные озерно-аллювиальные отложения нижнего-среднего миоцена, которые предположительно приурочены к краю Туртасского озерно-морского бассейна [7].

Средняя крупность золота в россыпи 0,25 мм, а максимальный установленный размер – 2,42 мм (золотина из пробы 557/3,6-3,8). При общей тенденции уменьшения средних размеров


1 - современный аллювий русловый и пойменного комплекса; 2 аллювиально-делювиальные ложковые отложения среднего плейстоцена; 3 аллювиально-делювиальные ложковые отложения плиоцена (кустанайская свита); 4 – прибрежно-морские отложения палеоцен-эоценового возраста (серовская свита); 5 – верхнемеловые морские и прибрежно-морские отложения (камышловская свита); 6 коры выветривания; 7 - серпентинизированные ультрабазитов и метасоматитов по ним; 8 – дайки диоритов, сиенодиоритов, габбро-диоритов (границы предполагаемые).







А – золото, Б – платина.

зерен Au от истока к устью, наблюдаются выраженные вариации этого показателя по россыпи (от 0,18 до 0,36 мм). Подобное распределение золота по гранулометрическому составу (рис. 3,А) может свидетельствовать об участии в процессе формирования россыпи нескольких источни-ков питания [5]. Для платины не очень отчетливо проявляется обратная зависимость, хотя общие колебания средней крупности по пробам весьма незначительны (0,2-0,27 мм). Средняя крупность платины составляет 0,23 мм, при максимальном установленном размере 0,6 мм (проба 6023-2).



Рис. 3. Изменение средней крупности (А) и степени окатанности (Б) золота и платины в россыпи Степанов Лог (исток-устье).



20

Рис. 4. Усредненное распределение золота и платины по степени окатанности.



Рис. 5. А – Усредненное распределение Аи и Рt по морфотипам; Б – Изменение коэффициента кристалломорфности (Ккр) золота в россыпи Степанов лог (исток-устье). Ккр = (N_{крист}+N_{ги})/N, где N_{крист} – количество зерен-кристаллов, N_{ги} – количество гемидиоморфных частиц, N – число зерен других форм.

Степень окатанности зерен самородных минералов (рис. 3, Б и рис. 4) варьирует в достаточно широких пределах – от ≤5 до 60-80 % (от 1 до 5 баллов по Н.П. Петровской [6]), отсутствует тенденция увеличения окатанности от истока к устью. Все это не характерно для обычных ложковых россыпей. Можно уверенно предположить, что хорошо окатанный металл унаследован из размытых прибрежно-морских и частично озерно-аллювиальных отложений, поскольку некоторые зерна золота и платины даже сохраняют фрагменты цемента. Минимумы средней окатанности связаны с привносом рудного металла – золота и платины (преимущественно Os-Ir) - из вскрытых поперечной тектоникой рудоносных зон, которые предположительно контролируются дайками средне-основного состава.

Золото россыпи морфологически весьма разнообразно (рис. 5 А): в большинстве точек отмечаются все основные морфотипы, при преимущественном распространении уплощённых форм – пластинок и чешуек, которые нередко несут следы деформаций (завальцованы, загнуты, иногда «вычеканены» или свернуты). Наблюдаются выраженные колебания коэффициента кристалломорфности золота, особенно в центральных частях россыпи. При этом отчетливо видна тенденция его увеличения от истоков к устью лога (рис. 5 Б). Такая картина может быть связана с поступлением «свежего» рудного золота из предполагаемых рудоносных зон.

В цветовом отношении золото достаточно однородно – 93 % золотин имеют насыщенный желтый цвет. Составы золота определены в трех пробах из центральной части россыпи, где наблюдалось его максимальное разнообразие по основным параметрам. Преобладает среднепробное золото без микропримесей (вес. %): Au 82,7-88,6 и Ag 10,3-16,5; присутствует также высокопробное и весьма высокопробное золото (Au от 90,4 до 99,1 вес. %). В одном зерне высокопробного золота определены включения фазы Ag-Pd-Au (Au-70,6; Ag-10; Pd-18,2; Ir-1; Zn-0,9 вес. %), еще в одном – примесь ртути (в среднем 2,1 вес. %) при слабо повышенной меди. В виде редких знаков встречается электрум (Au 62-64 вес. %), в том числе, рудного облика. Его источником могут быть зоны катаклаза и низкотемпературного метасоматоза в серпентинитах, аналогично обнаруженному южнее проявлению кюстелитовой минерализации [4].

Для платины характерны, главным образом, уплощенные формы зерен («лепешки»), при этом в них обычно наблюдаются кристаллографические очертания – частично сглаженные ребра и грани кристаллов (рис. 5 А). Достаточно высок процент кристалломорфных зерен, особенно это касается платины из немагнитной и 2-ой электромагнитной фракций (осмириды). Большая часть платины представлена в 1-ой электромагнитной фракции (изоферроплатина). Как правило, она имеет гладкую блестящую поверхность, нередки тонкие (микронные) пленочки золота. В некоторых зернах видны следы тонких структур распада (?) и/или включения других платиноидов, что подтверждается и микрозондовыми исследованиями. Всего проанализирована платина из четырех проб в центральной части россыпи. Для изоферроплатины со Степанова Лога, как и в целом по площади [1], характерно относительно низкое содержание железа – от 7,2 до 8,6 вес. %, постоянное присутствие палладия (0,4-2,8 вес. %), родия (0,4-1,3 вес. %), меди (0,7-1,7 вес. %). Обычная примесь иридия (до 4,5 вес. %) связана с тонкими врастаниями самостоятельных фаз, а в одном из зерен наблюдались многочисленные микровключения самородного осмия. Сложные составы характерны также и для исследованных зерен осмиридов, которые фактически представляют собой твердые растворы Pt-Os-Ir-(±Ru, Rh,Cu). Нередки микровключения изоферроплатины и иридистой изоферроплатины.

Разнообразие составов, как золота, так и платины свидетельствует об участии разных генетических типов коренных источников обоих металлов в образовании ложковой россыпи ручья Степанов Лог. Большая часть продуктивной минерализации поступала в россыпь из промежуточных коллекторов, которыми являлись прибрежно-морские и озерно-аллювиальные отложения, а также кор выветривания мелового и палеогенового возраста. Сравнительно высокая окатанность золота и платиноидов в россыпи, по нашему мнению, свидетельствует больше о неоднократном переотложении ценных минералов при россыпеообразовании, нежели о значительной удаленности от коренных источников.

Литература

1. Азовскова О.Б., Александров В.В., Некрасова А.А. и др. Первые находки карбидов хрома в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома (Северо-Красноуральская площадь), связь с золото-платиноидной минерализацией. // Чтения памяти акад. П.Н. Червинского. Вып. 12. Пермь, 2009. С. 30-38.

3. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала // Екатеринбург, 2001. 199 с.

4. *Некрасова А.А.* Аu-Ag минерализация Северо-Красноуральской площади // Уральская горная школа – регионам. Екатеринбург, 2009. С. 15-17.

5. Николаева Л.А., Гаврилов А.М. и др. Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для ГРР // Москва, ЦНИГРИ, 2003. 70 с.

6. Петровская Н.В. Самородное золото // М.: Наука, 1973. 347 с.

7. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала // М.: Недра, 1969. 296 с.

РУДООБРАЗУЮЩИЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС

Нечкин Г.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, nechk@igg.uran.ru

Академик А.Н. Заварицкий [1] в своё время обращал внимание на существование меланобазальтов, содержащих до 40-50 % магнетита, плагиобазальтов с основной массой, обогащенной магнетитом и гематитом. По своей сути это петрогенные образования, но приближенные к рудам. Магматический петрогенезис и магматогенное рудообразование сопряженные процессы. Самый яркий пример – возникновение магматической породы, способной предстать как руда. В приложении к железным рудам природа геологической общности, объединяемой избыточностью магнетита: горизонты магнетитовых руд в габбро, магнетитовые габбро (в ассоциации с магнетитовыми гранитами, магнетитовыми сиенитами), скарново-магнетитовые тела становится петрологической проблемой, т. к. речь идет о накоплении одного из главных петрогенных элементов. Примером такой общности выступает Кушвинско-Высокогорский магматический комплекс [2,3]. Этот комплекс включает Гороблагодатское, Волковское и Высокогорское рудные поля, переходящие друг в друга с севера на юг, на протяжении 50 км. Рудные поля с месторождениями разного генезиса представляют собой разноглубинные срезы рудно-магматической системы (РМС). На её корневую область приходятся Волковские габбровые руды. В проблемном понимании рудогенерирующая часть системы описывается через поведение системообразующих минеральных ассоциаций (апатит-оксид, оксид-сульфид) и входящих в них химических элементов, включая примесные. Предполагается, что рудогенерирующая подсистема была вложена в базальтоидную магматическую колонну и функционировала на базе восходящих трансмагматических флюидопотоков.

Рудообразующий процесс, основой которого в РМС является железонакопление, относительно магматического процесса с его базит-сиенитовым расщеплением, обладал определенной динамической самостоятельностью. Трансмагматические флюиды были способны напрямую обогатить железом и другими элементами магматический расплав в интрузивной камере. обусловив: 1) досиликатное предликвидусное (опережающее кристаллизацию силикатов) структурирование расплава, обеспечивая выпадение и сегрегацию ранних оксидов и апатита; 2) синликвидусное очищение кристаллизующегося расплава от избыточных компонентов, в том числе интрателлурических, создавая внутримагматическую и околомагматическую метазональности; 3) постсолидусное сбрасывание рудогенных компонентов сквозь автокомпрессионные флюидоразрывы и раздвиги силикатной массы. В последнем случае осуществлялся переход сквозьмагматических флюидов в постмагматические, при устойчивых интрателлурических корнях, и формировалось внутриинтрузивное сульфидное и околоинтрузивное сульфидно-оксидное большеобъёмное оруденение. В постсолидусную стадию, в условиях остаточной термодинамической стабильности происходила кристаллохимическая эволюция предликвидусных сегрегаций (экссолюционное разделение оксидных смесей на ильменит, плеонаст, магнетит) и формирование новых геохимических полей, которые, вероятно, не все отражаются в смене минеральных ассоциаций.

Рудогенерирующая подсистема состоит из следующих четырёх структурно-динамических элементов (зон), переходящих друг в друга, в нижнем полупространстве – по вертикали, в верхнем – тангенциально: 1) главной области извлечения (поступления) рудных компонентов термофлюидным потоком (источника); 2) области переноса (транспортной зоны и её ветвей); 3) области рудоотложения (рассредоточенных рабочих зон); 4) области выноса и рассеяния привне-



Рис. 1. Текстуры магнетитовых руд:

а – рудное габбро. Групповые скопления сближенных зерен апатита и магнетита в сопровождении плагиоклаза и оливина, занимают пойкилитовые позиции в зерне клинопироксена. Типичная кумулятивная взвесь досиликатных выделений апатита и магнетита. b – массивная, обогащенная апатитом сплошная железная руда. Апатит составляет узловато-цепочечный каркас зависающих несросшихся зерен, заполненный уплотненным магнетитовым агрегатом. с – магнетитовая руда, наследующая в текстуре скрытое слоевое расположение разноразмерных зерен апатита и узловых скоплений этих зерен. Магнетитовая цементация узлов дополняется пойкилитовой кристаллизацией внутри них оливина. d – безапатитовая богатая магнетитовая руда массивная, но разнозернистая. Округлые, кавернозные по форме зерна магнетита, подвергавшиеся резорбции. В период сегрегации они были частично защищены плагиоклазовыми оболочками, кое-где сохранившимися при скреплении агрегата охватывающим клинопироксеном.

сенных, но невостребованных компонентов,, и избыточных продуктов реакций рудоотложения (диссипативной зоны). Система самоорганизующаяся – оруденение (месторождения) создавались неявно – постепенным скапливанием рудного вещества. Главная суть её – транспортная (привнос) и диссипативная (рассеяние) зоны. Рабочая зона, замыкаясь на транспортную, принципиально создается (или не создается) на базе диссипативной (как её часть), благодаря геохимическим барьерам и структурным ловушкам. По мере развития подсистемы зоны могут трансформироваться друг в друга. Эта понятийно-предметная база универсальна. Она раскрывает рудообразующий процесс как имеющий начальные и конечные формы и способный проявляться как в макро, так и в микрообъёмах. Выделение диссипативных зон особенно важно не только для понимания конечных форм проявления рудообразующего процесса (или поискового ореола), но и как возможного вместилища больших объёмов рассеянных полезных компонентов, например, не осевших в рабочих зонах благородных металлов (подобие невадийского типа металлизации). Избранный подход к расшифровке истории рудообразования на петрогенетической основе позволяет значительно полнее представить механизм и масштабы этого процесса, роль в нем подвижной среды и роль фиксированного субстрата, в котором эта среда мигрирует.

Инициальные железные руды – это магматические породы габбрового стержня системы, но переполненные не породообразующими минералами. Рудный процесс начинался в условиях повышенных трансмагматическими флюидами температур, с интрамагматической кристаллизации апатита и титаномагнетита (далее магнетита) на базе докристаллизационных неоднородностей базитового расплава, созданных привносом железа, титана, фосфора, и продолжался при кристаллизационном его фракционировании, осложненном конвекцией. Хотя волковские субпластовые такситовые габбровые руды не обладают внешними признаками принадлежности к расслоенному комплексу, микроскопически в них явно устанавливаются следы разных стадий кумулятивного процесса. Существуют переходы от рудных габбро (рис. 1, а), к богатым, локально сплошным рудам. Диагностика следов проявления кумулятивного процесса возможна по обстоятельным описаниям расслоенного комплекса Скергаардского интрузива и ряда других, в том числе, Бушвельда с его многокилометровыми магнетитовыми горизонтами [4]. Волковские сплошные руды состоят из переменного количества идиоморфных зерен апатита, сцементированных магнетитом (рис. 1, b). Апатит своим расположением имитирует предмагнетитовый сотовидный каркас, зависавший в расплаве на пути осаждения магнетита, этот расплав вытеснявшего. В отдельных случаях по разноразмерным апатит-магнетитовым агрегатам, сцементированным силикатами, усматриваются фрагменты рудных слоев (рис. 1, с), которые могли быть расчленены при термоусадке и доконсолидационном перемещении массива. Безапатитовые железные руды не сплошные (рис. 1, d). Они представляют собой струйчатые скопления округлых и корродированных зерен магнетита (фрагментов сростков и отдельных кристаллов), не идентичных по составу примесей, включенных в соприкасающиеся зерна клинопироксена. Находящиеся в пироксене магнетиты часто покрыты оболочкой из основного плагиоклаза. Такие «насыпные» формы могут свидетельствовать о разрушении расплавом ранних кумулатов, их конвекционном перемещении и переотложении.

Исследования проведены по Программе № 2 фундаментальных исследований ОНЗ РАН на 2009-2011 гг. «Металлогенические эпохи и провинции фанерозойских складчатых поясов: закономерности размещения различных типов минеральных месторождений в конвергентных и дивергентных геодинамических обстановках», финансируемой УрО РАН.

Литература

1. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1956. 479 с.

2. *Нечкин* Г.С. Морфогенетические особенности скарново-магнетитового оруденения в Кушвинско-Высокогорской рудно-магматической системе // XI Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 65-72.

3. *Нечкин Г.С.* Кушвинско-Высокогорская рудно-магматическая система и её отношение к Платиноносному поясу Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 382-386.

4. Уэйджер Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ІСР МАСС-СПЕКТРОСКОПИИ СТРОМАТОЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НИЖНЕГО РИФЕЯ БАКАЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Расулов А.Т., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Rasulov@igg.uran.ru

Цель работы заключалась в пополнении базы данных, касающихся отношения распределения химических элементов в осадочных породах к условиям их накопления. Объектом исследований явились строматолиты и вмещающие их глинистые сланцы малобакальской подсвиты, вскрытой в нижних уступах юго-западного угла эксплуатационного карьера «Центральный» в Бакальском рудном поле.

Строматолиты здесь представлены в виде столбиков, которые, сгущаясь, образуют колонии, ясно обособленные среди глинистых пород. Минимальный размер отдельных столбиков в диаметре составляет 10-15 см, высота их, по всей вероятности, превышает 1 м. Комплекс физических методов анализа (термического, рентгенофазового и ИК спектроскопического) показывает, что исследованные образцы строматолитов сложены доломитом. Вмещающие их породы представлены серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами.

Образцы строматолитов были подвергнуты точечной ICP масс спектроскопии по траверсу край-центр-край. Подготовка проб к анализу проводилась по следующей методике. Навески препаратов в тефлоновых (PTFE) бюксах, после обработки 0,5 мл HCl* (5M) и окончания газовыделения, выпаривали до влажных солей при 160 °C. Содержимое бюксов обрабатывали 0,5 мл HCl* (10 M) для удаления карбонатной составляющей. Для растворения органических остатков переводили содержимое бюксов в нитраты последовательной обработкой 0,5 мл HNO₃* (14 M) и пропариванием смесью HNO₃*+H₂O₂ (о.с.ч.) при температуре 160 °C в течение 2 часов с последующей отгонкой реакционной смеси и упариванием содержимого бюксов до влажных солей. Для удаления силикатной составляющей в пробы добавляли смесь 0,5 HF* (35 %)+0,5 HNO₃* (14 M). Содержимое бюксов выдерживалось при температуре 130 °C, затем продукты разложения удаляли выпариванием при 160 °C до сухих солей. Для перевода в нитраты и удаления фторидов проводилась двойная обработка 0,5 мл HNO₃* (14 M) с последующей отгонкой до сухих солей и переведение в полипропиленовые контейнеры V = 50 мл с 1 мл HNO₃* (14 M) для ICP-MS анализа.

Все используемые кислоты о.с.ч. квалификации были дополнительно очищены методом недокипящей дистилляции: азотная и плавиковая – в установке Berghoff (тефлон), соляная – в кварцевом перегонном аппарате. Используемая в процессе анализа вода прошла очистку в системе Millipore.

Судя по результатам исследований, строматолиты имеют близкие между собой ICP массспектры, чего нельзя сказать о вмещающих их глинистых сланцах (рис. 1, 2), которые по распределению целого ряда химических элементов заметно отличаются как друг от друга, так от строматолитов. Строматолиты в большинстве случаев существенно обеднены относительно вмещающих их сланцев Ba, Pb, Cs, Li и тяжелыми редкоземельными элементами. Бросается в глаза высокое содержание в строматолитах церия, а также колебание значения в них отношений La/Yb (табл. 1). Нестабильны величины отношений La/Sc, Th/Sc, La/Yb, La/Th, и LREE/ HREE в глинистых сланцах, в которых, кроме того, очень слабо выражен или практически отсутствует Eu – минимум. Все это противоречит высказанному ранее C.P. Тейлором и C.M. Мак-Леннаном [2] мнению о сходстве ICP масс спектров карбонатных и обломочных пород осадочного происхождения.

Наблюдаемые различия в ICP масс-спектрах рассматриваемых образований может быть обусловлено особенностями их генезиса. Будучи телами хемогенной (биохемогенной) природы, строматолиты образовались с участием химических компонентов, растворенных в воде. Элементы, имеющие в них низкое содержание, относятся преимущественно к группе трудно растворимых в природных водах. Они поступают в бассейн седиментации в обломочной форме и переходят в состав алюмосиликокластики в тех же концентрациях, в каких были в источниках сноса. Это допущение лежит в основе представлений о том, что значения La/Sc, Th/S, LREE/ HREE и Eu/Eu* в тонкозернистых породах отражают таковые в составе коры питающих их провинций, что эти отношения были стабильными в глинистых породах в течение протерозоя и фанерозоя [2]. Вторая мысль опровергается на материале изучения позднедокембрийских глинистых пород [1], в которых величины упомянутых отношений изменчивы по разрезу, устойчивы в коротком интервале времени, ограниченном объемами отдельных свит или подсвит. Довольно таки стабильные и не совпадающие с полученными нами (табл. 1) отношения La/Sc (2,59±0,26), Th/Sc (0,79±0,05) и LREE/HREE (11,86±0,99) приводятся, в частности, для тонкозернистых пород малобакальской свиты.

Пока трудно судить о причинах обнаруженного расхождения, но оно заставляет использовать данные по ICP масс-спектрам осадочных пород с большой осторожностью. Не исключена возможность, что величины отношений La/Sc, Th/Sc, LREE/HREE и Eu/Eu* в тонкозернистых

Таблица 1

Вариации значений La/Sc, Th/Sc, La/Yb, La/Th, Th/U и LREE/HREE в строматолитах и вмещающих их глинистых сланцах

Параметры спектров			Глинистые сланцы						
	№№ образцов								
		1		2					
			3	4					
	край	центр	край	край	центр				
La/Sc	1,70	1,86	0,99	0,71	1,42	0,27	1,12		
Th/Sc	0,79	0,47	0,66	0,35	0,43	0,72	1,74		
La/Yb	9,45	11,47	5,52	5,41	12,98	2,27	3,31		
La/Th	2,13	3,92	1,50	2,32	3,36	0,38	1,12		
LREE/HREE	8,88	9,92	5,18	5,38	10,32	2,67	2,85		



Рис. 1. ІСР масс-спектры строматолитов.

Рис. 2. ІСР масс-спектры вмещающих строматолиты сланцев.

породах контролируют не только состав питающих провинций, но и другие факторы. В противном случае из результатов работы [1] неизбежен вывод о связи чередования в разрезе докембрия литолого-стратиграфических единиц со сменой состава областей сноса слагающего их терригенного материала, что вряд ли будет корректным, ибо седиментогенез общепризнан как процесс многофакторный [3].

Литература

1. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л. и др. Долговременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего

докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. Т. 14. № 2. С. 26-51.

2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

3. *Холодов В.Н.* Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии. Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М.:Маик/Интерпериодика, 2001. С. 54-92.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРО-МЕДНО-ЦИНКОВЫХ РУД ЗАПАДНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Сафина Н.П.*, Масленников В.В.*, Глушков А.Н.**, Масленникова С.П.*, Котляров В.А.*

*Институт минералогии УрО РАН, safina@ilmeny.ac.ru **ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»

Рудопроявление Западное расположено в Северо-Сосьвинском рудном районе Северного Урала в среднем течении левого безымянного притока р. Охтлям. Руды залегают в толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород: полосчатых амфиболитизированных роговиков с реликтами обломочных структур. На геологической карте толща роговиков условно отнесена к O₃-S₁ по аналогии с рудовмещающими толщами колчеданных месторождений Северного и Среднего Урала [2].

Рудопроявление прослежено бурением на 100 м по простиранию и 100 м по падению при средней мощности 30 м. При бурении скв. 85-Б в юго-восточной части рудопроявления было обнаружено рудное тело «Новое» с массивными и вкрапленными разностями пирит-халькопиритпирротинового состава [3]. Нами изучены сульфидные руды из керна 5 скважин: 34, 50, 51, 57, 85.

Микроскопические исследования сульфидных руд проводились с использованием микроскопа Olympus BX51. Элементы-примеси в рудных минералах определялись масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой с лазерным микропробоотборником (ЛА-ИСП-МС) и рентгеноспектральным анализом на электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой РЭММА-202 М.

По вещественному составу выделены: халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые и сфалерит-халькопирит-пирротин-пиритовые руды и сфалерит-пирротин-пирит-халькопиритовые руды.

Халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые руды (Скв. 57, 85, 34) по порфировидной текстуре (порфиробласты пирита в пирротине) напоминают халькопирит-пирит-пирротиновые руды Сибайского и Узельгинского колчеданных и Сарбайского скарнового месторождений. Некоторые метакристаллы пирита брекчированы прожилками халькопирита или нерудного минерала. Пирротин содержит идиоморфные обособления нерудных минералов, представленных рутилом, ильменитом и титаномагнетитом с включениями перовскита и сфена. Пирротин метасоматически развивался по нерудной матрице. Пирит, образованный за счет пирротина, представлен мелкозернистыми, графическими, иногда пористыми разновидностями, имеющими сложные временные взаимоотношения с крупными эвгедральными и субгедральными кристаллами пирита. Реже встречаются более поздние выделения колломорфно-зональных марказит-пиритовых агрегатов, которые замещаются гематитом. Сфалерит содержит обильную микроскопическую вкрапленность халькопирита и пирротина. Некоторые текстуры и структуры напоминают руды Ишкининского месторождения (метасоматический пирротин, сегрегации пористого метасоматического пирита, включения шпинелидов).

Сфалерит-халькопирит-пирротин-пиритовые руды (Скв. 51). На фоне пластинчатой пирротиновой массы, помимо метакристаллов пирита, отмечается присутствие пирита, имеющего графическую структуру. Халькопирит встречается в виде прожилков или ксеноморфных зерен. Нередко, в халькопиритовой массе отмечаются изометричные или сглаженно-угловатые обособления нерудного материала (до 3 мм), представленные преимущественно эпидотом в срас-

тании с ганитом, хлоритом и плагиоклазом. Реже встречаются обособления амфиболов (Mg-гастингсит, куммингтонит), граната, циркона, кварца и пластинки биотита. Их расположение в сульфидной массе, в целом, равномерное. Особенностью данного типа руд является присутствие молибденита в виде расщепленных, изогнутых пластинчатых выделений в нерудном базисе или в ассоциации с поздним халькопиритом.

Сфалерит-пирротин-пирит-халькопиритовые прожилковидная зона (Скв. 50). Значительную часть прожилка составляют метакристаллы пирита с радиально-секториальным строением. В пирротиновой массе присутствуют сдвойникованные зерна сфалерита. Кроме того, отмечаются разнообразные нерудные включения: округлые, изометричные, вытянутые и пластинчатые, которые представлены эпидотом, плагиоклазом или биотитом. Иногда изометричные нерудные включения замещаются халькопиритом, реже пиритом.

Таким образом, в изученных рудах Западного рудопроявления отсутствуют первичные гидротермально-осадочные (колломорфные), сингенетические грубозональные и диагенетические фрамбоидальные разновидности пирита, характерные для неметаморфизованных колчеданных месторождений. Наиболее распространены крупные метакристаллы пирита, имеющие гладкую поверхность, и метакристаллы с радиально-секториальным строением, сходным с таковым в конкрециях. Другие имеют тонкую осциляторную зональность, характерную для метасоматических разновидностей [1]. Часть метакристаллов брекчирована. Обломки цементируются халькопиритом. В изученных метакристаллах пирита отсутствуют включения халькопирита, сфалерита и галенита, что характерно для пирита преобразованных колчеданных месторождений сульфидно-пирротиновой ассоциации (например, для Маукского). Пористые метакристаллы содержат многочисленные нерудные включения, с которыми пирит иногда образует графические структуры. Такие структуры, имеющие метасоматическое происхождение, не характерны для донных гидротермальных руд колчеданных месторождений. Зернистый пирит замещается марказитом, который, в виде наростов развивается на кристаллах пирита. После него образовались колломорфно-зональные выделения пирита, прорастающие с марказитом. Псевдоколломорные пиритмарказитовые агрегаты – типичные представители поздних дисульфидов железа, образовавшихся по пирротиновым рудам колчеданных (Маукское, Тарньерское) и золоторудных (Сухой Лог) месторождений. Время его образования, скорее всего, связано со стадией глубинного гипергенеза пирротиновых руд. Особенностью руд Западного проявления также является присутствие сфалерита, не характерного для халькопирит-пирротиновых руд колчеданных месторождений. Интересной для сопоставления является находка молибденита, встреченного нами в аналогичной степени метаморфизованных халькопирит-пирит-пирротиновых рудах Маукского месторождения. Однако, для других пирротинсодержащих руд колчеданных месторождений молибденит не характерен. Присутствие граната свидетельствует об участии скарнирования в процессах сульфидизации силикатных пород Западного рудопроявления.

Каждый сульфидный минерал в изучаемых образцах имеет свои геохимические особенности, позволяющие судить об особенностях изучаемых руд. Для сравнения были привлечены результаты ЛА-ИСП-МС анализов имеющихся сульфидов по пирротинсодержащим рудам колчеданных, скарновых, золото-медно-скарновых и золото-черносланцевых месторождений.

В *пирротине* Западного рудопроявления содержания Со и Ni на порядок ниже по сравнению с этими элементами в пирротинах колчеданных, скарновых и золото-черносланцевых месторождений. По низким содержаниям Se (до 7,19 г/т) пирротин Западного рудопроявления близок к скарновым пирротинам Сарбайского месторождения, а также сопоставим с метаморфическими пирротинами золото-черносланцевых месторождений. На медно-цинково-колчеданных месторождениях гидротермально-метасоматический пирротин, образовавшийся по гидротермально-осадочным сульфидам, обычно обогащен Se (например, Узельгинское и Сибайское; 68,03 и 304,36 г/т, соответственно). Яркой особенностью пирротина Западного рудопроявления является аномальное содержание Ag (17,65 г/т). Близкий порядок содержаний Ag имеют пирротины некоторых колчеданных месторождений. В отличие от пирротинов Ишкининского и Дергамышского месторождений, пирротин Западного рудопроявления характеризуется низкими содержаниями Cr (0.52 г/т). Это связано с различиями в составе микровключений шпинели: на Ишкининском и Дергамышском месторождениях они Fe-Cr, на Западном рудопроявлении – Fe-Ti и Zn (ганит).

По типохимизму установленные разновидности пирита могут быть подразделены на две группы. В первую группу входят мелкозернистые, графические, колломорфно-зональные и пористые разновидности пирита, характеризующиеся повышенными содержаниями Mn (от 11,77 до 29,06 г/т) и Ni (от 25,3 до 163,5 г/т). В целом, эта группа отличается повышенными содержаниями Ag (от 95,8 до 244 г/т), иногда Cu (до 2,1 мас. %) и Zn (до 4,8 мас. %). В тех образцах, где возрастает количество Cu и Zn за счет примеси сфалерита и халькопирита, выше содержания Ад. В одном из образцов мелкозернистого пирита, насыщенного халькопиритом, отмечалось включение теллуридов Аu и Аg. Однако, в целом, содержания Au в пирите низкие (0,1 г/т). По повышенным содержаниям Mn, Ni и Ag эта группа разновидностей пирита близка колломорфному и грубозональному пириту колчеданных месторождений Урала. Однако, в последних гораздо выше содержания и других элементов, например, Tl, As, Au и Te. Во второй группе «гладкие» метакристаллы и прожилки пирита обычно не содержат включений нерудных и рудных минералов и для них характерны низкие содержания Ag (от 0,9 до 3,3 г/т), Mn (от 0,1 до 17,13 г/т), Co (от 0,002 до 2,39 г/т) и Ni (от 0,9 до 30,4 г/т). Аналогичные по содержанию Со разновидности пирита широко представлены в пирротиновых рудах Сибайского колчеданного месторождения и Сарбайского скарнового месторождения.

Наиболее выраженной особенностью халькопирита из руд Западного проявления, так же, как и Сарбайского железорудного месторождения, являются промышленные средние содержания Ад, достигающие 307 г/т. Как в том, так и в другом случае, появление Ад связано с микропримесью галенита, на что указывает корреляция с Рb. На Западном рудопроявлении, возможно, часть Ад связана с теллуридами золота. В отличие от Сарбайского месторождения, в халькопирите Западного рудопроявления высоки содержания Ац (до 3,3 г/т). Халькопирит Варваринского золото-медно-скарнового месторождения отличается низкими содержаниями Au и Ag, хотя валовые корреляции Си с этими металлами отчетливые, поскольку основная часть Аи поступала в период наложения халькопирита на тонкодисперсный пирит – фациальный аналог пирротина Западного рудопроявления. Распределение Аи и Ад в халькопирите Западного рудопроявления гораздо более равномерное, чем это обычно наблюдается для этих элементов в халькопирите колчеданных месторождений. Халькопирит типичных колчеданных месторождений, особенно его высокотемпературные разновидности в «черных курильщиках», не содержит Ag и Au, либо содержит крупные включения теллуридов и самородного золота (например, Яман-Касы). Наложенный халькопирит колчеданных месторождений, как правило, обеднен Аu, за исключением галенит-содержащих разновидностей, образовавшихся при замещении колломорфного пирита. Аномальные содержания Нg (до 33.62 г/т), на порядок превышающие содержания в сульфидах месторождений других изученных типов, являются яркой особенностью халькопирита Западного рудопроявления. Халькопирит Западного рудопроявления, так же, как и халькопирит многих скарновых месторождений, характеризуется низкими содержаниями Se (до 14,0 г/т), что не свойственно халькопириту пирротиновой ассоциации колчеданных месторождений.

Сфалерит Западного рудопроявления, как и халькопирит, выделяется повышенными содержаниями Ag (до 99,31 г/т), что является характерной чертой колчеданных месторождений типа куроко. Однако, он, в отличие от сфалерита колчеданных месторождений типа куроко, имеет высокие содержания Fe (до 41,9 мас. %), что соответствует пирротиновой ассоциации медно-колчеданных месторождений и несвойственной сфалериту колчеданно-полиметаллических месторождений типа куроко. В целом, сфалериты колчеданных и других типов месторождений, так же как, и изученные сфалериты, характеризуются высокими содержаниями Hg. Содержание Hg в сфалерите Западного рудопроявления достигает 180,3 г/т.

По предварительным результатам минералого-геохимических исследований Западное рудопроявление ближе всего к серебро-халькопирит-пирротиновым рудам Сарбайского скарнового месторождения и к золото-халькопирит-пиритовым скарновым рудам Варваринского месторождения, и, хотя и не является их точным аналогом, может быть промежуточным членом единого генетического ряда семейства золото-серебро-сульфидных скарновых месторождений.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-526.2009.5 Авторы благогдарны Р. Ларжу и Л. Данюшевскому за методическую помощь в выполнении ЛА-ИСП-МС анализов.

Литература

1. Иванов С.Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала // Зап. ВМО, 1950. № 2. С. 113-126.

2. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

3. Петров Г.В., Глушков А.Н., Зубков А.И. и др. Предварительные результаты прогнозно-поисковых работ на медь в пределах Западной площади // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. (Одиннадцатая научнопрактическая конференция). Т. 1. Ханты-Мансийск, 2008. С. 427-434.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Сорока Е.И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, soroka@igg.uran.ru

Высокоглиноземистые породы с минеральными ассоциациями пирофиллит-серицит-хлориткаолинит, серицит-пирофиллит-диаспор-каолинит (алунит), серицит-хлорит-хлоритоид и др. встречаются на колчеданных месторождениях Урала [6]. Пирофиллит – один из наиболее распространенных минералов глинозема в минеральных ассоциациях колчеданных месторождений. На Гайском месторождении (Южный Урал) количество пирофиллита в глиноземистых породах составляет от нескольких до 60 % объема.

Рудовмещающие отложения на Гайском медно-колчеданном месторождении относятся к риолит-базальтовой формации эйфельского возраста. Высокоглиноземистые породы приурочены к северной части месторождения, представленной серно-колчеданными рудами [13]. Встречаются кварц-пирофиллитовые, серицит-пирофиллитовые и пирофиллит-диаспоровые разности. По данным [13], кварц-пирофиллитовые разности содержат чешуйки пирофиллита размером 0,01-0,02 мм, а также обособления табличатой формы, которые предположительно являются реликтами вкрапленников плагиоклаза, замещенные мелкочешуйчатым пирофиллитом. Серицит-пирофиллитовые разности пород часто секутся прожилками пирофиллита мощностью от первых миллиметров до 5-7 см.

В диаспорсодержащих породах Гайского месторождения, диаспор выделяется в виде призматических зерен (размер 0,02-0,1 мм) и агрегатов скрытокристаллического диаспора. Он замещается агрегатами пирофиллита и серицита. В массивных разностях выделения скрытокристаллического и тонкозернистого диаспора имеют сложную форму в пирофиллитовой матрице. Диаспоровые сланцеватые разности обычно содержат участки и будины массивных серицитовых и пирофиллитовых кварцитов. На контакте диаспора и пирофиллитового матрикса часто отмечаются скопления рутила [13]. Содержание Al₂O₃ в таких породах может достигать 45 % (табл. 1). Подобные породы предполагается использовать как сырье по производству керамической плитки [6].

На Гайском месторождении также встречается пирофиллит, представленный агрегатами серебристо-белого цвета в виде присыпки на плоскостях подвижек по тектоническим трещинам, в виде тонких пленок, в открытых трещинах, мелких пустотах выщелачивания. По мнению [13], он является более поздним продуктом переотложения в условиях выветривания.

Каолинит в породах Гайского месторождения встречается в ассоциации пирофиллит-серицит-кварц в тектоническом блоке зоны обрушения над серно-колчеданной залежью. Породы сильно лимонитизированы. В породах зоны присутствуют также гипс и ярозит.

Высокоглиноземистые минеральные ассоциации с диаспором известны на колчеданном месторождении Куль-Юрт-Тау (Баймакский рудный р-н, Башкирия) [6, 10]. Рудовмещающие породы представлены вулканитами дацитового, риолитового и андезито-базальтового состава бай-

Таблица 1

N⁰	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	77,42	59,27	41,18	81,73	81,50	42,53	37,70	68,44
TiO ₂	0,54	1,09	1,83	0,23	0,21	1,08	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	17,25	31,11	45,29	12,26	10,81	47,11	28,33	15,00
Fe ₂ O ₃				0,26		0,10	2,07	4,96
FeO	0,56	0,13	0,58	0,57	1,09	0,14	0,12	0,40
MnO	-	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	<0,10	<0,10
MgO	0,05	0,05	0,05	0,52	1,04	0,10	0,12	0,56
CaO	0,13	0,14	0,15	0,05	0,18	0,10	0,35	0,37
K ₂ O	0,23	2,22	0,45	0,52	2,61	0,31	4,06	2,20
Na ₂ O	0,10	0,42	0,17	0,18	0,52	0,21	0,19	0,33
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,15	0,06	0,02	0,04	0,17	0,10
сумма				100,08	99,88	100,70	92,45	100,08
H ₂ O							0,36	0,72
CO ₂							<0,10	<0,10
П.П.П.	3,44	5,28	8,40	2,51	1,75	8,03	17,37	6,48

Химический состав глиноземистых пород колчеданных месторождений Урала

Примечание. 1-3 – глиноземистые породы Гайского медноколчеданного месторождения, Южный Урал, по [13]: 1 – кварц-пирофиллитовая порода, 2 – серицит-пирофиллитовая порода, 3 – диаспор-пирофиллитовая порода; 4-6 – глиноземистые месторождения Куль-Юрт-Тау, Южный Урал, по [10]: 4 – кварц-пирофиллитовые сланцы, линия 2013, 5 – пирофиллитовые кварциты, линия 2014, 6 – диаспор-пирофиллитовая порода, линия 2064; 7 (обр. 19/05) – кварц-алунит-серицит-каолинитовая порода и 8 (обр.18/05) – кварц-слюда-алунит-хлорит-каолинитовая порода, Сафьяновское медноколчеданное месторождение, Средний Урал. Анализы выполнены в Институте Минералогии УрО РАН, г. Миасс.

мак-бурибайского комплекса эйфельского возраста. Породы сильно дислоцированы, т. к. находятся в зоне влияния крупного Западно-Ирендыкского разлома субмеридионального простирания. В кровле серно-колчеданного тела развиты пирофиллитовые сланцы с будинами пирофиллит-кварцевых с диаспором пород.

Пирофиллит-кварцевые сланцы Куль-Юрт-Тау обычно сложены кварцем, пирофиллитом, диаспором, серицитом, иллитом, плагиоклазом, каолинитом. Акцессорные и рудные минералы: рутил, апатит, молибденит, пирит. Размер зерен и чешуек пирофиллита от 0,01 до 0,5 мм. Пирофиллитовые кварциты белого и светло-серого цвета имеют очковую и брекчиевою текстуры. Количество пирофиллита в них 11-14 %. Кварциты разбиты на линзообразные блоки, которые разделяются плитчатыми и рассланцованными пирофиллитовыми породами светло-серого и светло-желтого цвета. Размер зерен <0,01 мм. В них содержатся также иллит, диаспор, хлорит [10].

Диаспорсодержащие породы образуют гнезда и линзы мощностью 0,5-2 м среди пирофиллит-кварцевых сланцев. Породы серого цвета сложены микропластинчато-чешуйчатым агрегатом. В них присутствуют пирофиллит, диаспор и, в незначительных количествах, серицит и каолинит. Содержание Al₂O₂ в таких породах может достигать 47 % (см. табл. 1).

Нужно отметить, что на колчеданных месторождениях Гайском и Куль-Юрт-Тау в некоторых разностях пород с диаспором рентгенофазовым методом было установлено присутствие бёмита (оператор Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО РАН). Таким образом, можно говорить о наиболее ранней ассоциации бемит-диаспор-пирофиллит [11].

В высокоглиноземистых породах колчеданных месторождений Южного Урала содержания железа низкие (см. табл. 1), ассоциация пирофиллит-диаспор-хлоритоид не характерна для них, хотя на некоторых месторождениях хлоритоид встречается в породах и рудах. На Гайском месторождении хлоритоид находится в серицит-хлоритовых сланцах тектонической зоны. Он слагает серию тонких прожилков согласно с мелкими крутопадающими тектоническими трещинами [2]. На Зюзельском колчеданном месторождении (Южный Урал) хлоритоид встречается непосредственно в рудном теле, где выполняет промежутки между зернами пирита или образует тонкие прожилки. В ассоциации с хлоритоидом здесь находятся кварц, хлорит, пирит, халькопи-

рит, марказит, мельниковит, рутил и серицит. Предполагается, что хлорит и хлоритоид являются сингенетичными [3]. В хлоритоиде из Зюзельского месторождения отмечается значительное количество щелочей (по данным [3], Na₂O – 1,34 мас. %).

На Сафьяновском медноколчеданном месторождении (Средний Урал) хлоритоид был установлен по рентгенофазовому анализу (оператор Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО РАН) в приконтактовой зоне рудных тел, представленных медным колчеданом, в крайне незначительных количествах. В осветленных породах приконтактовой зоны развита минеральная ассоциация кварц-алунит-каолинит-серицит (пирофиллит)-хлорит с содержанием глинозема 15-18 мас. % (см. табл. 1). В них наблюдаются почти белые прожилки, состоящие из алунита, серицита и каолинита с содержанием глинозема 28 мас. % (см. табл. 1). Алунит образует чешуйчатые и волокнистые агрегаты, слагает прожилки и межзерновое пространство и находится в тонких сростках с серицитом и каолинитом. Термовесовой анализ проб, проведенный на дериватографе «Q-1500D» (аналитик В.Г. Петрищева, ИГГ УрО РАН), подтвердил наличие каолинита, алунита, слюды, а также пирофиллита и диаспора [12].

Все изучаемые глиноземистые породы колчеданных месторождений изменены на уровне зеленосланцевой фации метаморфизма, кроме того, они носят следы гидротермальных изменений. Гематит и магнетит в них почти не встречаются, но повсеместно присутствуют сульфиды. Ассоциация кварц-серицит-пирофиллит (каолинит)-хлорит встречается практически повсеместно. Для гидротермально-измененных пород по результатам экспериментальных работ установлено [7], что пирофиллит в ассоциации с кварцем, мусковитом, плагиоклазом, хлоритом появлялся в тыловых зонах колонок в опытах с высокой кислотностью растворов при T = 400, 350 °C, Р = 1 кбар. Что касается диаспора, то, по данным [14], его образование при метаморфизме совместно с пирофиллитом и кианитом в глиноземистых породах возможно при T = 370 °C и P = 2,2 кбар. Можно предположить, что образование пирофиллита, диаспора, серицита и хлорита в изучаемых породах могло происходить в условиях снижения температуры от 400 до 250 °С и давления – от 2,2 до1-0,5 кбар. Присутствие воды способствовало образованию кварц-серицитовых пород с пирофиллитом при T~350-250 °C, P~0,5-1,5 кбар. Предполагаемые РТ-параметры в общих чертах отвечают условиям образования метасоматитов кварц-серицитовой формации [9]. Можно выделить следующие метасоматические фации в зависимости от кислотности флюида (pH~ 4,5 до 6-7): кварц-серицит-пирофиллитовую, кварц-пирофиллит-серицитовую и кварц-хлорит-серицитовую.

Алунит обычно описывается в зонах окисления колчеданных месторождений [1]. Глиноземистая ассоциация с алунитом на Сафьяновском месторождении развита на контакте с рудной зоной. Можно предположить ее близко-одновременное происхождение с рудными минералами [12]. Руды Сафьяновского месторождения относятся к халькопиритовой фации метаморфизма. Кроме того, на месторождении встречается энаргит, что позволило исследователям выделить здесь энаргитовую субфацию, температура образования которой 180-300 °C, при этом энаргит мог образоваться при участии газообразных соединений мышьяка в виде AsS (P паров серы: -logfS₂ = 10-12) [8]. Таким образом, образование глиноземистой ассоциации алунита, пирофиллита, каолинита, серицита одновременно с энаргитом возможно при невысоких температурах, но достаточно высокой активности кислорода (-logfO₂ = 38) в области значений pH от 2,8-5,2 [12].

Что касается образования хлоритоида, то он присутствует в глиноземистых породах колчеданных месторождений и как метаморфический минерал, и как гидротермальный [3]. Реакция образования метаморфического хлоритоида при гематит-магнетитовом буфере может протекать при T=320 °C и Р около 2 кбар [4]. Некоторые исследователи полагают, что одним из решающих условий образования хлоритоида гидротермальным путем является отношение Fe/Mg во флюиде [15], изменение которого может быть связано с эволюцией раствора и PT-условий. Нужно отметить, что в ассоциации с хлоритоидом почти всегда присутствует хлорит. Можно предположить, что величина отношения, при котором начинается образование хлоритоида, в процессе эволюции раствора регулируется образованием железисто-магнезиального хлорита, при этом рН раствора могла меняться от 4,5 до 6-7.

Обычно кварц-пирофиллитовые метасоматиты на колчеданных месторождениях Южного Урала рассматриваются как крайние члены ряда кислотного выщелачивания по кислым магма-

тическим породам, образованные в процессе гидротермальной поствулканической деятельности [6]. Но проведенные исследования с применением метода ЭПР показали [11], что в некоторых разностях высокоглиноземистых пород содержится захороненное рассеянное органическое вещество.

Таким образом, мы предполагаем, что на колчеданных месторождениях возможно присутствие различных по происхождению глиноземистых образований и связанных с ними минеральных ассоциаций. Скорее всего, ассоциация пирофиллит-диаспор (бёмит) является наиболее ранней, метаморфогенной, наложенной на изначально глиноземистые, возможно, осадочные образования, которые содержат рассеянное органическое вещество [11]. Гидротермально-метаморфогенным преобразованиям могли подвергаться как первично осадочные породы, так и вулканиты. По вулканитам, скорее всего, развивалась ассоциация кварц-серицит-пирофиллит-хлорит (хлоритоид), а в тектонических зонах возможна ассоциация пирофиллит-диаспор-кианит (хлоритоид). По мнению [5], пирофиллитовые сланцы на Гайском колчеданном месторождении могли образоваться в стрессовых условиях в результате уменьшения геометрического объема за счет растворения кварца. Наконец, наиболее поздними являются ассоциации кварц-пирофиллит-серицит, кварц-серицит-каолинит (алунит). Отмечено, что на Гайском месторождении пирофиллит замещает агрегаты диаспора, кроме того, более поздний пирофиллит и каолинит развиваются здесь по тектоническим трещинам [13]. Образование низкотемпературных глиноземистых минеральных ассоциаций с алунитом, каолинитом возможно в зонах высокой активности кислорода практически в приповерхностных условиях.

Литература

1. Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Яковлева В.А. Зона окисления Западно-Озерного цинково-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: НИСО УрО РАН, 2006. 181 с.

2. Буслаев Ф.П., Образцов О.М. О хлоритоиде из Гайского месторождения (Южный Урал) // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 17-21.

3. *Буслаев Ф.П., Ярош П.Я.* Хлоритоид из Зюзельского колчеданного месторождения // Минералы изверженных горных пород Урала. Л.: Наука, 1967. С. 106-112.

4. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

5. *Грабежев А.И.* Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданных месторождений Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений) // Литосфера, 2004. № 4. С. 76-88.

6. Зайков В.В., Кораблев Г.Г., Удачин В.Н. Пирофиллитовое сырье палеовулканических областей. Москва: Наука, 1989. 127 с.

7. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. Москва: Наука, 1989. 341 с.

8. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В. и др. Фации рудообразования колчеданных месторождений и сульфидный руд медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера, 2004. С. 30-51.

9. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. и др. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулкано-плутонического комплекса (Урал). Свердловск, 1991. 125 с.

10. Синяковская И.В. Петрографические особенности пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау // Геология, минералогия и технология пирофиллитового сырья. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С.80-86.

11. Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А. и др. Эпр-свойства органической составляющей некоторых высокоглиноземистых пород Урала // Литосфера, 2007. № 4. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 127-129.

12. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. и др. Новые данные по гидротермальноизмененным породам Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Ученые записки Казанского госунивер. Кн. 1. Казань: КГУ, 2009. Т. 151. С. 235-247.

13. Удачин В.Н. Пирофиллитсодержащие метасоматиты Гайского медно-колчеданного месторождения (геология, минералогия, технология). Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 59 с.

14. Evans B.W., Guggenheim S. Talc, pyrophillite and related minerals // Reviews in Mineralogy, 1988. V. 19. P. 225-280.

15. *Phillips G.N.* Widespread fluid infiltration metamorphism of the Witwatersrand goldfields: generation of chloritoid and pyrophillite // Metamorphic Geol., 1988. V. 6. № 3. P. 311-332.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭВАПОРИТОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Чайковский И.И., Зайцева Е.П.

Горный институт УрО РАН, ilya@mi-perm.ru

В связи с высокой растворимостью солей и их способностью легко деформироваться актуальным является не столько процесс формирования рудной залежи, сколько его сохранения в процессе эпигенеза. Наблюдения в горных выработках и изучения керна отдельных скважин позволяет говорить о том, что после осаждения эвапоритов происходило несколько этапов структурной и вещественной трансформации. Установлено, что для соляной и надсолевой толщ эти изменения имели различный характер, обусловленный не только разорванностью во времени и положением в разрезе, но и спецификой реакции на деформации и агенты гипергенеза.

Процессы трансформации соляной залежи связаны с тремя этапами, отвечающими диагенезу, катагенезу и гипергенезу. Влияние диагенетических процессов было незначительно и проявилось в собирательной перекристаллизации пелитоморфного материала (желваки и иглы ангидрита, кристаллы доломита и эрикаита), сульфатредукционном образовании пирита, шпатизации зернистого галита. Деформации для этой стадии нетипичны.

С катагенезом, проявившимся на фоне складчатости, связываются основные изменения соляной залежи. Послойное скольжение и течение, обусловленные малыми глубинами, привели к динамометаморфизму солей: дроблению, переориентировке зерен (директивная и брекчиевая текстуры, порфиробластовая структура), образованию плоскостей скольжения и двойникования. Постскладчатая перекристаллизация происходила как в присутствии (равновесных) седиментационных рассолов, так и (неравновесной) пресной кристаллизационной воды, отжатой из глинистых минералов. При этом в калийной зоне происходило выщелачивание сильвинита, а в калийномагниевой трансформация карналлититов в сильвинитовые руды (пестрый сильвинит), а на отдельных участках и последующее выщелачивание сильвинитов. Эти вторичные образования могут достигать в плане сотен метров. В стадию катагенеза сформировано большое число секущих латерально-секреционных жил, выполненных параллельно-шестоватым агрегатом карналлита, сильвина, галита и гипса, контролируемых прослоями непластичных пород. Зафиксированы следы генерации и миграции битумоидов.

Гипергенные изменения представлены так называемыми гипсово-глинистыми шляпами, обогащенными красящим (гематитовым и гетитовым) веществом, оставшемся после растворения калийных и магниевых солей. Эти плащеобразные отложения приурочены к кровле сводовых структур и имеют малую мощность (первые метры) и резко подчиненный характер распространения.

Надсолевая (сульфатно-мергелистая) толща была трансформирована в процессе диагенеза (раннего и позднего) и катагенеза совмещенного с гипергенезом. Ранний диагенез происходил в пластичном водонасыщенном субстрате и сводился к росту ангидритовых желваков за счет пелитоморфного сульфатного материала, образованию мергелистых стяжений и землистых агрегатов пирита. Деформации этой подстадии представлены подводнооползневыми микроскладками, синростовыми деформациями желваков на фоне послойного скольжения осадка.

Поздний диагенез проходил в уже хрупко-пластичном субстрате. Он проявился в образовании субвертикальных пластичных зон растяжения и сдвига, контролирующих положение цепочек и жилообразных тел, сложенных желваками ангидрита, разнонаправленной послойной деформации доломитовых прослоев. При этом происходило замещение ангидрита халцедон-кварцевым агрегатом, а редких обособлений галита – гипсом, ангидритом, карбонатами и пиритом.

Основные изменения катагенетического характера в надсолевой толще происходили при

общем подъеме территории на 40-60 м. При этом активизировались как поверхностная эрозия, так и подземное выветривание на разных гидрохимических горизонтах.

На уровне гидрокарбонатно-кальциевых вод произошло выщелачивание сульфатов, отложение в пустотах кристаллов кальцита, маршаллитизация кварца. За счет послойного скольжения образовались согласные микробрекчии, сцементированные мелкозернистым кальцитом, и более поздние «сухие» зеркала скольжения.

На уровне сульфатных вод произошла массовая гидратация ангидрита, образование пирита, миграция битумоидов. В пространстве между скоплениями желваков образовались трещины отслаивания, выполненные селенитом. Наличие многочисленных полос излома (кинкбандов) внутри этих прожилков отражает их пульсационный рост, чередующийся с периодами послойного скольжения. Общее увеличение объема сульфатных прослоев составило порядка 10-27 %.

В зоне хлор-натриевых рассолов зафиксирована декарбонатизация мергелей и массовая псевдоморфизация минералов.

Таким образом, соляная и надсолевая части разреза Верхнекамского месторождения представляют собой автономные структурно-вещественные этажи, характеризующиеся своими типами эпигенетических процессов и деформаций. Нижняя часть является ареной проявлений соляной тектоники, сопровождавшейся катагенетическим динамометаморфизмом, проявившемся на границе березниковского и соликамского времени. Верхняя часть разреза подвержена в основном гипсовой тектонике, реализовавшейся в процессе гипергенеза в постплиоценовое время. И те, и другие изменения спровоцированы эксгумацией эвапоритовых комплексов.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 07-05-96000-р-урал-а.

ОСОБЕННОСТИ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ХРОМОВЫХ РУД МАССИВОВ РАЙ-ИЗ И ВОЙКАРО-СЫНИНСКИЙ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Окислительно-восстановительное состояние горных пород, образующихся в различных геодинамических обстановках, хорошо изучено. В отношении ульрабазитовых комплексов Урала исследователями установлены значения летучести кислорода для пород различных массивов и типов. На основании этих данных произведены реконструкции возможного преобразования ультрамафитов в геологической истории региона [2].

Объектом нашего исследования являлись хромовые руды. Типичный для них оливин-шпинелевый парагенезис позволил произвести расчеты температуры и фугитивности кислорода, с использованием известных термометра и оксибарометра О'Нейла-Уолла-Больхауза-Берри-Грина, с поправкой на содержание титана [3, 4]. В исследовании были использованы хромовые руды полярноуральских массивов – Рай-Из и Войкаро-Сынинский. Руды из различных рудопроявлений массивов варьируют как по химическому составу рудообразующих хромовых шпинелей, так и по структурно-текстурным характеристикам.

Хромовые руды северной части Войкаро-Сынинского массива разнообразны по количеству наблюдаемых структур: среди них встречаются не только вкрапленные и сплошные разности, но так же и нодулярные, пятнистые, вкраплено-полосчатые и др. Вмещающие хромовую руду ультрамафиты в различной степени метаморфизованы – от серпенитинизированных, амфиболизированных дунитов и гарцбургитов, до оливин-антигоритовых и оливин-амфиболовых пород.

Для исследованных руд массива Рай-Из (месторождение Центральное, руды Енгайского участка) характерно меньшее структурное разнообразие. Они представлены среднезернистыми до крупнозернистых разновидностями, отличающимися густотой вкрапленности.

Составы хромовых шпинелей и оливинов из цемента хромовых руд были получены на установке Сатеса (ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н. Кононкова). Степень окисления железа в шпине-



Рис. 1. Отношение Fe2+/(Fe³⁺+Fe²⁺) в рудообразующих хромовых шпинелях, для содержаний Fe²⁺ и Fe³⁺, полученных при помощи ЯГР-спектроскопии и из стехиометрии состава.



Рис. 2. Зависимость log f(O₂) (FMQ) от температуры оливинхромитового равновесия для руд массива Рай-Из

 убоговкрапленные руды; 2 – густовкрапленные руды.

Рис. 3. Зависимость log f(O₂) (FMQ) от температуры оливинхромитового равновесия для руд Войкаро-Сынинского массива.

1 – глиноземистые шпинели; 2 – высокохромистые шпинели.

ли рассчитывалась из стехиометрии ее состава. Для части образцов хромовых шпинелей были получены ЯГР-спектры, позволившие определить в них соотношение разновалентных катионов железа. Был произведен расчет содержаний Fe^{2+} и Fe^{3+} из стехиометрии состава и на основании данных ЯГР-спектроскопии (рис. 1).

Разница в значениях, полученных этими методами как для Fe²⁺, так и для Fe³⁺ от 0,00 до 0,14 форм. ед., в среднем 0,02-0,03 форм. ед. Наибольшее отклонение для проб (см. рис. 1, символ 2) связано с неоднородностью состава рудообразующего хромшпинелида претерпевшего интенсивные метаморфические изменения, что подтверждается рентгенофазным анализом и исследованием шлифов. Хорошая сходимость данных ЯГР-спектроскопии с данными стехиометрического расчета позволяет использовать последние в окситермобарометрии.

Рудообразующие хромовые шпинели массива Рай-Из имеют незначительные вариации по хромистости: Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) = 70-80 %. При этом составы сосуществующих оливина и хромовой шпинели убоговкрапленных и густовкрапленных руд массива обладают своими специфическими особенностями: железистость минерала Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) в рудообразующих шпинелидах убывает от убоговкрапленных к густовкрапленным разностям. Подобное явление описано для хромовых руд Кемпирсайского массива [1]. Железистость оливина в убоговкрапленных рудах колеблется в среднем в пределах 5-8 %; этот показатель для густовкрапленных руд составляет 3-6 %.

Разделение руд Войкаро-Сынинского массива на структурные подтипы подобно рудам массива Рай-Из затруднительно. Это связано с большим разнообразием структур и метаморфической историей массива. Наибольший интерес здесь представляет возможность изучения хромовых шпинелей глиноземистого химического типа, Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) в которых составляет 42-55 %. Для исследованных высокохромистых хромовых шпинелей массива Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) составляет 60-70 %.

Произведенные расчеты фугитивности кислорода показывают различие окислительно-восстановительного состояния руд массива Рай-Из, отличающихся структурой (рис. 2). Густовкрапленные руды образуют область на 2-3,5 ед. выше буфера FMQ. Убоговкрапленные руды менее окислены, чем густовкрапленные, значения фугитивности кислорода в них +0,2-1,8 ед, относительно буфера FMQ. При этом выделяются высокотемпературные (Т оливин-хромитового равновесия 980-1000 °C) убоговкрапленные руды, для которых fO_2 (FMQ) +0,2 – +0,6 ед. Характерной особенностью их состава является относительно высокая железистость оливина (7 %), при сравнительно низкой Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) в шпинели (30 %).

Для руд Войкаро-Сынинского массива были получены две области по значению фугитивности кислорода, соответствующие рудам с высокохромистыми и глиноземистыми шпинелями (рис. 3). Фугитивность O_2 для руд первой группы -0,5 – +1,5 ед, относительно буфера FMQ, для второй +2 – +3,5 ед.

Степень окисления руд Войкаро-Сынинского массива возрастает с увеличением хромистости рудообразующего шпинелида. Наименее измененными и окисленными рудами являются глиноземистые, для которых были получены значения фугитивности кислорода, близкие к буферу FMQ. Вмещающими породами для руд такого типа служат слабо метаморфизованные ультрамафиты, без изменения превичного состава. Для руд с высокохромистыми шпинелями, по аналогии с хромитами массива Рай-Из, были получены наибольшие значения фугитивности О₂.

Для руд массива Рай-Из убоговкрапленные разновидности менее окислены, чем густовкрапленные. Значение фугитивности кислорода, задаваемое буфером FMQ, является типичным для неизмененных ультрамафитов мантийного происхождения. По аналогии, для хромовых руд можно предположить, что убоговкрапленные их разности наследуют признаки мантийных условий образования. Густовкрапленные руды отличаются высокими значениями фугитивности кислорода, приближающимися к буферу MH. Это может являться следствием повышения степени окисленности хромовых шпинелей в процессе метаморфогенного рудообразования.

Литература

1. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.

2. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.Л. ЯГР-Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.

3. *Ballhaus C*. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. V. 114. P. 333-348.

4. *Ballhaus C., Berry R., Green D.* High pressure experimental calibration of the olivineorthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol., 1991.V. 107. P. 27-40.

НАНОМИНЕРАЛОГИЯ: РАЗВИТИЕ, ПОЛЯ ОХВАТА, ПЕРСПЕКТИВЫ

Юшкин Н. П.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, yushkin@geo.komisc.ru

В новейшей истории человечества всегда выдвигалась какая-то глобальная научно-техническая идея, объединяющая науку, общество и власть в очередном мощнейшем порыве революционного социально-экономического преобразования. Наиболее яркие из них – освоение атомной энергии, прорыв в Космос, глобализация экономики и жизнеобеспечения населения планеты. Начавшийся XXI век выдвинул в ранг новой преобразующей идеи нанотехнологическую революцию, и уже первое его десятилетие ознаменовалось разработкой национальных и межнациональных наноиндустриальных стратегий, созданием мощнейших корпораций, вливанием в них фантастических средств. Информационный ажиотаж, сопровождающий нанотехнологические исследования и разработки называют нанобумом, нанопургой и другими нелестными эпитетами, хотя очевидно, что под мутной пеной бурных водоворотов формируются драгоценные россыпи новых идей и технологий. Ситуацию, по-моему, очень четко определил проф. Род Эвинг из Мичиганского университета, что пока «... вклад в эти исследования небольшой, но отдача велика в новых идеях и перспективах» [4].

Понятие и термин «нанотехнологии» используются с 70-х годов XX-го века, а научное и инженерное оформление нанотехнологической проблемы интенсивно началось с 80-х годов. Уральское отделение РАН является несомненным лидером в исследовании ультрадисперсного состояния вещества, в разработке и внедрении в промышленную практику ультра- и нанотехнологий. Истоки этих исследований и разработок исходят из создания на Урале еще в 40-е годы уникальных материалов для военно-промышленного комплекса, порошковой металлургии, различных отраслей химической и биохимической промышленности. Уральские ученые всех направлений, поэтому были не только готовы идеологически, методологически и технически к нанотехнологическому взлету, они сами его готовили и созидали.

Среди естественных наук одним из лидеров проникновения в наномир стала минералогия, в исследовательское поле которой наноразмерные объекты вошли еще в конце XIX – начале XX вв. с появлением микроскопических и рентгеновских методов изучения структуры минералов и разработкой первых теоретических моделей зарождения и роста кристаллов. Путь к изучению ультрамикроскопических структур, которые мы сейчас называем наноструктурами, проложили рентгеноструктурный анализ и электронная микроскопия, а комплекс спектроскопических методов стал эффективным рабочим инструментом в исследованиях всех размерных уровней минерального мира и доминерального состояния вещества. В 60-90-е годы 20-го века на результатах изучения микродисперсных систем, таких, как глины, вещество кор выветривания, твердые фазы коллоидных растворов, акцессорные минералы кристаллических горных пород сформировалась микроминералогия как относительно самостоятельный раздел минералогической науки со специфическими целями и методами, включающими и исследование наноразмерных фаз. Формирование наноминералогии как целостного направления было обусловлено естественным развитием этих исследований. Наноминералогия стала своего рода «поводырем» в геонауки [2, 3, 5, 6] и сегодня научно-технический прогресс в науках о Земле развивается под лозунгом «От наноминералогии и наногеохимии к нанотехнологиям. От нанотехнологий - к наноиндустрии».

Изучение ультрадисперсного состояния минерального вещества, минералов на микро- и наноуровне его эволюции в геосистемах и геопроцессах – одно из приоритетных направлений Института геологии Коми НЦ УрО РАН, развиваемое с начала 60-х годов ХХ века, а ее нанодисперсной составляющей институт особенно активно занимается с середины 90-х, когда вошли в минералогический лексикон понятия «нанофаза», «нанокристалл», «наноиндивид». Мы были инициаторами обсуждения наноминералогических проблем на годичных собраниях и съездах Российского минералогического общества, на международных конференциях, организаторами серии совещаний и семинаров в Сыктывкаре, междисциплинарных исследовательских программ. Нами опубликована серия научных трудов по наноминералогии, в том числе коллективная фундаментальная монография [2], в которой обобщены итоги и определены перспективы наноминералогических исследований. Коллективом исследователей разработана принципиально новая концепция нанодисперсного состояния минерального вещества, созданы научные основы наноминералогии и определены ее практические следствия. В свое время это нашло отражение в отчете президента РАН Ю.С. Осипова годичному собранию Российской академии наук (1998 г.), где наноминералогия определена как важнейшее достижение российской науки, а Институт геологии Коми НЦ назван одним из разработчиков и лидеров этого направления [3].

В июне 2009 г., в самый пик «нанобума», «нанопурги», «нанотехнологической революции», в Сыктывкаре был проведен международный семинар «Минералогическая интервенция в микро- и наномир», ставший вне всякого сомнения знаковым и этапным в истории изучения ультрадисперсного минерального вещества. Участниками семинара в форме устных и стендовых докладов, а также опубликованных материалов [1] представлен на обсуждение огромный объем новой наноминералогической информации, предложены новые руководящие идеи, сформулированы основополагающие понятия и положения, выдвинуты актуальные проблемы, требующие коллективной разработки.

Главными направлениями, в которых концентрируются наноминералогические исследования, являются: наноминералы в геосистемах и геосферах; наноминераловедение, т. е. исследование конституции и свойств наноиндивидов, их зависимости от масштабных факторов; процессы наноминералообразования, конденсации вещества, зарождения и роста индивидов, их устойчивости и преобразования; прикладные и технологические исследования и разработки; создание общей концепции наноминералогии.

Несмотря на дискуссионность многих понятий, полиальтернативность точек зрения, разнообразие методических подходов, понятийно-терминалогическую неопределенность уже вырисовываются контуры общей концепции наноминералогии, ее структура, функции, методология. Определяются поля исследовательского охвата наноминералогии, которые распространяются и за пределы наноразмерных объектов и структур в области микро- и даже макроминералогии, поскольку наноуровневые явления определяют многие свойства макроминералов, а также от геосистем к космосистемам.

Характерной особенностью современного состояния наноминералогии является непрерывное расширение спектра ее объектов исследования.

Он включает:

- наночастицы (наноиндивиды, нанокристаллы, наноагрегаты);

- нанопленки на минералах:

а) автономные пленки, состав которых не зависит от состава покрываемой матрицы и определяется физико-химическим состоянием ее поверхности, (металлические пленки на алмазах были открыты А. Б. Макеевым, теперь известны нанопленки разного состава на многих минералах);

б) неавтономные пленки, состав которых определяется составом минерала матрицы (выделены В. Л. Таусоном, были известны как побежалость на сульфидах и некоторых других минералах, в этом явлении мы видим в минеральном мире некоторое подобие биологического симбиоза);

 – фрагментарные наноструктуры (неиндивидуализированные структурно упорядоченные наноразмерные кластеры в минеральном веществе, нановключения);

- нанодефекты (от структурных до морфологических);

 – нанопространство (нанопоры, пустоты, капилляры и т. п. каналы, характеризующиеся капиллярным и другими поверхностными эффектами);

 – нановремя (известны многие минералогенетические явления наносекундной продолжительности, например формирование фульгуритов в условиях мгновенного воздействия на горные породы сверхвысоких температур и давлений, связанных с ударами молний).

Очевидно, что разнообразие объектов наноминералогии будет расширяться, а их систематизация совершенствоваться.

Одна из острых дискутируемых проблем – граничные размеры наноиндивидов. Строго определять их трудно, поскольку они зависят от состава и структуры самого минерала, от его морфологии, габитуса, от условий кристаллизации (например, лунные наноминералы, сформировавшиеся в условиях низкой гравитации, должны иметь другие размерные границы, чем земные). Индивиды могут иметь в одном направлении нанометровые размеры, в других – микронные, вплоть до миллиметровых (ленты слоистых силикатов, монокристальные пленки и т. п.). Очевидно, наноиндивид начинается с такой кристаллической постройки, в которой элементарная ячейка транслировалась хотя бы несколько раз, чтобы установился дальний порядок, пространственная периодичность атомов или молекул. Минимальные размеры кристаллических кластеров – 1,5-3 нм (биогенные уранинит, золото и др.), самые мелкие индивидуализированные монокристаллы – это алмазы из космической пыли размером от 1,2 до 2 нм. Верхняя граница обычно определяется в пределах 100-200 нм.

В наноминералогии, как показывают дискуссии, возникающие в публикациях и на научных встречах, скапливается все больше и больше нерешенных проблем. Это существование определенных минеральных видов только в наноиндивидах и неизвестных в макромире, устойчивость и время жизни наночастиц и наноструктур, особенности перехода минерального вещества через наноразмерной порог в процессе его кристаллизации (в этом направлении примечательны исследования А.М. Асхабова в области кватаронного состояния вещества), проблема каталогизации и систематики наноминералов и мн. др.

Ряд минералогов выражают мнение о том, что минералами следует считать только индивиды такого размера, на которых можно получить все конституционные и диагностические параметры обычными минералогическими методами (это что-то около 30 мкм), а все, что мельче – это предминералы. Такой подход вызывает удивление: на наноиндивидах размером в 20–30 нм современными методами можно исследовать все свойства, характерные для макроминералов, наблюдать все минералогические явления (двойникование, деформационные, химические изменения), даже определять твердость и цвет. Уходя от наноиндивидов, мы можем потерять перспективу развития минералогии: разнообразие минерального наномира несравненно выше, чем макромира. В нем заключено трудно представляемое число в основном необычных для макромира индивидов и безбрежное многообразие минеральных видов. Замечу, что биология в свое время энергично вторглась в мир микроорганизмов, хотя разница между одноклеточными прокариотами и высшими растениями, а тем более млекопитающими колоссальная. Между нанои макроминералами конституционные различия несравненно менее существенны, они лежат на едином структурно-эволюционном тренде.

Нанобум, как известно, генерирован в значительной степени практическими запросами к науке. Действительно нанотехнологические разработки обещают крупный экономический эффект, в том числе, и в геотехнологиях, особенно в прогнозно-поисково-разведочной практике, в комплексном освоении руд, извлечении «невидимых» минералов, повышении нефтедобычи и т. п. Как показывают исследования, в нанофазном не извлекаемом состоянии концентрируется значительная часть полезных компонентов. Для золотоносных руд, например, разница в содержании золота, определяемого на макроуровне и суммарно, с учетом нанофаз, достигает 40 раз. Конечно, прикладные разработки должны быть приоритетными, но, к сожалению, сейчас они мало востребованы. Наоборот усиливается тенденция ликвидации имевшихся и консервации создаваемых нанотехнологических процессов на базе минерального сырья.

Минералогическая наука вошла в третье тысячелетие с хорошо подготовленным плацдармом, ресурсами и средствами для исследовательского прорыва в почти неизвестный нам наноминеральный мир и достигла впечатляющих результатов. Однако минералогия еще очень дале-

ка от достижения манящих вершин его познания. Наноминералогические исследования стремительно развиваются, и нам необходимо укреплять междисциплинарную кооперацию в добыче новой информации, в разработке новых идей, в раскрытии новых перспектив.

Литература

1. Минералогическая интервенция в микро- и наномир // Мат-лы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 548 с.

2. Наноминералогия. Ультра- и макродисперсное состояние минерального вещества / Ред. Н. П. Юшкин, А. М. Асхабов, В. И. Ракин. СПб.: Наука, 2005. 581 с.

3. *Юшкин Н.П.*, *Асхабов А.М.* К теории и практике наноминералогии // Наука, общество, человек. Вестник Уральского отделения РАН, 2008. 2(24). С. 28-30.

4. Edwing R. Lost in translation // Elements, 2009. V. 5. № 1. P. 5-6.

5. Nanoparticles and the environment. Ed. Banfield J.and Navrofsky A. MSA. Rev. in Miner. and Geochem., 2001. V. 44. 349 p.

6. Waychunas G. A., Zhang H. Structure, chemistry and properties of mineral nanoprticles // Elements, 2008. V. 4. № 6. P. 381-387.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ПЕТРО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Андреичев В.Л.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, izo@geo.komisc.ru

Среди магматических пород Приполярного Урала широко распространены гранитоиды, образующие более 30 массивов, вытянутых цепочкой в субмеридиональном направлении в пределах Центрально-Уральского поднятия. Они всегда были объектом повышенного внимания со стороны исследователей, что нашло отражение в обширной литературе, но и в настоящее время проблема возраста гранитоидного магматизма остается одной из актуальных.

Начало геохронологических исследований гранитоидов приходится на 60-е годы прошлого столетия, когда наибольшей популярностью пользовался К-Аг метод. В первом обобщении изотопных датировок М.В. Фишман с соавторами [25] наметили два этапа гранитоидного магматизма: 550-510 млн лет и 380-330 млн лет. Используя практически тот же фактический материал, С.Г. Караченцев [5] выделяет на Приполярном и Полярном Урале четыре этапа гранитообразования: 527-518, 490-410, 420-307 и 320-310 млн лет.

Значительным, хотя и неоднозначным этапом в исследованиях того времени, явилось разделение гранитоидов Приполярного Урала на два разновозрастных комплекса: байкальский сальнерско-маньхамбовский интрузивный гранодиорит-гранитный (545-490 млн лет) и каледоно-герцинский кожымский интрузивно-метасоматический гранитный (380-225 млн лет) [24]. Эта точка зрения впоследствии была отражена в корреляционной схеме магматических комплексов Урала [7], но она разделяется не всеми исследователями, например [12 и др.].

Проведенный нами статистический анализ К-Аг возрастных определений (~100) по породообразующим минералам из гранитов 26 массивов показал, что никакой разницы в распределении датировок между комплексами не наблюдается [1]. Вероятное время образования гранитоидов приходится на интервал 640-500 млн лет, то есть все гранитоиды относятся к доуралидам, поэтому нет оснований для выделения кожымского комплекса.

Это предположение подтверждается современными U-Pb, Pb-Pb и Rb-Sr данными о возрасте гранитоидов (табл. 1), которыми охарактеризован 21 массив, и для всех из них по той или иной изотопной системе получен доордовикский возраст.

Гранитоидный магматизм проявился дискретно, достаточно уверенно намечаются два этапа. Первый, установленный в девяти массивах, приходится на конец рифея и начало венда (640-580 млн лет), а второй, зафиксированный в восьми массивах, проявился с конца раннего кембрия до начала ордовика (520-490 млн лет). В четырех массивах возраст составляет 560-550 млн лет, что соответствует границе нижнего-верхнего венда. Не исключено, что при дальнейших исследованиях он может измениться в ту или иную сторону. На эту мысль наводит сравнение результатов SHRIMP-датирования гранитов Николайшорского массива, которое осуществлялось по цирконам из проб разных исследователей. В обоих случаях получены конкордантные возрасты, но они различаются почти на 40 млн лет, и возникновение расхождения не совсем понятно. Оно может быть вызвано полихронным характером магматизма, реакцией изотопных систем на более поздние события или связано с процедурами измерения возраста.

Центрально-Уральское поднятие входит в состав Печорской плиты, поэтому представляется вероятным, что формирование гранитоидов с возрастом 640-580 млн лет связано с субдукционно-коллизионными процессами при закрытии Протоуральского (Печорского [13]) океана, вызвавшем тиманскую складчатость. Гранитоиды возрастного диапазона 560-490 млн лет по гео-

Таблица 1

Результаты изотопного датирования гранитоидов Приполярного и юга Полярного Урала

Массив	Порода, минерал	Метол	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 \pm 2\sigma$	Источник
Лапчавожский	Гранолиориты (WR)	Rb-Sr	513±19	0.70829 ± 34	[17]
_^	Гранодиориты (WR)	Rb-Sr	502±17	0.7072 ± 4	[4]
_^	Кварц, диорит (Zr)	Pb-Pb	632±5		[16]
_^	Гранодиорит (Zr)	SHRIMP	578±4(8)		[14]
Малдинский	Граниты (WR)	Rb-Sr	431±15	0,7149±15	[6]
	Граниты (WR)	Rb-Sr	485±13	0,7117±10	[4]
	Гранит (Zr)	Pb-Pb	584±9	,	[15]
Народинский	Граниты (WR)	Rb-Sr	405±22	0,7447±38	[4]
	Гранит (WR+Kfsp+Pl)	Rb-Sr	248±5	0,7855±6	[4]
-"-, сев. часть	Граниты (WR)	Rb-Sr	557±7	0,70414±74	[2]
-"-, южная часть	Кварц, диорит (Zr)	U-Pb	548±6		[18]
_^	Гранодиорит (Zr)	U-Pb	544±3		[18]
-"-, сев. часть	Гранит (Zr)	U-Pb	518±10		[18]
_^	Гранит (Zr)	U-Pb	515±8		[18]
Вангырский	Гранит (Zr)	SHRIMP	598±5 (4); 1224±9 (1)		[10]
Малопатокский	Граниты (WR)	Rb-Sr	460±15	0,7089±15	[4]
_^	Гранит (WR+Bt+Kfsp)	Rb-Sr	240±4	0,7154±4	[4]
-**-	Гранодиорит (Zr)	U-Pb	606		[26]
		$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$			
-**-	Гранит (Zr)	U-Pb	496; 506; 508		[26]
دد	Fraum (Zr)		409+4		[2]
 Vuttoruuoporuŭ	Гранит (Zr)	SUDIMD	490±4		[3]
Церойено	Гранит (ZI) Гранити (W/P)	Ph Sr	314 ± 4 180 ± 17	0.7587+88	[3]
Пероиско-	траниты (wiк)	K0-51	489±17	0,7387±88	[4]
Ипьяизский	Граниты (WR)	Rh-Sr	400+66	0 7303+53	[21]
-"-	Граниты (WR)	SHRIMP	510 1+5 8 (6)	0,7505±55	[23]
Маньхамбовский	Граниты (WR)	Rb-Sr	423+10	0 70867+76	[22]
-"- южная часть	Гранит (Zr)	U-Ph	574±8: 505±4:	0,70007=70	[22]
, ionitian interp	- pmini (21)	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)	508±19; 465±14		[]
**	Гранит (Zr)	U–Pb (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)	414; 416; 418; 457		[22]
_^	Гранит (Zr)	SHRIMP	522±6(6)		[23]
-"-, сев. часть	Гранит (Zr)	SHRIMP	513,8±5,6 (9)		[23]
Центральный	Граниты (WR)	Rb–Sr	503±19	0,7163±21	[4]
Николайшорский	Гранит (Zr)	SHRIMP	641±7(7)		[19]
_^	Гранит (Zr)	SHRIMP	606±3 (5)		[14]
Хальмеръюский	Гранит (Zr)	SHRIMP	638±6 (10)		[19]
Амбаршорский	Гранит (Zr)	SHRIMP	520±7 (9)		[19]
Лавкашорский	Гранит (Zr)	SHRIMP	327±3 (2); 489±6 (1);		[19]
			560±4 (3); 1756±19 (1)		
Свободненский	Гранит (Zr)	SHRIMP	476±11 (5); 553±8 (3)		[20]
Кожымский	Гранит (Zr)	SHRIMP	598±3 (5)		[14]
Кузьпуаюский	Гранит (Zr)	SHRIMP	601±5 (4)		[14]
Хаталамба-	Граниты (WR)	Rb–Sr	492±15	0,7091±57	[4]
Лапчинский		DI C	227 : 5	0.7/05:5	F 43
	I ранит (WR+Ktsp+Pl)	Kb–Sr	23/±5	0,7625±5	[4]
-"- T	1 ранит (Zr)	SHRIMP	$582\pm4(3)$		[14]
І ЫНАГОТСКИЙ	1 ранит (Zr)	SHKIMP	$497,9\pm3,8(7)$		[8]
малотынаготский	кварц, диорит (Zr)	SHKIMP	$519,0\pm 3,/(/)$	0.7040+7	[ð]
лемвинскии	1 раниты (WK)	KD-Sr	401±8	0,/049±/	
-"-	1 ранит (Zr)	rd-rd	<i>330</i> ±20; 338±21; 364±6		[15]

Примечания. Анализируемый материал: Zr – циркон, WR – порода в целом, Bt – биотит, Kfsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз. Методы датирования: Rb–Sr – изохронный; Pb–Pb – по отношению (207 Pb/ 206 Pb) методом термоионной эмиссии свинца из микропроб циркона; U–Pb – верхнее пересечение дискордии с конкордией; U–Pb (206 Pb/ 238 U) – по отношению (206 Pb/ 238 U); U–Pb (207 Pb/ 206 Pb) – по отношению (207 Pb/ 206 Pb); SHRIMP – U–Pb по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP–II. В графе 4 для SHRIMPданных в скобках указано количество аналитических точек, по которым вычислен конкордантный возраст. Жирным шрифтом выделены массивы, относимые по схеме М.В. Фишмана [24] к кожымскому комплексу.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

химической типизации отвечают поздне- и постколлизионным, а также внутриплитным образованиям [9]. Образование гранитоидов с возрастом 520-490 млн лет связано с эпиконтинентальным рифтингом, за которым последовали деструктивные преобразования, обусловившие раскрытие Палеоуральского океана.

В постордовикское время, в орогенную стадию развития уралид, гранитоиды испытали зеленосланцевый метаморфизм (400 млн лет) и однофациальный диафторез (250 млн лет). К последнему рубежу приурочены большинство К-Аг датировок, а также Rb-Sr изохронные возрасты по минералам из некоторых гранитных массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 ОНЗ РАН.

Литература

1. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар, 1999. 48 с.

2. Андреичев В.Л., Юдович Я.Э. Рубидий-стронциевый возраст гранитов Народинского массива (Приполярный Урал) // Геология европейского севера России. Сыктывкар, 1999. С. 51-56.

3. Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О. О возрасте и геодинамической обстановке формирования гранитоидов Приполярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. Т. II. С. 349-351.

4. Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология, 1999. № 5. С. 48-55.

5. *Караченцев С.Г.* О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 138-158.

6. Котов К.Н., Петрова И.А. Проявление риолитового магматизма на Приполярном Урале // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР: Проблемы минерального сырья. Сыктывкар, 1994. С. 115-119.

7. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В.Н. Охотников, В.И. Степаненко, Л.Т. Белякова и др. Свердловск, 1988. 55 с.

8. *Кузенков Н.А., Соболева А.А., Матуков Д.И.* Возраст интрузивных образований Тынаготского района (Приполярный Урал) по данным изотопного датирования единичных кристаллов циркона // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 98-102.

9. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.

10. *Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В.* Возраст и геодинамические условия формирования позднекембрийских гранитоидов Вангырского массива, Приполярный Урал // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 3-12.

11. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург, 1996. 150 с.

12. Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.

13. Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309-342.

14. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Геохронология метаморфизма и магматизма северной части Приполярного Урала / Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2008. С. 26-40.

15. Соболева А.А. Новые данные о риолитах и гранитах севера Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 108-118.

16. Соболева А.А. Известково-щелочные гранитоиды севера Урала // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Матер. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. IV. С. 170-172.

17. Соболева А.А., Андреичев В.Л. Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналитгранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. Сыктывкар, 1997. С. 38-39.

18. Соболева А.А., Кудряшов Н.М., Дорохов Н.С. U-Pb-возраст гранитоидов Народинского массива (Приполярный Урал) // Докл. РАН, 2004. Т. 397. № 3. С. 391-395.

19. Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В. и др. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Приполярный Урал) // Происхождение магматических пород. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005. Т. 2. С. 236-238.

20. Соболева А.А., Удоратина О.В., Кузенков Н.А. и др. Свободненский гранито-гнейсовый массив (Приполярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2005. С. 65-96.

21. Удоратина О.В. Оценка возраста гранитоидного массива Ильяиз (Северный Урал) в свете новых данных // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 1998. С. 172-174.

22. Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах массива Маньхамбо (Северный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Томск: ЦНТИ, 2004. С. 78-83.

23. Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А. и др. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // Докл. РАН, 2006. Т. 406. № 6. С. 810-815.

24. Фишман М.В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры: Доклад о содержании совокупности выполненных и опубликованных работ, представленных на соискание ученой степени доктора геол.минер. наук. Сыктывкар, 1971. 55 с.

25. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А. и др. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 7-25.

26. Червяковский С.Г., Иванов В.Н., Курзанов И.Ю. и др. О возрастной позиции Малопатокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности // Ежегодник-1991. Екатеринбург, 1992. С. 71-74.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ В ЭКЛОГИТАХ МАРУНКЕУСКОГО БЛОКА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Андреичев В.Л.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, izo@geo.komisc.ru

Марункеуский блок расположен в восточном крыле заполярной части Центрально-Уральского поднятия к западу от Главного Уральского глубинного разлома на тех же широтах, что и гипербазитовый массив Сыумкеу, с которым породы блока не имеют контактов. Они отделены друг от друга узкой полосой отложений среднерифейской няровейской серии.

В строении блока участвуют различные по составу и генезису породы наиболее высоких ступеней метаморфизма. Эклогиты в ассоциации с породами ультраосновного и основного составов, мигматиты, гранатовые амфиболиты приурочены к осевой зоне блока – юго-восточной части одноименного хребта (район Слюдяной Горки). Крылья сложены гнейсами, полевошпатовыми амфиболитами, амфиболовыми и слюдяными сланцами. В северной части (район р. Щучьей) преобладают амфиболиты и глаукофановые сланцы, менее распространены слюдяные сланцы, гнейсы и гранитогнейсы, эклогиты отсутствуют.

Эклогиты развиваются по породам ультраосновного и основного состава, а также по вулканогенно-осадочным породам, содержащим тела основного состава (габбродиабазов, базальтов). В зависимости от типа исходных пород и состава породообразующего граната выделяются два главных типа эклогитов – пироповые и альмандиновые [8, 9]. По минеральному составу среди первых выделяются кианитовые, кианит-цоизитовые и каринтиновые разновидности, а среди вторых – пироп-альмандиновые и рутиловые. В пределах блока широко распространены разно-

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

образные по составу бластомилониты и мигматиты, несущие следы многофазной гранитизации и метасоматоза. Наиболее отчетливо проявлены поздние мусковит-кварцевые диафториты.

Геологические данные свидетельствуют о том, что эклогитсодержащие породы представляют собой тектонический блок, выдвинутый в осадочно-вулканогенные образования няровейской серии. Одни исследователи [6, 9 и др.] считают его фрагментом эпикарельской платформы, по мнению других [5], ассоциация пород Марункеуского блока: гранатовые перидотиты – эклогиты и гранатовые амфиболиты (метагаббро) – глаукофановые метабазальты, относится к допалеозойской метаофиолитовой формации.

Докембрийский возраст эклогитов Марункеуского блока был установлен в 70–80-е годы прошлого столетия на основании K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов [8, 9]. Максимальные значения возраста составили 1,70, 1,54 млрд лет по микропробам циркона и 1,56 млрд лет по флогопиту. Кроме того, по амфиболам (каринтину) и биотиту получено шесть K-Ar определений в диапазоне 626-605 млн лет.

В последние годы стала популярной точка зрения о среднепалеозойском возрасте эклогитов, основанная на Sm-Nd (366±8,6 млн лет) [10] и Rb-Sr (352±5-360±3 млн. лет) [12] изохронных датировках, полученных по минералам из эклогитов и амфиболитов. Эти данные и стали интерпретироваться как время образования эклогитов, но как тогда поступать с докембрийскими возрастами, установленными непосредственно по минералам из эклогитов? Не замечать их нельзя, поскольку нет объективных доказательств, свидетельствующих об их ненадежности.

Достоверность Sm-Nd и Rb-Sr возрастов сомнений не вызывает, но нет уверенности в том, что они соответствуют времени первичной кристаллизации эклогитов. Во всех случаях исследовались породы, имеющие в своем составе белую слюду, образование которой, вероятнее всего, связано с процессами гранитизации, проявлявшимися неоднократно и широко захватившими эклогиты и вмещающие их породы. Эти процессы были настолько интенсивными, «... что породы как бы «пропарены» кислыми флюидами, инъекциями и насыщены отдельными телами гранитоидов» [9, с. 19]. О неоднократном проявлении гранитизации в пределах Марункеуского блока свидетельствуют К-Ar датировки по мусковитам в диапазоне 507-207 млн. лет, максимум которых приходится на 360 млн лет [1]. Об этом же говорит и название территории максимального распространения эклогитов – Слюдяная Горка, где проводились разведочные работы на мусковит.

Температурные условия, при которых происходила гранитизация эклогитов, были достаточными, чтобы привести к нарушению изотопных систем в объеме отдельных минералов, поэтому установление возраста ранних событий, в том числе и времени образования эклогитов, более вероятно при датировании неизмененных (безмусковитовых) эклогитов.

Полученные нами результаты подтвердили это предположение. Rb-Sr возраст образца эклогита (г. Рыжая) по породе, кианиту и каринтину составил 1,54±0,15 млрд лет, а при Sm-Nd датировании этого же материала был получен возраст 1,54±0,14 млрд лет [1]. Исследование еще одного образца безмусковитового эклогита (г. Коническая) показало, что Rb-Sr возраст по породе, кианиту и омфациту составляет 1610±70 млн лет, а Sm-Nd – 1683±66 млн лет [2].

Rb-Sr система в гранатах оказалась нарушенной. В обоих случаях координаты их точек располагались ниже изохрон и указывали на более позднее событие в эволюции эклогитов. В совокупности с данными по породе в целом гранаты образуют изохрону с возрастом 604±11 млн. лет [2], который коррелируется с K-Ar возрастами темноцветных минералов из эклогитов.

О возрасте эклогитов можно судить на основании возраста их вероятных протолитов, в качестве которых некоторые исследователи [7, 10 и др.] рассматривают гипербазиты Сыумкеу, Sm-Nd изохронный возраст которых составляет 604±39 млн лет [4]. Другими исследователями [13] протолитами эклогитов считаются метаграниты, гнейсы и амфиболиты марункеуского комплекса. На основании Pb-Pb возрастов отдельных зерен циркона, изменяющихся от 690 до 350 млн лет, делается вывод о том, что возраст комплекса не превышает 700 млн лет.

Нами были исследованы Sm-Nd методом четыре образца слабо гранатизированных и эклогитизированных ультрабазитов, находящихся непосредственно в районе Слюдяной Горки [2]. Незначительный интервал изотопных отношений затрудняет определение возраста, но координаты точек ультрабазитов попадают на Sm-Nd изохроны отдельных образцов эклогитов, не изменяя их параметров. Этот факт можно расценивать как свидетельство перестройки Sm-Nd изо-

топной системы ультрабазитов в процессе эклогитизации, а сами они имеют более древний возраст, по всей видимости, раннепротерозойский.

Таким образом, совокупность возрастов по различным изотопным системам достаточно убедительно свидетельствует об образовании эклогитов на границе раннего-позднего протерозоя. Возможно, они являются реликтами высокобарических коллизионных комплексов, связанных с завершением формирования Восточно-Европейского кратона в процессе сочленения Волго-Сарматии и Фенноскандии в интервале 1,8-1,7 млрд лет [11], которые впоследствии были отторгнуты от северо-восточной окраины кратона в результате рифтогенной деструкции(~1,35 млрд лет). Возрастные данные на уровне 600 и 360 млн лет можно расценивать как время последующих преобразований эклогитов, но не исключено, что они указывают на дискретность эклогитообразования. Некоторыми исследователями [3] Марункеуский блок рассматривается как сложный пакет из тектонических пластин, к контактам которых приурочены зоны бластомилонитов с проявлениями эклогитового метаморфизма. Их полное совмещение произошло в палеозое, то есть до этого времени образование эклогитов могло проявляться неоднократно. Аргументом в пользу образования эклогитов в конце позднего рифея (тиманский тектогенез) может служить сопоставимость K-Ar и Rb-Sr возрастов эклогитов с Sm-Nd возрастом гипербазитов Сыумкеу. С возрастом 360 млн лет коррелируется время проявления глаукофанового метаморфизма, на что указывают К-Аг возраст амфибола (347 млн лет) и мусковита (346 млн лет) из глаукофанового сланца р. Щучьей [1]. По-видимому, это время наиболее интенсивного события в эволюции Марункеуского блока, имевшего место на стадии коллизии Щучьинской островодужной системы с палеоконтинентальным сектором Полярного Урала.

Эклогиты Марункеу продолжают оставаться проблемным объектов Полярного Урала. Проведенные исследования представляют собой лишь эпизод. Их итогом явилось подтверждение докембрийского возраста эклогитов, а интерпретация последующих возрастных рубежей в их эволюции остается в области домысливания, поэтому для расшифровки метаморфической эволюции Марункеуского блока необходима постановка специальных геохронологических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* К-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронометрические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003. 26 с.

2. *Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др.* Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // Докл. РАН, 2007. Т. 413. № 4. С. 503-506.

3. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.

4. *Гурская Л.И., Смелова Л.В.* Платинометальное минералообразование и строение массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Геол. рудн. м-ний, 2003. Т. 45. № 4. С. 353-371.

5. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

6. Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 81-94.

7. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.

8. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марун-Кеу). М.: Наука, 1971. 191 с.

9. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

10. Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоути Э. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Докл. РАН, 2000. Т. 371. № 4. С. 519-523.

11. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precam. Res., 2008. V. 160. P. 23-45.

12. *Glodny J., Austrheim H., Molina J.F. et al.* Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. et. Cosmochim. Acta, 2003. V. 67. P. 4353-4371.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

13. *Glodny J., Pease V., Montero P. et al.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. Memoir. № 30. London, 2004. P. 87-105.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОКПЕКТИНСКОГО Дунит-троктолит-габбрового массива Кемпирсайской офиолитовой ассоциации (южный урал)

Балыкин П.А., Леснов Ф.П., Петрова Т.Е.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия balykin@uiggm.nsc.ru

Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала относится к кумулятивным полосчатым комплексам второго типа и сопоставляется по вещественному составу с полосчатыми комплексами офиолитовых ассоциаций Семайла, Папуа-Новой Гвинеи, Кубы и ряда других [2, 3, 7]. Он, как и другие составляющие кемпирсайской офиолитовой ассоциации, формировался в условиях задугового надсубдукционного рифтогенеза [8, 9]. Породы массива содержат ксенолиты гипербазитов и апобазальтовых амфиболитов с реликтами базальтоидного состава. Эти данные свидетельствуют об интрузивной более поздней природе габброидов Кокпектинского массива по отношению к другим комплексам кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Тем самым природа кемпирсайской офиолитовой ассоциации может быть объяснена моделью деплетирования одного и того же мантийного субстрата с образованием разновременных базальтоидных и субпикритоидных расплавов. Вероятнее всего, на первом этапе становления этой ассоциации из неистощенного мантийного субстрата выплавлялись богатые некогерентными элементами базальтовые магмы толеитового типа, из которых и формировались вулканиты осадочно-вулканогенного и базальт-метадолеритового комплексов. На следующем этапе частично деплетированный мантийный субстрат подвергся вторичному, более продвинутому плавлению с образованием низкощелочных, низкотитанистых и высокоглиноземистых субпикритоидных расплавов, продуктом кристаллизации которых и явился Кокпектинский плутон [2, 7].

Геолого-петрографическая характеристика Кокпектинского массива приведена в ряде работ [7, 8, 9 и др.]. Массив имеет удлиненную в север-северо-восточном направлении неправильную форму и вскрыт на площади около 70 кв. км при ширине около 4 км. В его строении принимают участие преобладающие троктолиты и оливиновые габбро, переслаивающиеся с маломощными прослоями дунитов, верлитов и анортозитов, слагающие нижнюю и среднюю расслоенные серии массива. Верхнюю расслоенную серию массива образуют субгоризонтально залегающие оливинсодержащие и безоливиновые габбро, переслаивающиеся с тонкими прослоями оливиновых клинопироксенитов. Жильная серия массива представлена дайками анортозитов, оливиновых габбро и пегматоидных габбро. По данным изотопного датирования (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Ar-Ar методы) установлено, что габброиды Кокпектинского массива и ультрамафитовые реститы Кемпирсайского массива сформировались в интервале времени от 420 до 396 млн лет [8].

В тезисах обсуждаются полученные методом ICP-MS результаты новых исследований по геохимии редких, РЗЭ и ЭПГ в породах КДТГМ (табл. 1), а также в плагиоклазах и клинопироксенах из оливинового габбро этого плутона, полученных методом LA ICP MS (табл. 2) [5, 6]. Первые данные по геохимии пород этого массива были получены ранее [7, 8, 9]. Породы массива, по сравнению с РМ по нашим данным, характеризуются более высокими содержаниями Zr, Hf, Sr, U, реже, Ba и Cs и пониженными – Th, Nb и РЗЭ. Суммарные содержания РЗЭ в них варьируют в интервале 1,7-15,5 г/т, то есть породы массива обеднены ими по сравнению с базальтами N-MORB. Исследованные породы характеризуются незначительным фракционированием РЗЭ при относительной обедненности легкими элементами. Суммарные содержания ЭПГ в них колеблются в интервале 0,62-18,7 мг/т. Хондрит-нормированные их содержания существенно

Таблица 1

Эле-	Номера образиов пород											
менты	П-53	П-54	4445	5605	5518	5508	5517	5468	5603	4499	5579	5602
Mentibl	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	0.24	0.14	0.32	0.48	0.26	0.25	0.24	0.55	0.24	0.14	0.16	0.53
Ce	0.41	0.33	0.99	1 37	0.63	0.59	0.74	1.81	0.68	0.37	0.52	1 78
Pr	0.06	0.05	0.21	0.25	0.10	0.11	0.12	0.40	0.12	0.05	0.11	0.39
Nd	0.35	0.27	1 39	1 39	0.46	0.48	0.76	2.6	0.74	0.28	0.85	2.5
Sm	0.17	0.08	0.61	0.53	0.14	0.11	0.28	1.15	0.24	0.10	0.43	1.12
Eu	0.08	0.09	0.41	0.37	0.21	0.18	0.28	0.54	0.29	0.11	0.28	0.71
Gd	0.29	0.14	1.01	0.72	0.17	0.13	0.50	1.88	0.33	0.12	0.67	1.70
Tb	0.06	0.03	0.19	0.13	0.03	0.02	0.10	0.36	0.06	0.02	0.12	0.33
Dy	0,40	0,19	1,29	0,86	0,22	0,11	0,67	2,3	0.39	0,16	0.93	2,2
Но	0,08	0,04	0,27	0,18	0,04	0.03	0,14	0,51	0,10	0.03	0,20	0,52
Er	0,26	0,12	0,81	0,53	0,14	0,08	0,40	1,54	0,25	0,10	0,57	1,51
Tm	0,04	0,02	0,13	0,09	0,02	0,02	0,06	0,24	0,04	0,02	0,10	0,24
Yb	0,27	0,13	0,76	0,55	0,13	0,11	0,41	1,42	0,26	0,09	0,53	1,53
Lu	0,04	0,02	0,11	0,07	0,02	0,02	0,06	0,18	0,04	0,01	0,07	0,20
Сумма	2,75	1,65	8,51	7,52	2,57	2,22	4,76	15,50	3,79	1,60	5,53	15,3
Rb	0,33	0,58	0,59	0,75	0,78	0,83	0,93	0,74	0,26	0,55	1,73	1,38
Sr	24	59	145	176	182	109	127	145	162	115	113	122
Y	2,6	1,28	8,6	6,2	1,94	0,72	4,7	16,8	2,6	1,16	6,1	14,8
Zr	55	68	171	194	179	96	293	409	159	173	172	158
Nb	0,08	0,09	0,08	0,23	0,09	0,07	0,11	0,21	0,051	0,10	0,22	0,10
Cs	0,053	0,14	0,13	0,21	0,17	0,14	0,23	0,18	0,13	0,24	0,11	0,11
Ba	2,4	20	3,3	5,4	5,1	15,3	2,2	4,3	5,3	3,2	14,0	9,2
Hf	2,53	3,1	7,5	8,5	7,7	3,3	12,9	17,9	7,4	7,4	7,8	7,3
Th	0,01	0,03	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
U	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,08	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,06
Os, мг/т	н.о.	н.о.	н.о.	0,13	0,1	1,00	0,07	0,13	0,06	0,15	0,12	0,05
Ir, мг/т	0,05	0,06	0,03	0,11	0,06	0,06	0,11	0,05	0,05	0,04	0,11	0,02
Ru, мг/т	0,16	0,28	0,01	0,23	0,01	н.о.	н.о.	0,01	0,02	н.о.	0,06	0,11
Pt, мг/т	0,36	0,23	0,33	2,89	2,68	1,96	1,02	1,68	1,97	0,12	9,06	0,3
Pd, мг/т	0,85	0,71	0,36	3,19	2,31	2,58	0,47	2,84	0,76	0,29	9,18	0,44
Σ ЭΠΓ,												
мг/т	1,42	1,28	0,73	6,55	5,16	5,60	1,67	4,71	2,86	0,60	18,5	0,92
Re, мг/т	0,08	0,35	0,24	0,89	0,35	0,16	0,26	0,05	0,38	0,02	0,13	0,21

Содержания элементов-примесей в породах Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива, г/т

Примечание. 1, 2 – верлиты; 3-8 – оливиновые габбро; 9 – лейкотроктолит; 10 – анортозит; 11 – габбро, частично соссюритизированное и актинолитизированное; 12 – габбро с клинопироксеном, интенсивно замещенным актинолитом. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН методом ICP-MS (из растворов) на масс-спектрометре модели «Element» фирмы «Finnigan» (Германия). Аналитики И.В. Николаева, О.А. Козьменко, С.В. Палесский.

возрастают от тугоплавких Os и Ir к менее тугоплавким Pt и Pd. Полученные данные позволяют предполагать, что мантийный источник родоначальных расплавов для пород Кокпектинского массива был предварительно деплетирован в отношении РЗЭ и ЭПГ [5].

Данные о распределении редких и РЗЭ в сосуществующих плагиоклазах и клинопироксенах из оливиновых габбро этого массива [6] получены на ICP масс-спектрометре ELEMENT Finnigan MAT с использованием лазерной приставки Finnigan UV Laser Probe. Их суммарные содержания в этих минералах варьируют от 1,7 до 6,52 (г/т), $(La/Yb)_N -$ от 0,07 до 16,87. Изученные плагиоклазы имеют близкие по конфигурации редкоземельные спектры, отражающие достаточно слабое фракционирование редких и РЗЭ. Почти все спектры имеют положительные аномалии Eu, интенсивность которых возрастает по мере снижения общего уровня накопления РЗЭ. Сосуществующие с плагиоклазами клинопироксены в этих образцах габбро близки по суммарному содержанию РЗЭ, а также по значениям параметра (La/Yb)_N, однако им свойственна отрицательная Eu аномалия. По уровню накопления РЗЭ и характеру редкоземельных спектров плагиоклазы и клинопироксены из оливиновых габбро Кокпектинского массива близки к этим

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

минералам из оливиновых габбро полосчатых комплексов офиолитовых ассоциаций Семайл (Оман) и Троодос (Кипр) [11].

Как было классифицировано ранее [7], Кокпектинский массив следует типизировать как дунит-троктолит-габбровый и, соответственно, он идентичен расслоенным плутонам, объединяемым в дунит-троктолит-габбровую формацию [1]. Однако троктолитовый и оливин-клинопироксеновый уклон габброидов свойственен также кумулятивным полосчатым комплексам офиолитовых ассоциаций второго типа по классификации Н.Л. Добрецова [3]. При сопоставлении габброидов по вещественному составу из автономных дунит-троктолит-габбровых массивов с габброидами, входящими в состав офиолитовых ассоциаций второго типа (Семайл, Папуа-Новая Гвинея, Бей-Оф-Айлендс, Войкаро-Сыньинский), было установлено, что между ними нет принципиальных различий за исключением следующего. Офиолитовые габбро имеют несколько более повышенные содержания Al, Mg, Ni, Cr и более низкие – Ti, Na, K, Rb, Ba, Sr. В них также несколько выше отношения Ni/Co и Ni/Cu. Эти габброиды обычно крайне бедны серой и не содержат промышленно интересной сульфидной медно-никелевой минерализации. По этим признакам Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив в большей степени близок к кумулятивным полосчатым комплексам офиолитовых ассоциаций второго типа. Все это согласуется с выводами других исследователей [4, 10] о целесообразности включения Кокпектинского массива в состав кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала.

Выводы

1. Впервые для пород Кокпектинского массива выполнено комплексное определение редких, РЗЭ и ЭПГ с применением метода ICP-MS (из растворов).

2. Породы массива относительно истощены РЗЭ, уровень накопления которых существенно ниже, чем в океанических базальтах типа N-MORB.

3. На редкоземельных спектрах всех исследованных пород наблюдаются положительные аномалии Еu умеренной интенсивности, обусловленные присутствием в них плагиоклаза.

4. Породы массива истощены большинством определявшихся редких элементов. Исключение составляют Zr, Hf, а также Sr и U, содержание которых относительно повышено. Это позволяет предполагать присутствие акцессорного циркона в исследованных образцах пород.

5. В исследованных породах определены относительно низкие концентрации ЭПГ – Os, Ir, Ru, Pt и Pd. Хондрит-нормированные спектры их распределения для большинства образцов имеют общий положительный наклон.

6. Суммарные содержания РЗЭ в плагиоклазах и клинопироксенах варьируют от 1,7 до 6,5 г/т, (La/Yb)_N – от 0,07 до 16,87. Они характеризуются довольно слабым фракционированием и положительной аномалией по Еи в плагиоклазах и отрицательной – в клинопироксенах.

7. На основе всех имеющихся данных Кокпектинский массив наиболее близок к кумулятивным полосчатым комплексам второго типа по Н.Л. Добрецову, к которым относятся кумулятивные полосчатые комплексы офиолитовых ассоциаций Семайла, Папуа-Новой Гвинеи, Кубы и ряда других.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00284)

Литература

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.

2. Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Леснов Ф.П. и др. Условия формирования и особенности состава Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала // Литосфера, 2007. № 4. С. 41-58.

3. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980, 200 с.

4. Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И. Кемпирсайская офиолитовая ассоциация. // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 56-74.

5. Леснов Ф.П., Балыкин П.А, Палесский С.В. и др. Соотношение редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах из Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового масси-

ва, Южный Урал (по данным метода ICP-MS) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 9. Кызыл: Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2007. С. 90-102.

6. Леснов Ф.П., Балыкин П.А., Палесский С.В. Распределение элементов-примесей в оливиновых габбро и слагающих их плагиоклазах и клинопироксенах из Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива, Южный Урал (по данным метода LA ICP-MS) // Минералогия Урала-2007. V Всероссийское совещание. Сборник научных статей. Миасс-Екатеринбург, 2007. С. 86-90.

7. Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / П.А. Балыкин, Э.Г. Конников, А.П. Кривенко и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 160 с.

8. *Ферштатер Г.Б.* О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера, 2004. № 4. С. 3-29.

9. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996. № 3. С. 195-218.

10. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. М.: Наука, 1984. 263 с.

11. Pallister J.A., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibrea, Oman // J. Geoph. Res., 1981. V. 86. № B4. P. 2673-2697.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА В МИНЕРАЛАХ СЕМЕЙСТВА ЯРОЗИТА ИЗ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ ЮЖНОУРАЛЬСКИХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Белогуб Е.В.*, Зыкин Н.Н.**

* Институт минералогии УрО РАН, bel@ilmeny.ac.ru ** Московский государственный университет

Изотопный состав водорода и кислорода в слоистых силикатах и алуните традиционно применялся для разделения продуктов континентального гипергенеза и аргиллизации [2]. Изотопные характеристики глинистых слоистых силикатов для оценки палеошироты и возраста формирования Парнокского марганцевого месторождения были предприняты одним из авторов [1]. Предлагаемая работа является первой попыткой использовать геохимические данные для анализа возраста зон окисления сульфидных месторождений на Южном Урале.

Известно, что соотношение δD и $\delta^{18}O$ в метеорных водах зависит от географической широты: на экваторе наблюдается наиболее тяжелый изотопный состав, близкий к составу вод Мирового океана, на полюсах вода более «легкая» [5]. Начиная с палеозоя изотопный состав метеорных вод соответствовал современному [6].

Учитывая доказанный на сегодня дрейф континентов и изменение их широтного положения в течение геологического времени, для реконструкции возраста формирования коры выветривания можно использовать палеошироты, определенные, в свою очередь, по изотопным характеристикам гипергенных минералов [1].

Основным источником воды минералообразующих растворов зон окисления сульфидных месторождений, а особенно ее части, находящейся выше уровня грунтовых вод («железной шляпы»), являются поверхностные воды, среди которых главенствующая роль принадлежит метеорным водам. Вода в минералах гипергенного происхождения, в целом, наследует изотопный состав метеорных вод. Вода минералов гидротермального происхождения, как правило, характеризуется более тяжелым изотопным составом. Находящиеся в равновесии с водой глинистые слоистые силикаты и гидроксиды несколько обогащены тяжелым изотопом кислорода и легким – водорода [2]. При этом для разных минералов линии равновесия несколько отличаются (рис. 1).

Однако слоистые силикаты глин могут наследовать группы (OH) от первичных слоистых силикатов гидротермального происхождения. Поэтому для оценки состава метеорных вод пред-



Рис. 1. Соотношение $\delta D \%$ SMOW и $\delta^{18}O \%$ SMOW в минералах семейства ярозита из зон окисления. Номера проб соответствуют номерам в табл. 1.

Таблица 1

Результаты изотопных (масс-спектрометрических) исследований водорода (бD) и кислорода (б¹⁸O) ОН⁻-группы алунитов и ярозитов

№ п.п		минерал	t вакууми- рования, °С		воды, мл	рН полученной воды, ед.	Изотопный состав, ‰ (V – SMOW)	
	месторождение			тации, °С	V полученной		δD	δ ¹⁸ Ο
1	Гайское м-е	алунит	25-100	300-650	0,5		-54	-0,1
2	Блявинское м-е	Na-алунит	25-120	230-600	2,0	1	-83	+4,9
3	Александринское м-е	ярозит	25-120	300-650	1,4	1	-158	-5,2
4	Блявинское м-е ярози		25-120	300-650	2,1	4	-167	-5,4
5	Березняковское м-е	ярозит	25-120	300-650	2,0	0,5	-174	-9,3

почтительнее использовать такие минералы, которые формируются непосредственно из растворов, а не трансформно. Такими минералами, в частности, являются минералы семейства ярозита, широко распространенные в зонах окисления сульфидных месторождений Южного Урала.

Определение возраста формирования зоны окисления сопряжено со значительными сложностями. Только при наличии фаунистически датированных перекрывающих осадочных толщ, содержащих в базальном слое фрагменты пород зоны окисления, можно с уверенностью говорить о минимальном возрасте погребенной зоны окисления. На Южном Урале на Юбилейном и Гайском колчеданных месторождениях зоны окисления были полностью перекрыты осадками, нижний возраст которых датируется верхним триасом – нижней юрой [3]. На Блявинском месторождении зона окисления была перекрыта меловыми осадками [4]. Возраст начала формирования зон окисления большинства сульфидных месторождений, учитывая палеогеографические реконструкции, не может быть древнее палеогена.

Для анализа были отобраны монофракции алунитов и ярозитов из хорошо дифференцированных зон окисления: погребенной Гайского и частично погребенной - Блявинского месторождений, а также зон окисления слепых рудных тел Александринского и Березняковского месторождений. Выбор объектов был продиктован предполагаемым возрастом начала формирования зон окисления – доюрским Гайского и Блявинского и допалеогеновым – Александринского и Бе-

резняковского. Все образцы ярозитов были приурочены к «железной шляпе». Ярозиты Александринского и Березняковского месторождения формировали жилы в породах «железной шляпы», Блявинского месторождения – заполняли каверны бурых железняков. В обоих случаях ярозит образовывал мелкие кристаллы с кристаллографическими или субгедральными очертаниями, иногда в ассоциации с ярозитом присутствовал кристаллический кварц. Кристаллы ярозита не содержали никаких минеральных включений, что свидетельствует об образовании непосредственно из растворов. Образцы алунитов отобраны из измененных вмещающих пород в непосредственной близости к окисляющемуся сульфидному телу ниже распространения ассоциаций «железной шляпы». Алунит формировал весьма тонкозернистые массы сланцеватой текстуры. Онтогенических свидетельств в пользу прямого или метасоматического роста зерен получить не удалось ввиду крайне тонкого строения агрегата.

Мономинеральность образцов была проверена рентгенофазовым методом в Институте минералогии. За исключением натроалунита Блявинского месторождения, все остальные содержали до 5 мас. % кварца. Ярозит Блявинского месторождения содержал также незначительное количество пленочного гетита. Все образцы характеризовались типичными для ярозитов и алунитов термограммами (получены в Институте минералогии) с незначительной низкотемпературной потерей веса (ниже 100 °C), обусловленной удалением сорбированной воды.

Вода (группа OH) для определения изотопного состава извлекалась при прокаливании образцов после предварительного вакуумирования в целях удаления сорбированной воды (табл. 1). Температура вакуумирования выбиралась на основе термограмм. Для извлеченной воды измерялся pH. Изотопный состав кислорода и водорода получен в ВИМС РАН на приборе Mass-600. Характеристика извлеченной воды приведена в табл. 1.

Полученные результаты отражают значительные отличия между изотопными характеристиками алунитов и ярозитов. Все изученные ярозиты характеризуются близкими значениями δD и $\delta^{18}O$, при этом самый легкий состав демонстрирует ярозит из Березняковского месторождения. Образцы алунита, взятые из Гайского и Блявинского месторождений с близким географическим положением, демонстрируют более значительный разброс и более тяжелый изотопный состав. Показательно, что pH извлеченной воды очень низкий, соответствующий термодинамической оценке условий формирования минералов семейства ярозита. Отличающийся большим значением pH ярозит Блявинского месторождения по изотопным характеристикам близок с ярозитом из Александринского месторождения.

Полученные нами первые данные показывают следующее:

Изотопный состав кислорода и водорода ярозитов, образованных в результате близкого механизма непосредственного осаждения из гипергенных растворов, исключающего наследование воды от ранее существовавших минералов, сходен. Разница в широтном положении изученных месторождений не привела к существенным отличиям изотопных характеристик.

Алуниты, образованные, по-видимому, при замещении вмещающих пород, характеризуются более тяжелым составом, как кислорода, так и водорода. Этот факт может быть интерпретирован как наследование части воды слоистых силикатов гидротермального происхождения, либо более древнее происхождение алунита, по сравнению с ярозитом. В пользу первого предположения свидетельствует геологическое положение алунита и широкое распространение в околорудных метасоматитах колчеданных месторождений хлорита и гидрослюд, неустойчивых в ультракислых условиях зоны окисления. Второе предположение может быть обосновано более высокими значениями pH, которые необходимы для образования алунита, по сравнению с ярозитом. Таким образом, теоретические, алунит может начать формироваться раньше, чем воды зоны окисления достигнут степени кислотности, требуемой для ярозита. Однако, учитывая данные непосредственных замеров pH извлеченной воды, первое предположение кажется предпочтительным.

Учитывая имеющийся разброс значений изотопного состава кислорода и водорода в изученной небольшой коллекции образцов, использование этих характеристик для оценки возраста формирования зоны окисления сульфидных месторождений Южного Урала в настоящее время недостаточно. По-видимому, следует также учитывать возможность различного фракционирования изотопов при образовании ярозита и алунита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00824.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

Литература

1. Зыкин Н.Н. Геохимия гипергенных образований как способ палеореконструкций // Металлогения древних и современных океанов-2006. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 281-284.

2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

3. *Читаева Н.А.* Эпигенетические изменения рыхлых отложений, перекрывающих колчеданные залежи, и их поисковое значение // Извест. АН СССР, сер. геол., 1970. № 3. С. 91-103.

4. Шадлун Т.Н. Кора выветривания на Блявинском месторождении // Минералогия Урала, 1954. Т. 1. С. 539-549.

5. Craig H. Isotopic variation in Meteoric Waters // Science, 1961. V. 133. P. 1702-1703.

6. Lawrence J.R., Taylor H.P. Deuterium and oxygen-18 correlation: Clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters // Geochemica and Cosmochemica acta, 1971. V. 35. P. 993-1003.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА СОРСКОГО СU-МО-ПОРФИРОВОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (ХАКАСИЯ) ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ND, РВ ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Берзина А.П.*, Берзина А.Н.*, Гимон В.О.*, Крымский Р.Ш.**, Серов П.А.***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, berap@uiggm.nsc.ru **ВСЕГЕИ, ЦИИ, Санкт-Петербург, isotrend@mail.ru ***Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

Сорский Сu-Мо-порфировый магматический центр (СМЦ) расположен в Кузнецком Алатау, сложенном преимущественно венд-кембрийскими островодужными комплексами и карбонатно-терригенными отложениями внутриокеанических поднятий, вмещающими позднекембрийские-раннеордовикские гранитоидные батолиты. Среди последних выделяется Уйбатский плутон, включающий СМЦ. В Кузнецком Алатау широко распространены щелочно-базитовые интрузии и бимодальные вулканиты в связи с проявлением рифтогенеза от кембрия до девона включительно. Согласно современным представлениям развитие региона в этом временном интервале во многом обусловлено воздействием «горячей точки» или серии плюмов на континентальную литосферу.

СМЦ включает магматиты Сорского рудного поля, расположенного в северной части Уйбатского плутона. В пределах центра выделяются три интрузивных комплекса (рис. 1). Плутоногенный (вмещающий) комплекс содержит габброиды (>480 млн лет), монцонитоиды (480-460 млн лет) и лейкограниты (440-420 млн лет). К порфировому комплексу относятся предрудные дайки габброидов и монцонитоидов (405-402 млн лет) и рудоносные гранит-порфиры (389-388 млн лет) [1]. Пострудный (рифтогенный) комплекс представлен преимущественно дайками диабазов и сиенит-порфиров (373-360 млн лет). Временная сопряженность магматизма СМЦ с внутриплитным в Кузнецком Алатау предполагает, что его проявление инициировано активностью мантийных плюмов.

Временной разрыв между вмещающим и порфировым комплексами составляет около 15 млн лет. Вместе с тем комплексы представлены ассоциациями пород, близких по минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам. Магматиты относятся преимущественно к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям. Лейкограниты и гранитпорфиры по геохимическим характеристикам соответствуют І-типу. Вмещающие лейкограниты и рудоносные гранит-порфиры сопровождаются однотипными гидротермальными изменениями (калишпатизацией, альбитизацией, серицитизацией) и характеризуются общей металлогенической специализацией на медь и молибден. С лейкогранитами ассоциируют Сu-Mo скарновая минерализация (в контакте с карбонатными толщами) и Cu-Mo рассеянное оруденение в калишпатовых метасоматитах. Со становлением порфирового комплекса связано формирование Сорского медно-молибденового месторождения.
Геохимические характеристики (обогащение Rb, Ba, U, K, Sr, Pb, легкими REE относительно средних и тяжелых REE и Ti) базитов вмещающего и порфирового комплексов соответствуют субдукционным образованиям. Оценки ε Nd(T) габброидов (от +0,3 до +2,2) и субдукционные геохимические характеристики позволяют предполагать, что источником базальтоидной магмы была слабодеплетированная мантия (относительно близкая к модельному типу BSE), метасоматизированная в процессе предшествующей субдукции. Высокие отношения U/Th, Ba/Th, Ba/La, Pb/Ce, Sr/Nd в габброидах и монцонитоидах свидетельствуют о том, что доминирующим агентом преобразования мантии были флюиды, выделявшиеся при разложении водосодержащих минералов в метабазальтах слэба. Монцонитоиды вмещающего и порфирового комплексов наследуют геохимические характеристики габброидов. От габброидов к монцонитоидам уменьшаются содержания мафических оксидов и совместимых микроэлементов, увеличиваются количества щелочей, Ва и высокозарядных микроэлементов (Zr, Hf, U, Th, Y). Все это свидетельствует о формировании монцонитоидного расплава в процессе фракционной кристаллизации базальтоидной магмы. Вместе с тем, на рис. 2, А фигуративные точки монцонитоидов вмещающего комплекса удалены от линии эволюции Nd монцогаббро, что предполагает влияние второго источника на развитие монцонитоидов.

Лейкограниты на рис. 2, А расположены вблизи тренда эволюции Nd монцогаббро и вдали от монцонитоидов. Это свидетельствует о генетическом родстве лейкогранитов с габброидами и отсутствии такой связи с монцонитоидами. Большой временной разрыв между лейкогранитами и габброидами (не менее 40 млн лет) не позволяет предполагать образование кислого расплава в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы. По-видимому, формирование лейкогранитовой магмы происходило в связи с парциальным плавлением базитов на фоне реактивизации глубинных процессов. Рудоносные гранит-порфиры по параметру eNd(T) близки к лейкогранитам и расположены вблизи тренда эволюции изотопного состава Nd монцогаббро и монцогаббро-порфиритов, что является основанием для предположения, что образование гранит-порфиров, как и лейкогранитов, произошло вследствие плавления предшествующих базитов. Возможно также формирование рудоносных гранит-порфиров в связи с плавлением закристаллизовавшегося промежуточного очага лейкогранитовой магмы при тепловом воздействии базальтоидного расплава, фиксируемого дорудными дайками базитов. По-видимому, оба варианта



Рис. 1. Геологическая схема Сорского Си-Мо-порфирового магматического центра.



Магматические комплексы. *Вмещающий:* ● монцогаббро, ○ монцодиорит, □ монцонит, ◇ кварцевый монцонит, + лейкогранит. *Порфировый:* ▲ монцогаббро-порфрит, △ гранит-порфир. *Пострудный:* Х диабаз, ⊽ сиенит-порфир. Минералы ♀ молибденит, и халькопирит, ⊕ пирит.

Рис. 2. Диаграммы єNd-Т для пород (А) и Рb-изотопных отношений в полевых шпатах и сульфидах (Б) СМЦ.

A: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар. Показаны тренды эволюции изотопного состава Nd базитов. Анализы выполнены в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН.

Б: эволюционные кривые (сплошные) и изохроны (пунктир) по модели Стейси-Крамерса [6]. Прямая – линия регрессии Рb изотопных отношений. Аналитическая погрешность определения изотопных отношений менее размера символов. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

магматического процесса, отвечающие разным глубинным уровням, могли внести существенный вклад в развитие порфирового магматизма и его рудоносности.

По изотопному составу Pb среди магматитов СМЦ выделяются три группы (рис. 2, Б). Группа с наименее радиогенным Pb включает базиты всех трех комплексов, а также лейкограниты и кварцевые монцониты. Группа с повышенной долей радиогенного Pb представлена монцодиоритами и рудоносными гранит-порфирами. Максимально радиогенный Pb зафиксирован в сиенит-порфирах пострудного дайкового комплекса. Изотопные составы Pb молибденита близки к базитам и лейкогранитам, а халькопирита - к рудоносным гранит-порфирам. По сравнению с этими минералами свинец пирита более радиогенный. Близкие изотопные составы Pb магматических пород, молибденита и халькопирита свидетельствуют о магматогенной природе рудообразующих флюидов.

На рис. 2, Б приведена кривая эволюции изотопного состава свинца во времени, рассчитанная по модели Стейси-Крамерса [6] при значении µ=9,40, соответствующем изотопному составу Рb монцогаббро. Свинцы других магматитов СМЦ смещены относительно этой кривой. Изотопные отношения Pb магматитов обнаруживают линейную зависимость, что предполагает смешение свинца двух источников. Приведенные выше геохимические характеристики свидетельствуют об участии в магматическом процессе мантийного и субдукционного (флюидного) источников. Роль субдукционной компоненты увеличивалась от базитов к гранитоидам, а в последних - от раннего комплекса к позднему. Молибденит осаждался из флюидов с доминированием мантийного свинца, обедненного радиогенным изотопом. Халькопирит в отличие от молиб-



Рис. 3. Рb-изотопные отношения СМЦ в сравнении с Сu-порфировыми месторождениями других регионов (A) и главными изотопными резервуарами (Б).

А: кривые эволюции изотопного состава Pb по [9]. Цифры рядом с названием месторождения – ссылка на литературу.

Б: поля DMM, BSE, EM II, MORB по [10].

денита кристаллизовался из флюидов с повышенной долей субдукционной компоненты, фиксируемой возрастанием роли радиогенного свинца.

По Pb изотопному составу СМЦ резко отличается от Cu-Mo-порфировых месторождений Гэнгдезе [5], Юлонг [4] в Китае, Багдад в США [2], Мальмбьерг [3] в Гренландии и Рио Бланко-Лос Бронсес [7] в Чили, для которых предполагается большая роль корового источника (вмещающей коры или субдуцированных океанических осадков) (рис. 3, А). Фигуративные точки Pb изотопных отношений СМЦ удалены от кривых эволюции орогенного и верхнекорового свинцов и приближены к кривой эволюции Pb в мантии. Состав свинца СМЦ наиболее близок к месторождению Эль-Арко (Мексика), источник которого по данным исследователей [8] мантийный. Вышесказанное свидетельствует о несущественной роли древнекорового свинца в магмо-рудообразующем процессе СМЦ. На рис. 3, Б фигуративные точки магматитов и сульфидов СМЦ расположены между полями примитивной (BSE) и деплетированной (DMM) мантий и частично перекрывают поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), что демонстрирует доминирование мантийного и субдукционного источников в формировании магмо-рудообразующей системы СМЦ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00664).

Литература

1. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Си-Мо-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 5. С. 786-801.

2. Bouse R.M., Ruiz J., Titley S.R. et al. Lead isotope compositions of Late Tertiary igneous

rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // Econ. Geol., 1999. V. 94. P. 211-244.

3. *Jensen S.M.* Tertiary mineralization and magmatism, East Greenland: lead isotope evidence for mineralization of continental crust // Chem. Geology, 1998. V. 150. P. 119-144.

4. *Hou Z.-Q., Ma H.-W., Zhang Y.-Q. et al.* The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in Eastern Tibet // Econ. Geol., 2003. V. 98. P. 125-145.

5. *Qu X., Hou Z., Khin Zaw., Li Y.* Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results //Ore Geology Reviews, 2007. V. 31. P. 205-223.

6. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // EPSL, 1975. V. 26. P. 207-221.

7. Tosdal R. M. Munizaga F. Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30-34 °S) // Miner. Deposita, 2003. V. 38. P. 234-250.

8. *Weber B., Lóynez Martínez M.* Pb, Sr, and Nd isotopic and chemical evidence for primitive island arc emplacement of the El Arco porphyry copper deposit (Baja California, Mexico) // Miner. Deposita, 2006. V. 40. P. 707-725.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonics, 1981. V. 75. P. 135-162.
Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics //Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986. V. 14. P. 493-571.

U-PB ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ГОРНБЛЕНДИТОВЫХ ДАЕК В ДУНИТАХ ХАБАРНИНСКОГО МАССИВА

Готтман И.А.*, Пушкарев Е.В.*, Кудряшов Н.М.**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, gottman@igg.uran.ru Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, nik@geoksc.apatity.ru

Хабарнинский массив является одним из наиболее сложных мафит-ультрамафититовых аллохтонов Южного Урала. Он залегает к западу от зоны Главного Уральского Глубинного разлома, примыкая к нему своим восточным крылом, и слагает верхнюю тектоническую пластину Сакмарской аллохтонной зоны [2, 6]. В его составе выделяются несколько разновозрастных магматических комплексов: 1) хабарнинский комплекс, представленный сильно деплетированной офиолитовой дунит-гарцбургитовой ассоциацией; 2) аккермановский комплекс, сложенный верлит-пироксенит-габбровыми расслоенными интрузиями, секущими офиолитовые перидотиты. Они перекрываются и сопровождаются комагматичным комплексом параллельных диабазавых даек и габбро-плагиогранитной интрузивной серией; 3) восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс (ВКХ), подстилающий и порывающий офиолитовую пластину с востока и обнаруживающий вещественное сходство с зональными комплексами Урало-Аляскинского типа; 4) молостовский комплекс малых клинопироксенит-габбро-гранитоидных интрузий, прорывающих офиолитовые перидотиты в центре массива [4, 8].

Горнблендиты широко развиты в восточно-хабарнинском и в молостовском комплексах, придавая им дополнительное сходство с ассоциациями Урало-Аляскинского типа, где они являются типичными породами, завершающими становление дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий. То есть, время образования горнблендитов отражает верхний возрастной предел формирования дунитов и клинопироксенитов, что имеет реперное значение. Кроме этого, горнблендиты прорывают гарцбургиты, подтверждая тем самым более молодой возраст пород восточно-хабарнинского и молостовского комплексов по отношению к офиолитовым перидотитам.

Наиболее широко дайки горнблендитов развиты в дунитах ВХК, где они образуют рои протяженностью несколько километров. Мощность даек варьирует от первых сантиметров до 2-3м, а длина отдельных тел достигает ста и более метров. Падение крутое, субвертикальное. Горнблендиты секут как дуниты, так и залегающие среди них хромититы. Крайне редко наблюдаются дайки горнблендитов в клинопироксенитах ВХК. Отдельные дайки содержат многочисленные ксенолиты дунитов и хромититов, окруженных реакционными каймами. Количество ксе-

нолитов может достигать 30-40 %, а их размер варьирует от первых сантиметров до 0,5 м. В этом случае породы представляют собой эруптивные брекчии с горнблендитовым цементом. Аналогичные брекчии вскрываются разведочными скважинами в зоне контакта между офиолитовым комплексом и ВКХ (например, скважина № 570). Мощность тел эруптивных брекчий в скважинах достигает 40-50 м. Количество перидотитовых обломков составляет в среднем 20-40 %. Преобладающий размер 2-10 см. По минеральному составу среди ксенолитов выделены метагарцбургиты и металерцолиты, амфиболовые дуниты, верлиты и клинопироксениты. Литология обломков свидетельствует о захвате горнблендитами офиолитовых перидотитов. На контакте ультрабазитовых ксенолитов и цементирующих горнблендитов воздействие гонблендитов на ультраосновные породы проявляется в закономерном увеличении железистости оливина и хромшпинелида от центра к раю ксенолитов, а также в росте содержаний глинозема в хромшпинелидах в этом же направлении [1, 7]. Эти данные свидетельствуют об активном внедрении горнблендитов, которое сопровождается термальным воздействием на вмещающие породы.

В молостовском комплексе горнблендиты и меланократовые амфиболовые габбро образуют штоки и сравнительно крупные серповидные тела, встроенные в кольцевую структуру массивов. Во всех случаях они ассоциированы с клинопироксенитами.

Цирконы были обнаружены нами в петрографических шлифах, изготовленных из среднезернистых горнблендитов центральной части крупной дайки, секущей дуниты ВХК в районе хромитового месторождения «Карьер 9», расположенного в 4 км к северо-западу от пос. Хабарный. Мощность дайки около 1 м, простирание северо-восточное. Химический состав горнблендитов (среднее из двух определений, %): SiO₂ = 40,39; TiO = 1,32; Al₂O₃ = 8,53; Fe₂O₃ = 10,46; FeO = 5,38; MnO = 0,25; MgO = 16,11; CaO = 10,67; Na₂O = 1,46; K₂O = 0,88; п.п.п. = 4,07. Из пробы весом около 10 кг было извлечено несколько сотен зерен цирконов с использованием гравитационных и магнитных методов сепарации. Цирконы представляют собой кристаллы реже фрагменты полупрозрачных субидиоморфных и идиоморфных кристаллов призматического облика с соотношением длины к ширине = 2:1, 3:1. Размер кристаллов 150-300 мкм, но отмечаются и более мелкие зерна, размером 50-70 мкм. Кристаллы трещиноваты. Цвет от красноватокоричневого, чайного до бесцветного. По внутреннему строению они делятся на две группы. Для первой характерны слабоотражающие включения и сложное внутреннее строение. В катодных лучах отмечаются зональные внутренние ядра с признаками дробления и признаками поверхностной регенерации граней дипирамиды. Для второй – характерны однородные ядра и четкая концентрическая зональность каймы. Каймы занимают не более 10-20 % объема зерен.

Цирконы были датированы U-Pb методом с использованием ионного микроанализатора SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева и классическим термоионизационным методом на масспектрометре в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Т.Б. Баяновой. На SHRIMP-II было проанализировано 12 зерен, а классическим методом 5 фракций циркона, разделенных по размеру, соответственно +100, -100+75, +75, -75+50, -50 мкм. На ионном микроанализаторе вся совокупность из 12 точек образовала дискордию с верхним пересечением в точке с возрастом 402 ± 23 млн лет. Отдельный пересчет по конкордантной модели 9 компактно располагающихся точек дал возраст 400 ± 6 млн лет (MSWD = 0,045). Три анализа краевых зон дают боле молодой возраст около 250, 220, 170 млн. лет соответственно. 5 фракций циркона, проанализированные по классической методике, образовали дискордию с верхним пересечением конкордии в точке с возрастом 408 ± 9 млн лет (MSWD = 0,022).

Полученные результаты, в целом, согласуются с оценками возраста формирования пород молостовского комплекса и немного моложе, чем возраст вебстеритов и габбро-норитов ВХК, определеных Sm-Nd и U-Pb методами соответственно [5]. Это хорошо укладывается в представления о последовательности развития мафит-ультрамафитового магматизма, сформировавшего в итоге структуру Хабарнинского аллохтона [4]. По этой схеме на более раннем этапе произошло формирование стратифицированной интрузии ВХК, а более поздние, флюидонасыщенные ультрамафические расплавы, отделенные от этого же мантийного источника стали родоначальными для интрузий молостовского комплекса, включая горнблендиты.

Сходство возрастов цирконов из горнблендитов, секущих дуниты ВХК, с возрастами цирконов, извлеченных из дунитов ВХК (402±3млн. лет, [3]), заставляет предположить, что дунитовые цирконы могли быть новообразованными, а формирование их связано с воздействием на дуниты горнблендитовых расплавов, хотя такое предположение требует тщательной проверки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 09-05-00911-а и программы ОНЗ РАН № 10.

Литература

1. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Реакционное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабарнинского массива) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 71-76.

2. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.

3. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б. Цирконология дунитов Южного Урала (Сахаринский. Восточно-Хабарниский массивы) // Докл. РАН, 2009. Т. 426. № 4. С. 1-5.

4. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.

5. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 125-131.

6. Руженцов С.В. Краевые офиолитовые аллахтоны. М. Наука, 1975. 122 с.

7. Смирнов С.В. Изменение состава оливина в ксенолитах метагарцбургитов // Ежегодник-1988. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 117.

8. *Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 3. С. 13-23.

ИЗОТОПНАЯ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ УРАЛА

Грабежев А. И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, grabezhev@igg.uran.ru

Кварцдиоритовые интрузии (с резко подчиненым количеством габбро и тоналитов-плагиогранодиоритов) S_2 - C_2 возраста, в той или иной мере содержащие сульфидную вкрапленность или сопровождающиеся промышленным (Mo)-Au-Cu-, Cu-Au-, (Au-Cu)-Mo-порфировым оруденением (Михеевское, Гумешевское, Северо-Томинское, Юбилейное, Березняковское, Первомайское месторождения), имеют широчайшее распространение на Урале (вопреки до сих пор бытующему странному мнению о несостоятельности Урала на этот тип оруденения). В ряде объектов утвержденные запасы меди составляют 0,8-1,3 млн. тонн меди, а содержания рения в молибдените достигают 0,6 мас. %. U-Pb конкордантные возраста цирконов (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) и Rb-Sr датировки свидетельствуют о большой длительности рудоносного порфирового диоритоидного магматизма («диоритовая модель») при его омоложении по латерали от S_2 - D_1 на западе (месторождения Томинско-Березняковского рудного узла – 420-430 млн. лет, Вознесенское месторождение – 412±7 млн. лет, Гумешевское месторождение – 393±18 млн. лет) до D_3 - C_1 в восточной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (Тарутинское месторождение – 362±4, Михеевское месторождение – 356±6) и C_2 в Валерьяновсой вулканогенной зоне (Бенкалинское месторождение – 284-325 млн. лет по K-Ar методу). Петрохимия и геохимия плагиог-

ранитоидов существенно не изменяется по латерали. Они представлены преимущественно К-Na кварцевыми диоритами, имеющими низкие содержания микроэлементов. Содержания суммы P3Э составляют 30-60 г/т, Еu минимум отсутствует. По петрогеохимическим данным гранитоиды целесообразно относить к островодужному геохимическому типу. В диоритоидах всех массивов установлены низкие значения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₁ отношения (0.7038-0.7048, до 0.7051) и высокие величины (ϵ Nd)_t=3,7-7,5 (рис. 1). Отсутствует принципиальное изменение изотопных параметров по латерали. Приведенные данные свидетельствуют о метабазитовом нижнекорово-верхнемантийном (или верхнемантийном) источнике гранитоидов, однотипном во времени (в интервале S₂-C₂) и по латерали. Вероятно, этот метабазитовый «слой» активизируется (с выплавлением рудоносных диоритоидов) в процессе перемещения мантийного возбудителя по латерали на восток. Влияние верхней коры на изотопный состав гранитоидов почти не сказывается, исключая Юбилейное месторождение. В некоторых регионах наблюдается слабо выраженная возрастная эволюция порфиров в вертикальном диапозоне. Так, в пределах Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны и его обрамления наблюдаются мелкие (Cu)-Мо-порфировые объекты «монцонитоидной» модели D₃²⁻C₁¹ (Верхнеуральское проявление) и C₁ (Первомайское месторождение) возраста.

Изотопный состав гидротермалитов в значительной мере наследует мантийные черты рудоносных гранитоидов. В зону минералообразования на всех этапах происходит поступление флюида магматического типа с низким значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения, вероятно, изотопно-равновесного с диоритоидами. При наличии в рудном поле вмещающих пород происходит смешение магматического флюида с другими изотопными резервуарами (особенно, мраморами), что сопровождается увеличением во флюиде количества радиогенного стронция, а также петрогенных элементов. Так, на Гумешевском месторождении величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в эпидоте эндоскарнов и в карбонате ретроградных апомраморных (тальк, тремолит)-магнетит-кварц-карбонатных метасоматитов (соответственно, 0,7054-0,7058 и 0,7053-0,7065) отвечает (рис. 2) промежуточному значению между диоритоидами и мрамором (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70784±2). Это доказывает необходимость взаимодействия магматогенного флюида с мрамором в период, предшествующий образованию инфильтрационных эндоскарнов. Изотопные параметры флюида, равновесного при 400 °C с силикатами скарнов и экзоскарновых ретроградных метасоматитов составляют (относительно SMOW): $\delta^{18}O = 7,4...8,5$ ‰ и $\delta D = -49...-61$ ‰, подтверждая магматическую природу флюи-

Рис. 1. Соотношения между значениями $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_t$ отношения и $(\epsilon Nd)_t$ в гранитоидах медно-порфировых месторождений Урала на диаграмме Г. Фора.

1-11 – минимально измененные кварцевые диориты Гумешевского (1), Северо-Томинского (2), Березняковского (3), Салаватского (4), Юбилейного (5), Вознесенского (6), Михеевского (7), Тарутинского (8),



Бенкалинского (9) и монцонитоиды Верхнеуральского (10), Первомайского (11) месторождений по данным автора.

А-В (затемненные поля) – среднедевонские вулканиты колчеданоносной карамалыташской серии Магнитогорской зоны (А), рудоносные (Магнитогорское месторождение) и безрудные гранитоиды массивов Магнитогорской зоны (Б) и большая часть С-Р гранитоидов Восточно-Уральской сиалической мегазоны (В) по литературным данным. М – MORB с возрастом 179-400 млн л.



Рис. 2. Зависимость между изотопными составами стронция и углерода в карбонатах (1-7) и изотопный состав стронция в силикатах (8-10) Гумешевского месторождения, а также других месторождений (поля I-III).

Карбонаты: 1 – мрамор в удалении от скарновых тел; 2 – мрамор, находящийся вблизи зон скарнирования; 3 – карбонат-пиритовый метасоматит по мрамору; 4 – (тальк, хлорит, тремолит)-пирит-магнетит-кварцкарбонатные метасоматиты по мрамору; 5 – карбонатизированные эндоскарны, эпидозиты и экзоскарны; 6 – послерудные карбонатные жилы различного состава; 7 – серицитизированный диорит Восточного массива. Силикаты: 8 – эпидоты из эндоскарнов и эпидозита; 9 – амфиболы из актинолит-кальцитового метасоматита по экзоскарну; 10 – гранаты из экзоскарнов. Линии регрессии: I – тренд смешения для 6 (за исключением одной пробы), II – для 3 и 4, III – для 5 (за исключением одной пробы). Залитый прямоугольник отвечает изменению (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), отношения (на возраст 390 млн. лет) в рудоносных диоритах. Поля I-III соответствуют месторождениям с возрастающей ролью известняков и кислотного метасоматизма.



Рис. 3. Соотношение значений δ^{18} О и δ^{13} С в карбонатах из Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения.

1-7 – см. рис. 2. Затемненные прямоугольники М и И отвечают полям соответственно «магматического» карбоната и морского известняка. Прямая сплошная линия – тренд. Изложенные изотопные данные свидетельствуют о послерудных карбонатов жил выполнения (для 5 из 7 проб).



Рис. 4. Соотношение значений δ^{18} О и δ^{13} С в карбонатах из скарново-медно-порфировых месторождений Урала.

1, 2 – карбонатные прожилки в диоритах соответственно Северо-Томинского медно-порфирового и Березняковского золото-порфирового месторождений; 3 – перекристаллизованные известняки Березняковского месторождения; 4-6 – соответственно карбонатные прожилки в диоритах Михеевского, Вознесенского и Медногорского месторождений. Остальные обозначения по (J. Bowman).

да. Значения δ^{13} С и δ^{18} О в карбонатах ретроградных апомраморных силикатно-магнетит-кварцкарбонатных метасоматитов равны (рис. 3) соответственно -5,3...+0,6 (относительно PDB) и +13,0...+20,2 ‰ (SMOW). Сульфидизация завершает метасоматоз, иллюстрируя поступление новой порции магматического флюида. Об этом свидетельствует метеоритное значение δ^{34} S в сульфидах (0±2 ‰, CDT) и низкое значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в кальците (0,704134±6) из позднего кальцит-пиритового апомраморного метасоматита. Между значениями δ^{13} C и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в послерудных жильных карбонатах впервые установлена прямая линейная зависимость (r = 0,98, n=6, тренд выходит в поле мрамора), свидетельствующая о смешении флюидного и мраморного изотопных резервуаров при отсутствии взаимодействия с другими резервуарами и изотопного фракционирования. Нижней части линии регрессии отвечает «магматический» (по терминологии J. Bowman) кальцит с минимальными значениями ¹³C, δ^{18} O и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения (соответственно, -6,9 ‰, +6,7 ‰ и 0,703784). Диаграмма δ^{13} C, δ^{18} O для карбонатов также свидетельствует об изменении изотопного состава магматического флюида в результате его взаимодействия с мрамором (рис. 3).

На других уральских месторождениях величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в жильных карбонатах также определяются значениями (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t в рудоносных диоритоидах и степенью присутствия мраморов, что достаточно четко видно на диаграмме δ^{13} C – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Карбонаты из рудных полей, в которых отсутствуют мрамора (Северо-Томинское, Медногорское и другие), характеризуются минимальными значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения, близкими к величинам (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t субмантийных диоритоидов (рис. 2, поле I). Эти величины возрастают в карбонатах из Турьинских медных рудников, где широко распространены известняки, но отсутствуют ретроградные апомраморные метасоматиты (поле II). Максимальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения наблюдаются в карбонатах Березняковского порфирового месторождения, в пределах которого наблюдаются известняки и кислотные метасоматиты (поле III). Роль изотопного смешения также хорошо видно на рис. 3 и

4. Рудоносные гранитоиды, содержащие коровый материал, и сопровождающие их жильные карбонаты характеризуются повышенными значениями (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_t отношения (На Юбилейном месторождении соответственно 0,70896 и 0,70646).

Изложенные изотопные данные свидетельствуют о метабазитовом нижнекорово-верхнемантийном источнике рудоносных диоритоидов, однотипном по латерали при его омоложении на восток от S_2 до C_2 . Установлено поступление порций магматического флюида на всех стадиях минералообразования и о обычном взаимодействии флюида с мрамором, а также другими породами, что сопровождается изменением изотопного состава Sr, C и O во флюиде и соответственно фиксируется в гидротермалитах. Это подтверждает установленную для месторождения ведущую роль перераспределения петрогенных компонентов субстрата и РЗЭ при метасоматозе. Нередко фиксируется также примесь метеорной и метаморфической воды в кварце и карбонате из послерудных жил.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00289, 07-05-00517) и НЗ-2.2009. Автор признателен многим коллегам, и, особенно, Ю.Л. Ронкину за содействие в выполнении работы.

СОХРАННОСТЬ ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ГЕОХРОНОМЕТРА

Денисова Ю.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Благодаря разработкам П. Кюри и Э. Резерфорда в области применения радиоактивности в начале 20 века стало возможным использования радиоактивного распада химических элементов для определения абсолютного возраста горных пород и минералов. Согласно принципу, положенного в основу определений абсолютного возраста, процесс распада любого радиоактивного элемента происходит с постоянной скоростью, в результате чего появляются атомы устойчивых, уже нераспадающихся, элементов, количество которых является прямопропорциональным относительно возраста исследуемого минерала. При постоянной скорости радиоактивного распада в истории Земли разные элементы распадаются с различной скоростью. Распад таких элементов, как уран, торий, калий и других, происходит очень медленно, на протяжении нескольких млрд лет.

В основу определений абсолютного возраста положено соотношение, определяющее на-копление продуктов радиоактивного распада в течение времени:

$$\mathbf{D}=\mathbf{P}\;(\mathbf{e}^{\lambda t}-1),$$

где D – число атомов нерадиоактивного вещества, возникших за время t; P – число атомов того или иного радиоактивного элемента в настоящий момент; λ – константа распада, которая показывает, какая часть атомов радиоактивного элемента распадается за единицу времени по отношению к первоначальному количеству.

Иногда скорость распада выражают периодом полураспада (Т) – временем, в течение которого любое количество вещества распадается наполовину.

Учитывая, что: D / P = $e^{\lambda t} - 1$, получаем соотношение для определения возраста:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(1 + \frac{D}{P})$$

Данная формула применима, только если между отношением D / P и радиоактивным распадом имеется четкая зависимость, т. е. минерал представляет собой замкнутую систему.

В природе существуют различные изотопные геохронометры (урано- свинцовый, самарийнеодимовый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый и др.).

Геохронометр, основанный на механизме альфа-распада: изотопы урана ²³⁸U, ²³⁵U и тория ²³²Th превращаются в изотопы свинца, соответственно в ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb и ²⁰⁸Pb. Для определения возраста учитывается соотношение концентраций материнских и дочерних изотопов ²⁰⁶Pb / ²³⁸U,

²⁰⁷Pb / ²³⁵U, ²⁰⁸Pb / ²³²Th в минерале. Такой же вид радиоактивного распада лежит в основе самарий-неодимового геохронометра: при преобразовании изотопа самария ¹⁴⁷Sm в ¹⁴³Nd учитывается изотопное соотношение ¹⁴³Nd / ¹⁴⁷Sm. Широко распространенный радиоактивный изотоп рубидия ⁸⁷Rb превращается в результате бета-распада в изотоп стронция ⁸⁷Sr (соотношение концентраций в породе изотопов ⁸⁷Sr / ⁸⁷Rb). На таком же виде радиоактивного распада основаны рений-осмиевый, лютеций-гафниевый, калий-кальциевый изотопные геохронометры. Радиоактивный изотоп калия, присутствующий во многих породах, ⁴⁰К превращается в изотоп ⁴⁰Ar (соотношение концентраций ⁴⁰Ar / ⁴⁰K).

В зависимости от конечных продуктов распада выделяют различные методы ядерной геохронологии: свинцовый (уран-торий-свинцовый), гелиевый, аргоновый (аргон-калиевый), кальциевый, стронциевый (стронциево-рубидиевый), осмиевый.

Свинцовый метод основан на исследованиях радиогенного свинца в минералах (уранините, монаците, цирконе, ортите). Он является наиболее достоверным, поскольку решение задачи о возрасте минерала достигается по трём независимым уравнениям:

$$\frac{{}^{206} \text{Pb}}{{}^{238} \text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1, \quad \frac{{}^{207} \text{Pb}}{{}^{235} \text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1, \quad \frac{{}^{208} \text{Pb}}{{}^{232} \text{U}} = e^{\lambda_3 t} - 1.$$

На основании трех уравнений получаем следующее соотношение:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}},$$

которое даёт наиболее близкие к истинным значения возраста, что связано с малой его зависимостью от возможных потерь урана и свинца минералом на протяжении его жизни. Т. к. в настоящее время отношение $^{235}U/^{238}U = 137,7$ (почти для всех минералов), то последнее уравнение позволяет определить возраст только по одному измеренному отношению $^{207}P/^{206}P$.

Совпадение значений возраста, полученных по всем четырём уравнениям, свидетельствует о хорошей сохранности исследованного минерала, а, самое главное, о достоверности найденного абсолютного возраста минерала.

Аргоновый метод основан на радиогенном накоплении аргона в калиевых минералах. Несмотря на большую популярность за счет легкости получения минерала и простоте его обработки, большим минусом являются быстрые потери радиогенного аргона (полевой шпат). В следствии чего, данный метод, в основном, применим для определения возраста осадочных отложений по минералу глаукониту.

Стронциевый метод мало применим, т. к. в районах, характеризующихся высоким общим содержанием рубидия данный элемент может быть привнесён в минералы значительно позже времени их образования, в результате чего при определении возраста этих минералов возможны сильные искажения в сторону «омоложения»; наоборот, в районах с интенсивным щелочным метасоматозом рубидий легко выносится из минералов, и тогда значение возраста по 87 Sr/ 87 Rb становится сильно преувеличенным. Обычно при измерении возраста по 87 Sr/ 87 Rb из гранита выделяют составляющие его минералы и в каждом из них определяют 87 Sr/ 86 Sr.

Необходимо учитывать, что любой минерал при образовании и дальнейшем росте постоянно подвергается воздействиям окружающей среды. Причем, при образовании минералы изначально могут захватить из окружающей среды некоторое количество того же изотопа, что образуется впоследствии при радиоактивном распаде в них. Например, кристаллизуется минерал из расплавленного вещества древнего гранита, в котором прежде накопилось много радиогенного стронция ⁸⁷Sr. Этот стронций входит в кристаллическую структуру минерала. В последующем новообразованный радиогенный стронций ⁸⁷Sr добавляется к захваченному стронцию. Но исследователь, думая, что весь изотоп ⁸⁷Sr генерирован в минерале, может принять на веру показания изотопного геохронометра и получить гораздо большее время, чем прошло с момента образования минерала. Или, например, влияние на изменение возраста может оказать и повышение температуры, которое могло быть вызвано внедрением в горные породы раскаленной магмы, проникновением воды с растворенными солями, погружение горных пород на глубины, характеризующиеся повышенной температурой. При таких событиях в минералах происхо-

дит перемещение атомов химических элементов. В результате чего минералы меняют кристаллохимические свойства, химический состав, что ведет к изменению геохронологических датировок: из минерала мигрируют как дочерние (радиогенные), так и материнские (радиоактивные) изотопы. Кроме того, в минералы радиоактивные изотопы могут поступать и извне.

Одной из актуальных проблем современной геохронологии является определение и надежное датирование древнейших образований. Высокая физико-химическая устойчивость циркона к воздействию наложенных процессов, связь облика и внутреннего строения минерала с условиями формирования и преобразования пород, обусловили его применение в качестве основного минерала – геохронометра.

При определении абсолютного возраста тем или иным методом возникает вопрос о сохранности U-Pb изотопной системы минерала, которая в течение времени постоянно испытывает потерю составляющих компонентов, что, в свою очередь, приводит к искажению получаемых возрастных характеристик.

Учитываем, что при одних и тех же геологических условиях структура самого циркона обеспечивает прежде всего степень сохранности изотопной системы. Миграция компонентов вызвана различными вещественными и структурными неоднородностями. Однако необходимо учитывать и влияние породообразующих минералов.

Разные породообразующие минералы имеют неодинаковые консервирующие и транзитные свойства и тем самым оказывают тормозящее или активизирующее воздействие на миграционные процессы, что приводит к тому, что для фактически одновозрастных, но имеющих разный химический состав пород, могут быть получены разные возрастные цифры. Так, например, мафические минералы более чутко реагируют на любые изменения условий, создавая тем самым более динамичную для цирконов среду, что облегчает нарушение равновесия в радиогенной системе. Кроме того, для этих минералов характерны более высокие транзитные свойства, обусловленные кристаллоструктурным свойствам.

Химический состав пород является фактором, влияющим на возрастные величины. Причем, выявлена следующая закономерность: чем выше основность породы, тем в большей степени проявляется склонность данной породы к омоложению реального возраста.

Таким образом, состояние U-Pb изотопной системы в цирконе и получаемые на основе его возрастные параметры для цирконов из разных породообразующих минералов в определенной степени зависят от типа содержащего циркон минерала-хозяина.

U-РВ ЦИРКОНОВЫЙ ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ, АССОЦИИРОВАННЫХ С ЗОЛОТОРУДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Зинькова Е.А., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, zinkova@yandex.ru

Гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации развиты в Восточно-Уральской мегазоне [2, 3], и, по данным многих исследователей [3, 8-10], являются надсубдукционными образованиями окраинно-континентального андийского типа. Известно, что с ними сопряжены золоторудные месторождения кварц-жильного типа [4]. На Среднем Урале эти месторождения сосредоточены в Петрокаменско-Верхотурской структурно-формационной зоне и в Сысертском блоке, где широко развиты массивы тоналит-гранодиоритовой формации. Самым крупным из них является Верхисетский тоналит-гранодиоритовый батолит, залегающий среди позднесилурийско-(?), ранне- и среднедевонских вулканитов и комагматичных им габбро-гранитоидных серий. В экзоконтакте массива локализуются многочисленные гранитоидные интрузии с приуроченными к ним дайковыми полями с золотоносными кварцевыми жилами и околорудными метасоматитами лиственит-березитовой формации [4]. В пределах Сысертского блока самой крупной интрузией является Осиновский тоналит-гранодиоритовый массив с рядом мелких месторождений и рудопроявлений золота кварцево-жильного типа в его экзоконтактах и апикальных частях.

Для изотопного датирования были выбраны массивы – Середовинский, Пановский, Чусовской (самая ранняя чусовская серия Верхисетского массива) и Осиновский (Сысертский блок), с которыми в порядке перечисления связаны следующие месторождения золота: Невьянская Середовина, Пановская Ляга, Свердловское и ряд месторождений Мраморской площади. Цирконы выделялись из типичных гранитоидов каждого массива: из гранодиоритов Середовинского и Пановского массивов, из диорита чусовской серии Верхисетского массива и из трондьемита Осиновской интрузии. Выделение производилось обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции –0,5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарацию в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществляли вручную под бинокуляром. U-Pb анализы цирконов выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕ-ГЕИ по стандартной методике [13, 17].

Цирконы представлены идиоморфными удлиненно-призматическими и призматическими кристаллами. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона (рис. 1.) показывают наличие ритмичной зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям, что позволяет коррелировать возраст цирконов с возрастом кристаллизации гранитоидов. U-Pb-SHRIMP-датировки по цирконам из гранодиорита Середовинского массива (среднее значение возраста составило 314,2±5,4 млн лет) показывают, что внедрение и кристаллизация гранодиоритов происходили в среднекаменноугольное время (башкирский век). Среднее значение возраста гранодиорита Пановского массива составило 376±4 (±2 σ) млн лет, что говорит об их среднедевонском возрасте (франский век) и находится в идеальном согласии с геологическими данными о возрасте этих пород [6]. Среднее значение возраста диорита чусовской серии Верхисетского массива составило 369±6 (±2 σ) млн лет, что указывает на их внедрение и кристаллизацию в верхнедевонского массива составило 312±1,6 млн лет (башкирский век).

Результаты проведенных изотопных исследований гранитоидов Верхисетского батолита позволили выявить длительную и сложную историю его формирования (D_3-P_1) , включающую в себя два крупных этапа. На протяжении первого (D_3-C_2) произошло формирование существенно гранодиоритовых серий. В течение второго этапа формировались массивные граниты центральных тел батолита.

Возраст золотоносных интрузий (Чусовской – 369 млн лет, Середовинской – 314 млн лет, Осиновской – 312 млн лет) совпадает с возрастом образования существенно гранодиоритовых серий Верхисетского массива (D_3 - C_2). По петролого-геохимическим особенностям гранитоиды золотоносных интрузий так же проявляют сходство с гранодиоритовыми сериями Верхисетско-го массива, что говорит о принадлежности этих массивов к единой, тоналит-гранодиоритовой формации. Возраст гранодиоритов Пановского массива (376 млн лет) совпадает с геологичес-кими данными о возрасте этих пород [6] и указывает на их внедрение и кристаллизацию до тоналит-гранодиоритовых массивов. По петролого-геохимическим характеристикам гранодиориты Пановского массива также отличаются от пород тоналит-гранодиоритовых серий и относятся к предшествующим им габбро-гранитным сериям. На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 2) породы этих различных серий хорошо разделяются – гранитоиды тоналит-гранодиоритовых массивов попадают в поле адакитовых серий, а предшествующих им габбро-гранитных серий – в поле классических островных дуг. Проведенные ранее исследования по уточнению геологической позиции месторождения Пановского массива Ляга, расположенного среди гранодиоритов Пановского массива [1], выявили более вероятную связь этого месторождения с тоналит-гранодиоритовым магматизмом.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о генетической связи большинства золоторудных месторождений кварцево-жильного типа на Среднем Урале с тоналит-гранодиоритовыми массивами. Их сходство по химическому составу с породами адакитовых серий – высокое содержание Sr (от 400 до 1300 г/т), Al (>15 вес. %), отсутствие Eu аномалии, низкие содержания Yb (<1,5 г/т) и Y (<15 г/т), низкие содержания Nb и Ta; высокие Sr/Y (>40) и La/Yb (20) отношения, повышенное содержание Na (4-5,2 вес. %) указывает на их образование в надсубдукционных условиях. Известно, что формирование адакитовых серий возможно только при субдукционном режиме [11], и их присутствие считается признаком начальной стадии зарождения субдукции [5]. Более того, известно, что адакитовые серии по сравнению с эквивалентными



Рис. 1. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранитоидов: А – гранодиорит Середовинского массива (проба Сер16); Б – гранодиорит Пановского массива (проба Сер35); В – диорит чусовской серии Верхисетского массива (проба Ви681); Г – трондьемит Осиновского массива (проба Ос-3-152). Кружками показаны точки измерения; номера соответствуют номерам анализов, приведенных в табл. 1.



Рис. 2. Диаграмма Sr/Y-Y для гранитоидов тоналит-гранодиоритовой (1) и габброгранитной (2) серий.

Толстым контуром выделены образцы, из которых отбирались цирконы для датирования. Ви681, Ви631 – диориты чусовской серии Верхисетского массива; Сер16, Сер19 – гранодиориты Середовинской интрузии; Ос-3-152 – трондьемит Осиновского массива; Сер9, Сер31, Сер36 – дорудные диоритовые дайки месторождения Пановская Ляга; Сер4, Сер8, Сер35 – гранодиориты Пановского массива. Сплошной линией показан тренд пород наиболее распространенной по Верхисетскому массиву К-Na серии. Поля адакитов и классических островных дуг вынесены по [12, 14, 16].

им по содержанию кремнезема обычными известково-щелочными сериями, обогащены золотом. В адакитовых магмах золото некогерентно, тогда как в известково-щелочных оно контролируется кристаллизацией сульфидов [15]. Это говорит о том, что именно адакитовые магмы могли послужить источником золота месторождений кварц-жильного типа.

Работа поддержана грантом РФФИ 08-05-00018-а и 07-05-96006-р-Урал-а.

Литература

1. Зинькова Е.А., Холоднов В.В. Новые данные о геологическом строении золоторудного месторождения Пановская Ляга // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 313-316.

2. *Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.

3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

4. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

5. СветовС.А., Хухма Х., Светова А.И. и др. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // Докл. РАН, 2004. Т. 397. № 6. С. 810-814.

6. Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 72 с.

7. Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др. Результаты Rb-Sr-датирования и изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН СССР, 1998. Т. 363. № 4. С. 389-391.

8. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.

9. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 12. С. 1349-1364.

10. Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al. Generation and evolution of subduction –related batholiths from the Central Urals: Constraints on the P-T history of the Uralian Orogen. // Tectonophysics, 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.

11. Bourdon E., Eissen J.P. Gutscher M.A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planet. Sci. Lett., 2003. V. 205. P. 123-138.

12. Drummond, M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // J. Geophys. Res., 1990. 95. P. 21503-21521.

13. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. // Mem. Geol. Soc. London., 2004. N_{2} 30. P. 69-74.

14. Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru // J. Petrology., 1996. V. 37. № 6. P. 1491-1521.

15. Polve M., Maury R.C., Joron J.L. Slab melting and the origin of gold in Au and Au-Cu deposits: geochemical clues from recent adaktes // Geophysical Research Abstracts, 2003. V. 5. P. 12068.

16. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H. et al. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Jsland Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // J. Petrology, 1996. V. 37. № 3. P. 693-726.

17. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. // Rev. Econ. Geol., 1998. V. 7. P. 1-35.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПИРИТА ИЗ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Крупенин М.Т.*, Мичурин С.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Krupenin@igg.uran.ru **Институт геологии УНЦ РАН, s_michurin@mail.ru

Изотопный состав серы сульфидов является чувствительным индикатором условий их образования. С одной стороны, он чутко реагирует на вариации физико-химических условий отложения минералов, с другой – незначительно изменяется при последующих геологических процессах. Поэтому изотопный анализ серы обычно привлекают для выяснения вопросов, связанных с происхождением месторождений и источниками рудного вещества. Магнезитовые месторождения Южно-Уральской провинции, являющиеся основной базой отечественного производства огнеупорной периклазовой продукции, до сих пор остаются объектом различных (противоположных) генетических построений [1, 8, 10]. В магнезитах и вмещающих доломитах месторождений нередко отмечается прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Кроме того, сульфиды встречаются и в дайках габбро-диабазов, которые прорывают осадочные породы, а во вмещающих отложениях в пространственной связи с магнезитами присутствуют прослои, обогащенные баритом.

Изучение изотопии серы сульфидов, встречающихся в пределах магнезитовых месторождений на Южном Урале, ранее носило спорадический и, в целом, бессистемный характер. Преимущественно объектом изучения являлся пирит из вмещающих доломитов. Тем не менее, по результатам единичных определений разными исследователями было установлено, что пирит из

доломитов саткинской свиты характеризуется обогащением легкого ³²S изотопа со значениями δ^{34} S от –3,8 до –12,8 ‰ (n=16) [1, 3, 11, 13]. В 2008 году нами начаты изотопные исследования сульфидной и баритовой минерализации магнезитовых месторождений Саткинской группы, являющихся в России типовыми. Были выявлены основные разновидности сульфидной минерализации и установлено, что пириты из магнезитов, а также из габбро-диабазов по изотопному составу серы резко отличаются от пирита из вмещающих доломитов [9]. Настоящее сообщение является продолжением начатых исследований, в котором рассматриваются новые изотопно-геохимические результаты по пиритам не только месторождений Саткинской группы, но и Бакальской.

Наиболее контрастно распределение изотопов серы проявлено в пиритах из различных пород в пределах Саткинского месторождения магнезитов (рис. 1). На схеме, иллюстрирующей это распределение, положение точек опробования показано условно, и сама схема не масштабирована, однако, на ней хорошо видно принципиально резкое изотопное различие в пиритах из магнезитов, из вмещающих доломитов и из габбро-диабазов (см. рис. 1). В магнезитах гнезда и прожилки пирита, представленные вкрапленниками пентагондодекаэдров размером от долей до 3-4 мм, обогащены тяжелым ³⁴S изотопом относительно серы метеоритного стандарта (значения δ^{34} S составляют от +5,4 до +6,9 ‰), в доломитах конкреционные скопления тонкозернистого пирита – легким ³²S изотопом (величины δ^{34} S от –5,8 до –16,6 ‰). Тонковкрапленный кубический пирит в магматических породах характеризуется околонулевыми значениями δ^{34} S (–1,1 и +1,7 ‰), а в перекристаллизованных индивидах пирита из карбонатных прожилков в рассланцованных, доломитизированных и хлоритизированных диабазах отмечается незначительное обогащение ³⁴S изотопом до +3,1 ‰.

Обращает на себя внимание высокая однородность изотопного состава серы в пирите из магнезитов. Вариации значений δ^{34} S изученных индивидов пирита очень незначительны и составляют меньше двух промилле (от +5,4 до +6,9 ‰, рис. 1). Положительные величины δ^{34} S указывают, что источником серы выступали сульфаты эвапоритов (раннедиагенетические скопления ангидрита или гипса), т.е. образование пирита в магнезитах происходило из эпигенетических рассолов, которые в свою очередь сформировались при растворении сульфатных минералов на стадии позднего диагенеза-катагенеза рифейских отложений. Высокая степень однородности изотопного состава серы пиритов, в таком случае, является следствием термохимического восстановления сульфатов, поскольку обычно при терморедукции создаются благоприятные условия для усреднения изотопного состава накапливающегося в растворе сероводорода [2, 12].

Эти выводы хорошо согласуются с результатами термобарогеохимических исследований и минераграфическими наблюдениями. На фотографии одного из изученных образцов магнезита в отраженном свете видно, что тонковкрапленный пирит расположен в прожилках и интерстициях между магнезитовыми кристаллами и в периферии гнезд импрегнирующего углеродистохлоритового вещества (рис. 2, А). Вероятнее всего, такое расположение тонких кристаллов пирита связано с его эпигенетическим, т.е. во время роста кристаллов магнезита, происхождением. Образование же магнезитов, как показывает изучение их флюидных включений [6], происходило при относительно высоких температурах ≈120-170°С.

Эпигенетические относительно высокотемпературные растворы, обогащенные тяжелым ³⁴S изотопом, по-видимому, оказали определенное влияние и на габбро-диабазы, которые встречаются в пределах месторождения. Как отмечено выше, в изменененных интрузивных породах перекристаллизованый кубический пирит, как правило, характеризуется некоторым обогащением ³⁴S изотопа.

Изотопные характеристики пирита из саткинских доломитов (обогащение «легкой» серой относительно метеоритного стандарта) свидетельствуют о его первичной биогенно-осадочной природе [3, 11], т. е. о том, что его образование было связано с бактериальным восстановлением сульфат-иона морской воды. Если иметь в виду палеофациальные особенности седиментогенеза карбонатных пород в саткинское время, то, исходя из среднего значения δ^{34} S в пиритах из доломитов (приблизительно –10 ‰), можно говорить об их образовании в условиях засолоненных лагун [5, 9].

Отрицательные значения δ^{34} S в слоисто-друзовом пирите в периферии гнезд явно вторичного доломита из доломитовых брекчий показывают, что формирование этого пирита происхо-



Рис 1. Изотопный состав серы (‰) пирита из различных пород и барита в пределах Саткинского месторождения магнезитов.



Рис. 2. Тонковкрапленный пирит в магнезите (А) и слоисто-друзовый пирит в периферии гнезд вторичного доломита в доломитовой брекчии (Б).

Mgz – магнезит; Ру – пирит; Dol – доломит. В овалах показаны значения изотопного состава серы пирита в ‰. Черные кружки – точки изотопного анализа.

дило в результате переотложения раннедиагенетических сульфидов, присутствовавших в первичных доломитах. Довольно высокая дисперсия изотопного состава серы в пирите (более 4 ‰, рис. 2, Б), с тенденцией утяжеления по мере роста друз, вероятнее всего, указывает, что перекристаллизация происходила под действием щелочных растворов [4].

На месторождениях магнезита в пределах Бакальского рудного поля результаты изучения изотопного состава серы в пиритах не столь однозначны и показывают очень широкие вариации величин δ^{34} S. Тем не менее, в большинстве изученных индивидов пирита наблюдается значительное обогащение тяжелым изотопом ³⁴S: в магнезитах до +33,3, во вмещающих доломитах до +25,1 и в габбро-диабазах до +15,3 ‰. В перекрывающих бакальские отложения породах зигальгинской свиты, на фоне в целом большой дисперсии изотопных значений от -6,3 до +26,5 ‰, в пиритах также преобладают положительные величины δ^{34} S. Только раннедиагенетический пирит из вышеле-

жащих отложений зигазино-комаровской свиты среднего рифея (шаровидные конкреции радиально-лучистого строения) показал явное обогащение легким ³²S изотопом от –6,7 до –27,8 ‰.

В пределах Бакальского рудного поля, вероятно, проявлено несколько не связанных между собой геологических событий, чем и объясняется пестрая и на первый взгляд не закономерная картина распределения изотопов серы в пиритах. Вместе с тем, преимущественное их обогащение тяжелым изотопом ³⁴S уверенно указывает на эвапоритовый источник серы. Отметим при этом, что прецизионное изучение состава флюидных включений бакальских магнезитов, проведенное нами ранее [7], также свидетельствует об эвапоритовой природе источника метасоматических метаморфизованных рассолов.

По результатам изучения изотопного состава серы пирита из пород Бакальского рудного поля можно сделать предварительные выводы. Дело в том, что зона пиритизации в зигальгинских кварцитовидных песчаниках, по-видимому, генетически и пространственно связана с образованием бакальских сидеритов. По сути, сульфиды развиты вдоль поверхности несогласия (примыкания песчаников зигальгинской свиты к нижележащим карбонатным горизонтам бакальской свиты), которая являлась рудоподводящим каналом для железистых растворов. Пирит в песчаниках зигальгинской свиты из зоны контакта с бакальской свитой, в основном, характеризуется значениями δ^{34} S от +6,2 до +26,5 ‰. При этом важно отметить, что пробы пирита отобраны исключительно в Петлинском карьере, где залегает шуйдинская пачка, – единственная с магнезитами (и баритами) из пяти карбонатных пачек бакальской свиты, и где к кварцитам подходит, так называемая, Главная дайка. Последняя, по-видимому, была подвержена тем же преобразованиям, в том числе и пиритизации, что и контакт бакальской и зигальгинской свит. Пирит из диабазов здесь показал значительное утяжеление (+15 ‰) относительно серы метеоритного стандарта.

Бакальские месторождения по сравнению с Саткинскими имеют более длительную историю формирования. Породы в них были подвержены нескольким стадиям преобразования. Саткинские месторождения магнезитов после своего образования в конце раннего-начале среднего рифея оказались, по-видимому, частично изолированными от дальнейшего проникновения растворов. Бакальские же магнезитовые месторождения, расположенные в зоне межформационного несогласия, поневоле оказывались втянутыми в зону разгрузки флюидов, связанных с различными этапами тектонической активизации региона, начиная с мощнейшего процесса сидеритизации на границе среднего и позднего рифея и заканчивая тектоно-термальной активизацией в венде.

Единичные определения изотопного состава серы пирита из магнезитов других месторождений Южно-Уральской провинции, в частности месторождения Семибратское, также показали его значительное обогащение тяжелым изотопом ³⁴S до +18,9 ‰.

По результатам спектрального анализа (аналитик Ф.Р. Валиева, Институт геологии УНЦ РАН) выявлены низкие содержания кобальта и никеля в пиритах из магнезитов и доломитов, при этом Ni обычно преобладает над Co, и отношение Co/Ni почти всегда меньше единицы (рис. 3). Пириты из магматических пород уверенно отличаются от пиритов из магнезитов и доломитов повышенными концентрациями этих микроэлементов, что вместе с изотопными данными по сере указывает на разный генезис пиритов [9]. С другой стороны, в осадочных породах пириты с разными изотопными характеристиками по распределению Co и Ni не отличаются между собой (в них одинаковые очень низкие концентрации, см. рис. 3), только конкреция пирита из зигазино-комаровской свиты несколько выбивается повышенным содержанием Ni. Возможно, это говорит о том, что пириты из доломитов и магнезитов подвергались перекристаллизации и «очищались» от примесей.

Итак, приведенные материалы показывают, что пирит из магнезитов по изотопно-геохимическим характеристикам отличается от пиритов как из вмещающих доломитов, так и из габбро-диабазов. Изотопный состав серы пирита из магнезитов (во всех рассмотренных случаях обогащение тяжелым изотопом ³⁴S) указывает на источник серы из сульфатов эвапоритов. Образование пирита в магнезитах происходило из эпигенетических рассолов, которые в свою очередь сформировались при растворении сульфатных минералов (ангидритовых или гипсовых включений в породах эвапоритового генезиса) на стадии позднего диагенеза-катагенеза рифейских отложений. Низкая дисперсия значений δ^{34} S в пирите из магнезитов Саткинского месторождения является следствием термохимического восстановления сульфатов. Полученные результа-





ты хорошо согласуются с термобарогеохимическими данными о температуре образования магнезитов и моделью их формирования из рассолов первично эвапоритовой природы, в пользу которой в последнее время появляется все больше новых изотопных и геохимических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ №2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», №4 «Природные изотопные системы: закономерности поведения, применение к изучению источников, условий и времени протекания геологических процессов, развитие методов исследования» ОНЗ РАН и программы РФФИ 09-05-00964а.

Литература

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.

2. Виноградов В.И. Изотопный состав серы на рубеже неопротерозой-кембрий – пограничный конфликт? // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 1. С. 3-17.

3. *Гаррис М.А., Резяпова Н.В.* Типизация сульфидной минерализации в верхнем протерозое Южного Урала по изотопным данным // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 66-70.

4. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.

5. Гриненко В.А., Мигдисов А.А., Барская Н.В. Изотопы серы в осадочном чехле Русской платформы // Докл. АН СССР, 1973. Т. 210. № 2. С. 445-448.

6. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Балтыбаев Ш.К. Газово-жидкие включения в кристаллических магнезитах и вмещающих брекчиевидных доломитах Саткинского рудного поля // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы. VII Межрегион. научно-практич. конференции Республики Башкортостан. Уфа, 2008. С. 190-192.

7. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. РАН, 2005. Т. 403. № 5. С. 1-3.

8. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. и др.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

9. Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М. К проблеме генезиса магнезитовых

залежей на Южном Урале (по данным изотопного анализа серы) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы. VII Межрегион. научно-практич. конференции Республики Башкортостан. Уфа, 2008. С. 192-195.

10. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.

11. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 143 с.

12. Desrocher S., Hutcheon I., Kirste D. et al. Constraints on the generation of H_2S and CO_2 in the subsurface Triassic, Alberta Basin, Canada // Chem. Geol., 2004. V. 204. P. 237-254.

13. *Ellmies R.* Lagerstatten in der Sedimentgesteinen des proterozoischen Bashkir Beckens (Ural) und ihre metallogenetischen Zusammenhange. Von der Fakultat VI Bauingenieurwesen und Angewandte geowissenschaften der Technischen Universitat Berlin zur Erlangung des akademischen Grades. Doktor der Naturwissenschaften genehmigte Dissertation. Berlin, 2001. 343 p.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА В СВЕТЕ НОВЫХ SM-ND, RB-SR, U-PB, LU-HF ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ (УРАЛ)

Недосекова И.Л.*, Белоусова Е.**

^{*}Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, vladi49@yandex.ru ^{**}Macquarie University, Sydney, ebelouso@els.mq.edu.au

Ильмено-Вишневогорский комплекс – один из крупнейших в мире щелочно-карбонатитовых комплексов карбонатит-нефелин-сиенитовой формации. Несмотря на значительную изученность комплекса, ряд важных генетических и геохронологических вопросов остаются до сих пор дискуссионными. Полученные ранее изотопно-геохронологические данные [1, 3, 5, 6] свидетельствуют о мантийном источнике вещества Ильмено-Вишневогорского комплекса и внедрении миаскитов и карбонатитов на завершающих стадиях континентального рифтогенеза (~440 млн лет назад). Геохронологические исследования фиксируют также последующие процессы метаморфизма, проявленные в миаскитах и карбонатитах Ильмено-Вишневогорского (~250 млн лет).

Нами проведено изучение Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных составов пород и минералов ИВК. Изучены изотопные составы пород и минералов Вишневогорского, Ильменогорского, Булдымского массивов, Центральной щелочной полосы. Получены первые Sm-Nd данные о возрасте ультрабазитов и щелочных метасоматитов Булдымского массива. Проведено U-Pb датирование цирконов миаскитов и карбонатитов Вишневогорского массива (совместно с А.А. Краснобаевым), а также U-Pb датирование монацита из доломитовых карбонатитов Булдымского массива (совместно с Т.Б. Баяновой, г. Апатиты). Изучены Lu-Hf изотопные составы цирконов из карбонатитов Вишневогорского и Булдымского массивов (совместно с Е. Белоусовой, Университет Маккуори, г. Сидней).

По результатам исследований построена Sm-Nd изохрона для пород Булдымского массива (рис. 1). На изохроне представлены изотопные составы ультрабазитов (оливинитов, оливинитов с рихтеритом и флогопитом) и ранних доломит-кальцитовых пирохлорсодержащих карбонатитов Булдымского массива. Полученный по этой изохроне возраст формирования пород Булдымского массива составляет 602±24 млн. лет, СКВО=1,3. Поздние доломитовые монацитсодержащие карбонатиты Булдымского массива имеют несколько иные изотопные составы, не принадлежащие этой изохроне (рис. 1; обр.1-54, 10-21). Также не принадлежат этой изохроне оливин-энстатитовые ассоциации Булдымского массива (обр. 44-3332).

По данным U-Pb датирования монацита из доломитовых карбонатитов Булдымского массива, возраст их формирования составляет 254±30 млн лет (рис. 2), по данным датирования циркона – 268±3,1 млн лет.

Таким образом, получены первые Sm-Nd изотопные данные, свидетельствующие о докембрийском (вендском) возрасте ультрабазитов и, возможно, карбонатитов Булдымского массива. Внедрение карбонатит-миаскитового комплекса произошло на рубеже ордовика (O) и силура (S) – 410-440 млн лет (данные Rb-Sr [1], U-Pb [2, 3, 5] датирования). Возраст кристаллизации циркона в миаскитах – 408±8 млн лет, CKBO = 0,19; в карбонатитах – 410±14 млн лет. Процесс метаморфизма и новообразования цирконов датируется для миаскитов – 383 ± 14 млн лет, CKBO=0,034 и 279±10 млн лет, CKBO = 0,23; для карбонатитов – 359 ± 25 млн лет, CKBO = 1,2 и 281±14 млн лет.

Первичные отношения изотопов Sr и Nd в ультрабазитах и ранних карбонатитах Булдымского массива близки хондритовым (87 Sr/ 86 Sr)₆₀₂ = 0,7040-0,7048, (143 Nd/ 144 Nd)₆₀₂ = 0,511842-0,511914, ϵ Nd = -0,37...+1,03 и характеризуются едиными величинами, что свидетельствует о возможной комагматичности и единстве источника их вещества (рис. 3). Величины первичных отношений Sr и Nd близки изотопным параметрам обогащенной мантии типа EM1. Карбонатитмиаскитовый комплекс имеет иные изотопные параметры (87 Sr/ 86 Sr)₄₄₀ = 0,7034-0,7038, (Nd/Nd)₄₄₀ = 0,512219-0,512372, ϵ Nd = 2,9-5,9, ϵ Hf = 1,0-5,7, соответствующие умеренно деплетированной мантии, иные источники вещества и иной возраст формирования.

Заключение

В Ильмено-Вишневогорском комплексе устанавливаются фрагменты более древних (по сравнению с миаскит-карбонатитовым комплексом) ультраосновных пород и, возможно, карбонатитов (Булдымский массив). Время их формирования (~600 млн. лет назад) соответствует стадии континентального рифтогенеза, предшествующей раскрытию Уральского палеоокеана. Изотопные параметры пород Булдымского массива близки хондритовым и свидетельствуют о комагматичности и единых источников вещества карбонатитов и ультрабазитов, отличных от пород миаскит-карбонатитового комплекса. Аналогичные источники вещества имеют карбонатитовые комплексы щелочноультраосновной формации Восточно-Африканского рифта, в частно-





505-27 – оливинит; 15-22 – оливинит с рихтеритом и флогопитом; К-97-1– рихтерит-оливиновая порода; 3311 – доломит-кальцитовый карбонатит I; 3311К, 915К – кальцит из доломит-кальцитовых карбонатитов I; 1-54, 10-21 – доломитовые карбонатиты II. 44-3332 – оливин-энстатитовые метагипербазиты.



Рис. 2. U-Pb изохрона по монациту из доломитовых карбонатитов Булдымского массива (обр. 10-21).



Рис. 3. Диаграмма ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(T)-єNd(T) для карбонатитов, миаскитов и ультрабазитов Ильмено-Вишневогорского комплекса.

1 – сёвиты Вишневогорского массива; 2 – сёвиты Булдымского массива и жилы 125; 3 – доломитовые карбонатиты Булдымского массива; 4 – миаскиты Вишневогорского массива; 5 – фениты жилы 125; 6 – антипертитовый миаскит Центральной щелочной полосы; 7 – севит Центральной щелочной полосы; 8 – севит зоны 140, 9 – фенитизированный кальцифир (карьер жилы 135), 10 – оливинит (Булдымский массив), 11 – рихтерит-оливиновая порода (копь 97, Ильменское рудопроявление), 12 – оливин-энстатитовая порода (Булдымский массив).

сти, породы действующего карбонатитового вулкана Олдоиньо-Ленгаи – карбонатитовые, нефелинитовые и фонолитовые лавы, а также ксенолиты пироксенитов и ийолитов [4]. Ильмено-Вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс имеет более молодой возраст внедрения (408-440 млн лет) и более деплетированный источник вещества.

Работа выполнена по программе междисциплинарных проектов «К-щелочные вулкано-плутонические комплексы различных структур Земли, проходящие в них процессы дифференциации и расслоения магм, приводящие к образованию рудоносных лампроитов и карбонатитов; их глубинные источники» УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН.

Литература

1. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав О и Sr ильмено-вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия, 1979. № 12. С. 1784-1795.

2. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология миаскитов Ильменских гор // Ежегодник – 2007 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. .

3. *Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия, 1987. № 3. С. 323-338.

4. *Kramm U., Sindern S.* Nd and Sr Isotope signatures of fenites from Oldoinyo Lengai, Tanzania, and the genetic relationships between nephelinites, phonolites and carbonatites // Journal of petrology, 1998. V. 39. № 11-12. P. 1997-2004.

5. Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al. Zircon typology and U-Pb systematics: a Case Study of zircons from nefeline syenite of the II'meny Mountains, Ural // Petrology, 1993. V. 1. N_{2} 5. P. 474-485.

6. *Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A. et al.* Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplasement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol., 1983. V. 91. P. 427-435.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАТИРОВКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬИНСКО-БОРИСОВСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАУРАЛЬЯ

Рейхов М.К.*, Иванов К.П.**, Расулов А.Т.**

* Университет Лейкестер, Великобритания, mkr6@le.ac.uk ** Институт геологии и геохимии УрО РАН, rasulov@igg.uran.ru

Большинство раннемезозойских впадин Зауралья перекрыто платформенным чехлом, в связи с чем изучение геологической позиции распространенных в них пород, в том числе магматических, опирается на данные буровых работ. Исключение составляет западная окраина Ильинско-Борисовской впадины, где ее вулканогенная толща доступна непосредственному наблюдению в долине р. Синары ниже ручья Чернушки. Эта толща в длительное время разрабатывается щебеночным карьером, расположенном в 1,5 км к западу от деревни Борисово. В ходе углубления карьера и расширение его границ были вскрыты ранее неизвестные детали строения упомянутой толщи [2], а также сечение ее дайкой долеритов. Нами проводились определения радиометрического возраста пород, распространенных в карьере.

Дайку, приуроченную к северо-восточной части карьера и имеющую темно-серую окраску, ограничивают круто падающие на юго-восток и протягивающиеся в направлении ЮЗ-СВ разломы. Для нее был получен калий аргоновый возраст по породе в среднем 217 млн. лет (±10 млн. лет) [3]. В забое карьера наблюдается чередование риолитов с базальтами. На фоне темно-серых и розоватых риолитов, базальты отличаются зеленоватым оттенком и с неровными границами (рис. 1). Для базальтов аргон-аргоновая изохронна дает возраст 245,9 млн лет (±2,4 млн.лет). Почти такой же возраст (244,9 ±1,2 млн лет) демонстрируют темно-серые базальты,



Рис. 1. Базальты и риолиты в забое щебеночного карьера на левобережье р. Синары вблизи с. Борисово.



Рис. 2. Соотношение TiO₂ и Mg в траппах Сибири и Зауралья.

обнажающиеся в западной окраине дер. Борисово. А для кислых вулканитов карьера уран-свинцовым методам по циркону был получен средний возраст 250 млн лет.

Таким образом, в пределах Ильинско-Борисовской впадины магматизм проявился в два этапа. С первым этапом связано излияние здесь и трапповых базальтов, которые отличаются от таковых Сибири, как возрастом, так и составом (рис. 2). Траппы Сибири возникли в пермо-триасе, как следствие нахождения или прохождения Сибирского континента над Африкано-Атлантическим горячим полем, с которого он, двигаясь на восток, сошел в конце позднего мезозоя

[1]. Триасовый же вулканизм Зауралья, по всей вероятности, имел трещинный характер и был связан с магматическими расплавами глубин, превышающих 100 км, где в мантии происходит стабилизация гранатов. На эту мысль наводит сходство Gd/Yb (>2,0) и La/Sm отношений в траппах региона с таковыми в щелочных базальтах ивакинской свиты Норильска [5]. Кроме того, Зауральские траппы по сравнению с пермо-триасовыми базальтами Сибири обеднены Mg. А по содержанию TiO₂ базальты Зауралья близки к высоко-титанистым вулканитам, слагающим верхнюю часть разреза сибирских траппов (надеждинская свита).

Литература

1. *Кузьмин М.Ю., Ярмолюк В.В.* Роль плюмов в фанерозойской истории Сибири и ее складчатого обрамления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 1. Екатеринбург, 2009. С. 249-252

2. Иванов К.П., Расулов А.Т. О фациальной природе кислых вулканитов триаса Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 53-55

3. Расулов А.Т., Степанов А.И., Гуляева Т.Я. Дайка долеритов в липаритах Ильинско-Борисовской впадины восточного склона Среднего Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 112-115

4. *Reichow M.K. Pringle O.M., Al'Mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters, 2009. V. 277. P. 9-20.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПОГРЕШНОСТИ И ВЕРОЯТНЫЕ АРТЕФАКТЫ ПРИ U-PB SIMS ДАТИРОВАНИИ ЦИРКОНОВ

Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, ronkin@r66.ru

U-Pb метод датирования является первым геохронометром, реализованным для урановых минералов в 1907 году. По мере совершенствования аналитических возможностей методов изотопной геологии, появилась возможность изучения U-Pb систем минералов с более низкими содержаниями урана и тория, и, в частности, циркона, являющегося сегодня абсолютным рекордсменом по количеству выполненных по нему определений U-Pb возраста. В настоящее время U-Pb датирование цирконов осуществляется преимущественно двумя способами. Первым является классический метод изотопного разбавления (ID – Isotope Dilution) [10, 12, 14], предполагающий использование трассера (spike-имеющего искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав U-Pb) и последующего масс-спектрометрического анализа U-Pb изотопного состава смесей исследуемого материала с трассером при помощи прецизионных твердофазных анализаторов с твердофазной ионизацией (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или мультколлекторными MC-ICP/MS. Другими способами U-Рь датирования цирконов являются локальные, «in situ», методы, позволяющие анализировать U-Pb изотопный состав нанограммовых и менее объемов вещества. Инструменты, реализующие подобный подход, основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry) [10, 13] и лазерной абляции LA-ICP/MS [10]. Поскольку основы рассматриваемых U-Pb методов датирования фундаментально отличаются, каждому из них присущи свои преимущества и недостатки.

U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS методы позволяют получить беспрецедентную [9], на сегодня, точность датирования (к примеру, 2727,0±0,6 млн лет) как единичных кристаллов циркона, так и их фрагментов. Важным преимуществом ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS перед SIMS методами является то, что концентрации, изотопный состав свинца и урана в исследуемом веществе определяются с высокой точностью непосредственно по соответствующим ионным токам изотопов этих элементов, исключая процедуру калибровки по стандарту с известным воз-

растом. Однако претворение этих методик весьма трудоемко и дорогостояще, предполагая реализацию «чистой химии» (наличие специального стерильно-производственного помещения, чистых реагентов и перегонных аппаратов для их приготовления, тонкой хроматографии, калиброванных растворов, трассеров, изотопных стандартов, точных весов и т. д. и т. п.), а также приобретение прецизионного TIMS или MC-ICP/MS анализатора. Кроме того, поддержание соответствующего уровня персонала и рабочего ритма такой лаборатории представляет собой также весьма непростую задачу. Известные методологические трудности вызывает U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS датирование полифазных цирконов, требующих реализации физической и химической сепарации (аэроабразии, селективного разложения и т. д.).

Что касается U-Pb SIMS датирования цирконов, то в настоящее время доминирующими инструментами в этой области являются SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) представляющий собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения, производитель ASI (Австралия), Cameca IMS (1270, 1280) производства одноименной французской фирмы и VG Isolab 120 (UK).

Несомненным преимуществом SIMS инструментов является возможность U-Pb датирования объемов до 100 мкм³ в пределах одного кристалла, что позволяет документировать сложную эволюцию цирконов во времени. Основной недостаток метода – значительная, на порядок и более, погрешность анализа в сравнении с ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS (наиболее существенно проявляющаяся для «молодых», палеозойских и моложе, поскольку в этом случае основное ограничение на точность определяется неопределенностью в калибровке Pb/U отношения образований, характеризующихся относительно меньшим содержанием радиогенного свинца), «маскируя» возможные потери свинца (и/или привнос урана) [2, 12]. Сложившаяся ситуация нередко обуславливает появление артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных, что в свою очередь приводит к выделению «этапов» магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительной «эволюции» изучаемых геологических объектов и т. д. и т. п. Настоящая работа направлена на некоторое прояснение этих моментов.

Для достижения поставленной цели нами приводятся как собственные, так и компилятивные данные по сравнению U-Pb SIMS и Sm-Nd ID-TIMS фактуры по одним и тем же, в том числе уральским, образованиям. Первым объектом для сопоставления результатов U-Pb SIMS и U-Pb ID-TIMS датирования может служить аттестованный стандарт Temora [6], представляющего собой цирконы, выделенные из Middledale Gabbroic Diorite (Австралия). К настоящему времени этот стандарт всесторонне изучен, кроме того, он многократно датирован с U-Pb ID-TIMS методами, а количество U-Pb SIMS анализов измеряется тысячами [6, 7, 11]. Соответствующие исследования показали, что цирконы Temora являются в высокой степени конкордантными в отношении U-Pb ID-TIMS возрастных данных и гомогенными по U/Pb отношению, т.е. являют собой пример «закрытой» изотопной U-Pb системы. Тем не менее, гомогенность по U/ Pb отношению в этих цирконах не сопровождается таковой по концентрациям урана. Более того, уран распределен относительно неравномерно, что отражается в наличии четко проявленной секториальной зональности на катодолюминесцентных изображениях.

К примеру, рассмотрение результатов U-Pb SHRIMP датирования цирконов (общее количество кратеров 45 шт) стандарта Тетога в сессии Z3673 выполненной в Австралии [11], выявляет значительный «разброс» (вариации дискордантности от -176,82(!) до +19,35) аналитических эллипсов относительно конкордии в диапазоне 380-445 млн лет, типичный для U-Pb SHRIMP датирования. Более того, некоторые фигуративные точки локализованы как выше, так и ниже конкордии, демонстрируя, в соответствии с имеющимися представлениями, потерю свинца и/или привнос урана. Если не иметь независимых аргументов, формально можно утверждать о «сложной геологической истории» изученных цирконов. Аналогичные выводы можно сделать и по гистограммам, демонстрирующих разброс возрастных значений, вычисленных по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ возможно оценить среднее значение возраста 416,2±2,5 [0,61 %] 95 % доверительный уровень, СКВО = 1,20, вероятность соответствия = 0,17. Возрасты, вычисленные по остальным отношениям ($^{207}Pb/^{235}U$, $^{207}Pb/^{206}Pb$), демонстрируют значительные вариации, характеризуясь низкими вероятностями соответствия.

Совершенно другая картина наблюдается при анализе результатов U-Pb ID-TIMS датирования (25 кратеров) цирконов стандарта Temora [6]. Сравнение U-Pb ID-TIMS данных с U-Pb SHRIMP результатами, нанесенных на график с конкордией в одинаковых масштабах, позволяет четко оценить, насколько значительна разница в погрешностях обоих методов. Значимое отличие наблюдается и в величинах дискордантности. Из 25 значений только для 5 кратеров коэффициенты дискордантности имеют значения -1,46, 1,19, 1,23, 1,25, 1,68. Для остальных 20 кратеров все величины менее единицы, подтверждая возрастную гомогенность (в отличие от U-Pb SHRIMP результатов) реферируемого материала. Таким образом, U-Pb ID-TIMS данные демонстрируют возраст 416,86 млн. лет с погрешностью всего лишь ±0,23 млн. лет.

Независимым примером является сравнительное изучение U-Pb SIMS (Cameca IMS) и U-Pb ID-TIMS систематики цирконов габбро-норита Кумбинского массива [8], Платиноносный Пояс Урала. На графике с конкордией фигуративные эллипсы (как и в предыдущем случае) демонстрируют типичный для U-Pb SIMS датирования случай, когда U-Pb данные, характеризуясь значимой дискордантностью (от -2,58 до +12,69), локализуются вдоль конкордии с некоторым размахом (возрасты по отношениям ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²⁰⁶Pb/²³⁸U варьируют в интервале от 387-433 и 397-431 млн лет, интерпретируемые иногда геологами как реальные геологические события). Следуя подобной логике, можно говорить о том, что исследованные цирконы имели достаточно длительную эволюцию, более 55 и 40 млн лет по отношениям ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁶Pb и ²⁰⁶Pb/²³⁸U соответственно. Более того, поскольку для всех U-Pb SIMS данных вероятность соответствия конкордантности равна нулю (СКВО = 12), то можно выделить два возрастных кластера: 400,9±5,8 млн лет (СКВО = 1,3) и 416,6±5,3 млн лет (СКВО = 1,18) с вероятностями соответствия 0,25 и 0,28 соответственно (нижняя и верхняя вставки соответственно). Однако, прецизионное U-Pb ID-TIMS датирование, выполненное по тем же цирконам, приводит к совершенно иным представлениям. На графике с конкордией шесть фигуративных точек цирконов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст 425±3 млн лет с высокой вероятностью соответствия конкордантности 0,84. И вновь, сравнение U-Pb SIMS и ID-TIMS фактуры по одним и тем же цирконам позволяет выявить, насколько результаты U-Pb SIMS неоднозначны относительно U-Pb ID-TIMS данных. Очевидно, что площадь конкретного эллипса, полученного с помощью U-Pb SIMS метода, может служить геометрическим местом для локализации множества фигуративных точек определенных с помощью U-Pb ID-TIMS. Иными словами, при U-Pb SIMS датировании складывается ситуация, когда положение фигуративной точки на графике с конкордией не может быть однозначно определено как конкордантное или дискордантное. Отсюда большая вероятность появления артефактов при интерпретации реальных геологических процессов, датированных с помощью U-Pb SIMS. Сюда же следует отнести и U-Pb датирование с помощью LA ICP-MS, где погрешности еще больше.

К настоящему времени список публикаций по сравнительному U-Pb SIMS и ID-TIMS датированию цирконов, а также комплексирования U-Pb SIMS измерений с результатами изучения поведения ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os и иных изотопных систем, достаточно представителен, и, в том числе, для уральских объектов [1, 3, 4, 5].

Таким образом, резюмируя изложенное выше, можно сделать следующие выводы:

1. U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS методы позволяют получить беспрецедентную, на сегодня точность датирования как единичных кристаллов циркона, так и их фрагментов. Однако, претворение этих методик весьма трудоемко и дорогостояще, предполагая наличие целого комплекса специального оборудования, чистых помещений, стандартов и реагентов. Известные методологические трудности вызывает U-Pb ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS датирование полифазных цирконов, требующих реализации физической и химической сепарации.

2. Преимуществом SIMS инструментов является возможность U-Pb датирования нанообъемов в пределах одного кристалла, что позволяет документировать сложную эволюцию цирконов во времени. Основной недостаток метода – значительная, на порядок и более, погрешность анализа (в сравнении с ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS наиболее существенно проявляющаяся для «молодых», палеозойских образований, характеризующихся относительно меньшим содержанием радиогенного свинца) маскирующая возможные потери свинца (и/или привнос ура-

на), что, в конечном итоге, часто определяет возникновение артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных (приводя к выделению «этапов» магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительной «эволюции» изучаемых геологических объектов и т. д. и т. п).

3. Для исключения возможных артефактов при U-Pb SIMS датировании цирконов необходимо выполнение независимых U-Pb ID-TIMS исследований, либо изучение закономерностей поведения иных изотопных систем (Rb-Sr, Sm-Nd и т. д).

Литература

1. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН, 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516.

2. *Макеев А.Ф., Левский Л.К.* Возможности и ограничения ионных микрозондов при измерении свинца и урана // Мат-лы III Российской конференции по изотопной геохронологии, 2006. Т. 2. С. 12-15.

3. Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Матуков Д.И. и др. Платиноносный пояс Урала: «In situ» U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирование цирконов плагиогранитов Кытлымского массива // V Уральское металлогеническое совещание. Миасс, 2005. С.138-140.

4. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива (южный Урал) // Литосфера, 2005. № 1. С. 135-142.

5. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У. и др. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера ²⁰⁵Pb/²³³U: на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, южный Урал // Мат-лы II Российской конференции по геохронологии. Санкт-Петербург, 2003. С. 461-465.

6. *Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology, 2003. 200 (1-2). P. 155-170.

7. Black, L.P., Kamo S.L., Williams I.S. et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards // Chemical Geology, 2003. 200 (1-2). P. 171-188.

8. Bosch D., Bruguier O., Efimov A. et al. A Middle Silurian age for the Uralian Platinumbearing Belt (Central Urals, Russia): U-Pb zircon evidence and geodynamic implication // Geological Society, London, Memoirs, 2006. 32. P. 443-448.

9. Claoue-Long J.C, Zhang Z.C, Ma G.G. et. al. The age of the Permian-Triassic boundary // Earth Planet Sci. Lett., 1991. P. 182-190

10. Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E. Historical development of zircon geochronology. In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, Zircon. Reviews in Mineralogy, 2003. V. 53. P. 145-181.

11. *Dunphy, J.M., Fletcher, I.R., Cassidy, K.F. et. al.* Compilation of SHRIMP U-Pb geochronological data, Yilgarn Craton, Western Australia, 2001-2002. 2003. Geoscience Australia Record, 2003/15, 139 p.

12. *Parrish R.R., Noble S.R.* Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS) // J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, Zircon. Reviews in Mineralogy, 2003. V. 53. P. 183-213.

13. *Stern R.A.* The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation; in Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10; Geological Survey of Canada, Current Research, 1997-F. P. 1-31.

14. *Stern R.A.* A new isotopic and trace-element standard for the ion microprobe: preliminary thermal ionization mass spectrometry (TIMS) U-Pb and electron-microprobe data; Radiogenic Age and Isotopic Studies: 2000. Report 14, Geological Survey of Canada, Current Research, 2001-F1. 11 p.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ЅМ-ND МОДЕЛЬНЫХ ДАТИРОВОК

Ронкин Ю.Л.*, Хойман К-Х.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, ronkin@r66.ru **Университет Аахена, Германия

В настоящее время Sm-Nd модельное датирование является широко распространенным методом оценки параметров эволюции изотопов неодима в геологических объектах [4, 7, 8, 11-16, 9, и др.]. Суть метода заключается в том, что для конкретного образца породы в целом, тем или иным способом (чаще всего масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления), определяются современные изотопные отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd_s, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_s, и далее вычисляется Sm-Nd модельный возраст в соответствии с известными соотношениями [7, 8, 11-15]:

$$T_{M} = \frac{1}{\lambda} \bullet \ln \left[\frac{\left(\frac{143}{144} Nd\right)_{S} - \left(\frac{143}{144} Nd\right)_{M}}{\left(\frac{147}{144} Nd\right)_{S} - \left(\frac{147}{144} Nd\right)_{M}} + 1 \right] (1),$$

где: λ – постоянная распада ¹⁴⁷Sm 6.42*10⁻¹² 1/год, индексы S и M – характеризуют параметры исследуемого материала и модельного резервуара соответственно.

Иными словами, на графике, в координатах ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, для фигуративных точек, соответствующих синхронизированным во времени Sm-Nd изотопным составам анализируемого образца (S) и некоего модельного резервуара (M), проводиться линия регрессии, наклон которой и определяет искомый модельный возраст.

В качестве модельных резервуаров чаще всего используются CHUR (<u>CH</u>ondritic <u>U</u>niform <u>R</u>eservoir) и DM (<u>D</u>epleted <u>M</u>antle), некоторые параметры которых приведены в табл. 1.

При интерпретации экспериментальных Sm-Nd данных, результаты модельных представлений обычно предлагаются в табличном, а также графическом виде – в координатах ε_{Nd} -T,

$$\varepsilon_{\mathrm{Nd}}^{0} = \left[\frac{\left(\frac{1^{43}\,\mathrm{Nd}}{1^{44}\,\mathrm{Nd}}\right)_{S}}{\left(\frac{1^{43}\,\mathrm{Nd}}{1^{44}\,\mathrm{Nd}}\right)_{M}} - 1\right] \cdot 10^{4}, \quad \varepsilon_{\mathrm{Nd}}^{\mathrm{T}} = \left[\frac{\left(\frac{1^{43}\,\mathrm{Nd}}{1^{44}\,\mathrm{Nd}}\right)_{S}}{\left(\frac{1^{43}\,\mathrm{Nd}}{1^{44}\,\mathrm{Nd}}\right)_{M}} - 1\right] \cdot 10^{4}$$
(2),

где: T – возраст, млрд лет, а индексы 0 и T характеризуют современные и экстраполированные ко времени T значения ε_{Nd} соответственно.

На рис. 1, в координатах ε_{Nd} -Т, отображена эволюция изотопов неодима в соответствии с представлениями разных авторов.

К нынешнему моменту в зарубежной и отечественной литературе фигурирует огромное количество Sm-Nd модельных датировок, однако, к немалому удивлению, погрешность их значений в подавляющем(!) большинстве случаев не приводится, поэтому корректное сравнение этих величин, к примеру, для одного и того же или нескольких объектов, провинции и т. д., и т. п., не может быть реализовано, в связи с чем в настоящем изложении приводятся соотношения, позволяющие вычислить погрешности, характеризующие конкретные параметры Sm-Nd модельных систем.

Расчеты основаны на использования известного закона накопления погрешностей [1, 3], из которого следует, что в общем случае для функции

$$Y = f(X_1, \dots, X_k)$$
 (3)

Предельная абсолютная погрешность зависит от составляющих ее погрешностей следующим образом:

Таблица 1

Резервуар	<i>T</i> _{CHUR} [млрд. лет]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Литература
CHUR	0	0,1967	0,512638	[McCulloch & Wasserburg, 1978]
	4,61	0,2140	0,513160	[Goldstein et al., 1984]
	4,50	0,2117	0,513079	[DePaolo et al., 1991]
DM	3,52	0,2190	0,513151	[Liew & Hofmann, 1988]
	2,88	0,2220	0,513114	[Michard et al., 1985]
	2,72	0,2250	0,513142	[Liew & McCulloch 1985]

Параметры резервуаров CHUR и DM



Рис. 1. Эволюция изотопов неодима (по [16] с добавлениями) в CHUR (CHondritic Uniform Reservoir) и DM (Depleted Mantle).

Представлены шесть трендов, аппроксимированных прямолинейными и криволинейными зависимостями. Линейные, по [11, 13, 15], дифференцируются по начальным и конечным величинам ε_{Nd} и T (см. табл. 1). Криволинейные: $\varepsilon_{Nd} = 0.25*T^2 - 3*T + 8.5$ [7, 8]; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM} = A*T² +B*T + C, где A = 1.53077 *10⁻⁵, B = -0.22073*6.54*10⁻³ и C = 0.513078 [5, 6] рассчитана на базе данных по MORB, офиолитам, комати-итам и метеоритам.

$$\delta^2 Y = \left(\frac{\partial Y}{\partial X_1}\right)^2 \bullet \left(\delta X_1\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial Y}{\partial X_k}\right)^2 \bullet \left(\delta X_k\right)^2 (4),$$

где: δY – предельная погрешность; δX₁,..... δX_k – погрешности составляющих величин. С другой стороны, предельная относительная погрешность:



где: бҮ – значение корня квадратного из выражения (3).

Таким образом, процедура вычисления погрешностей определения Nd модельного возраста и параметра ε_{Nd} , вычисленных в соответствии с выражениями (1) и (2), формально сводиться к нахождению частных производных и делению найденных δ на соответствующие функциональные зависимости.

Опуская для краткости промежуточные выкладки, описанный выше алгоритм приводит к окончательным выражениям:

xixe 550 7,80 15,0 0,1056 0,0003 3,1 V ₂ Ke 550 2,08 9,70 0,1335 0,0001 0,0003 8,7 V ₂ Ke 550 2,08 9,70 0,1335 0,0001 0,51198 0,00003 8,7 S50 1,91 10,5 0,001 0,51179 0,00003 8,7 S50 1,91 10,5 0,0015 0,51179 0,00003 1,1,6 V ₂ Ke 560 1,91 10,5 0,1039 0,51173 0,00003 1,1,6 V ₂ Ke 560 1,91 0,1237 0,0035 0,51173 0,00002 5,8 V ₂ Ke 560 1,9,7 0,1237 0,0035 0,51279 0,00002 5,8 V ₂ Ke 560 5,7 0,1237 0,0035 5,7 5,7 V ₂ Ke 560 5,16 0,0035 0,00003 1,6 5,7 V ₂ Ke 560 5,16 0,0103 0,	Vpo.sc	·	Sever against	and the second	M. June M.	20	13/01/12	200		Der wei	·	51. DV, X3
V ₂ Kz. 550 2,08 9,70 0,1335 0,0001 8,7 V ₂ Kz. 550 6,76 70,7 0,035 0,51128 0,00003 8,7 SS0 6,76 70,7 0,031 0,0005 0,51129 0,00002 15,3 SS0 1,91 1,0,5 0,1099 0,0005 0,51179 0,00002 5,3 S60 1,1,9 5,7 0,1129 0,0005 0,51179 0,00002 5,8 V ₂₈₄₆ 560 1,0,1 7,9 0,1232 0,0005 0,51179 0,00002 5,7 V ₂₈₄₇ 560 1,0,1 7,9 0,1232 0,0005 0,51179 0,00002 5,7 V ₂₈₄₇ 580 7,57 0,1232 0,0005 0,51177 0,000002 2,5 V ₂₈₄₇ 580 7,57 0,00002 2,5 5,7 V ₂₈₄₇ 580 1,57 0,50002 2,5 5,5 V ₂₈₄₇ 580 1,708		250	2,80		0, 056	Sexurer Co	0,56/	SAMAG		99	165	07
Value 550 6,16 7,02 0,0005 0,51129 0,00003 13,3 SS0 1,91 1,0,5 0,1099 0,0005 0,51173 0,00003 13,6 SS0 1,91 1,0,5 0,1099 0,0005 0,51173 0,00003 13,6 Value 560 1,0,1 9,7 0,1232 0,0005 0,51209 0,00002 5,8 Value 560 5,15 35,3 0,0005 0,51209 0,00002 5,7 Value 560 5,15 0,0005 0,51209 0,00002 5,7 Value 560 5,15 0,0005 0,51209 0,00002 5,7 Value 560 5,16 0,0005 0,51209 0,00002 2,9 Value 560 2,16 0,0005 0,00002 2,19 0,00002 2,9 Value 580 1,51 51,06 0,00002 0,100 0,00003 1,9 Value 51,06	AV * marks	550	2,08	0/6	0,1335	10000	0,511,98	0,00003	/ 60	9,6	1.15:	53
550 1,91 10,5 0,1099 0,0003 11,6 S60 11,9 6/,7 0,1119 0,0006 0,511/3 0,00003 11,6 V,set 560 10,1 79,7 0,1137 0,0006 0,511/3 0,00003 5,7 S60 10,1 79,7 0,1237 0,0005 0,511/9 0,00003 5,7 S60 5,15 35,3 0,0333 0,0005 0,511/7 0,00003 5,7 V ₃₆₀₃ 560 17,67 39,8 0,1166 0,0005 0,51157 0,00003 2,7 V ₃₆₀₃ 580 12,1 51.8 0,1166 0,0005 2,1,9 0,00003 2,1	N 7.8 Km.	550	6,16	10,2	:/60°0	SCCO'O	0,51129	0,00002	e 6.	0,7	1.200	2,6
560 11.9 6/.7 0,1119 0,0005 6,8 V ₂ ML 560 10,1 79,7 0,1232 0,0006 0,51209 0,00002 6,8 S60 10,1 79,7 0,1232 0,0006 0,51209 0,00002 5,8 S60 5,7 33,3 0,0933 0,0005 0,51209 0,00003 9,5 V ₂₈₂₃ 580 7,67 39,8 0,1166 0,0006 0,51157 0,00003 2,7 V ₂₈₂₃ 580 12,1 51,06 0,00005 0,51157 0,000003 2,7		550	:	:0'2	660110	SCCC O	0,513	0,00003	90	9,6	3/187	
V ₂ sel 560 10,1 / 9,7 0,1232 0,0005 6,7 560 5,7 35,3 0,0933 0,0005 0,0002 5,7 560 5,7 35,3 0,0933 0,0005 0,5117 0,00003 9,5 V ₂ sia 580 7,67 39,8 0,1166 0,0005 0,51157 0,00002 1,9 V ₂ sia 580 12,1 51,8 0,1166 0,0005 0,51157 0,000022 1,9		560	S	61,2	oo	90000	0,511.98	0,00000,0	6,8	0,/	1961	39
560 5,7 35,3 0,0533 0,0505 0,0503 9,5 V ₂₅₂₇ 580 7,67 39,8 0,1166 0,0005 2,9 V ₂₅₂₇ 580 7,61 39,8 0,1166 0,0005 0,5127 0,00002 2,9 V ₂₅₂₇ 580 7,1 51,0 0,00003 5,6	Vyse.	260	. 0°.	181	0,1232	99996	0,51209	0,00002,0	25	0°/	1.1.5	32
V ₂₅ 2 580 1/5/ 39,8 0,1166 0,0006 0,5115/ 0,00002 17,9 V250 12.1 51.8 0,1708 0,0007 0,51209 0,0003 66		560	5,15	35,3	0,0933	S.C.C.O	14	0,00003	5°6	90	588	36
****** 580 12.1 51.8 0.17.08 0.0007 0.51.209 0.00003 6.6	NY colored	280	1.9.1.	39,8	0,1166	SANO O	0,557	0,00002	517.	0'	1666	
	A TAULU	289		20 20 20	0,1708	10000	0,51209	0,00003	6,6	9,6	1916	285
V ₂ 565 590 7,92 30,7 0,0069 0,0005 0,51129 0,0002 18,8	Vizico	230	1,52,	30,7	0,0969	9000°0	0,51129	0,0000,	90 90 1	1.0	22.3	26

Таблица 2

õ

салиховская; V₂kar – карлинская; *** – по [15]. Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd выполнено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера¹⁴⁹Sm + ¹⁵⁰Nd и кислотного разложения исходного материала. Воспроизводимость измеренных отношений ¹⁴³Nd/ ¹⁴Nd, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd контролировалась по стандартам La Jolla и BCR-2.

$$\delta T_M = \frac{1}{\lambda} \bullet \sqrt{\left[\frac{\delta \left(\frac{143}{144} Nd\right)_S}{A+B}\right]^2 + \left[\frac{\delta \left(\frac{147}{144} Sm\right)_S \bullet A}{(A+B) \bullet B}\right]^2} \quad (6),$$

где:

$$A = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{S} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{M}, \quad B = \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{S} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{M} (7),$$

Вычисление погрешностей для выражений (2) определяется как:

$$\delta \varepsilon_{Nd} = \frac{\delta \left(\frac{\frac{143}{144}Nd}{\frac{143}{144}Nd}\right)_{S}}{\left(\frac{\frac{143}{144}Nd}{\frac{144}{144}Nd}\right)_{CHUR}} * 10^{4}$$
(8)

Приведенные выражения (6-8) справедливы и к другим изотопным системам, таким, как Lu-Hf, Re-Os и т. д., в основе модельных построений которых используются аналогичные зависимости. Следует отметить, что для вычисления неопределенностей для ε_{Nd} , в литературе описан альтернативный способ [10].

В качестве примера в табл. 2 приводятся Sm-Nd данные аргиллитов Шкаповско-Шиханской впадины [2], по которым вычислены обсуждаемые параметры.

Литература

1. Зайдель А.Н. Погрешности измерения физических величин. Л.: Наука, 1984. 112 с.

2. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Ишерская М.В. и др. Систематика редкоземельных элементов и Nd-модельный возраст аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины // Докл. РАН, 2006. Т. 410. № 6. С. 799-803.

3. Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. М.: Физматгиз, 1960. 430 с.

4. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

5. *Allegre C.J., Rousseau D.* The growth of the continents through geological time studied by the Nd isotopic analysis of shales // Earth Planet. Sci. Lett., 1984. 67. P. 19-34.

6. Ben Othman D., Polve M., Allegre C.J. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust // Nature, 1984. 307. P. 510-515.

7. *DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett., 1981. 53. P. 189-202.

8. *DePaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Frant range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature, 1981. 291. P. 193-196.

9. Dickin A.P. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1995. 452 c.

10. *Fletcher I.R., Rosman K.J.R.* Precise determination of initial ε_{Nd} from Sm-Nd isochron data // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982. 46. P. 1983-1987.

11. Goldstein, S.L. O'Nions, R.K., Hamilton P.J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems // EPSL, 1984. 70. P. 221-236.

12. *Liew T.C., Hofmann A.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contr. Min. Petrol., 1988. 98. P. 129-138.

13. *Liew T.C., McCulloch M.T.* Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crust evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study // Geochim.Cosmochim. Acta, 1985. 49. P. 587-600.

14. *McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // Science, 1978. 200. P.1003-1011.

15. Michard A, Gurriet P., Soudant M. et al. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta, 1985. 49. P. 601-610.

16. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, 1993, Longman, UK. 352 pp.

ГЕНЕЗИС КАЛЬЦИТОВ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА

Садыков С.А.

Институт минералогии УрО РАН, sadykov@mineralogy.ru

Углерод, составляющий небольшую долю в составе Земли (0,05 мас. %) [1, 2], тем не менее, относится к числу важнейших элементов, таких, как водород, кислород, кремний и другие, которые определили специфику механизмов концентрации протопланетного вещества, его фазовой трансформации и эволюции, а также привели к формированию современного геохимического и минералогического облика Земли. Кристаллические соединения углерода – это практически исключительно минералы класса карбонатов и редкий класс природных карбидов [3-7]. Для карбонатов характерна генетическая универсальность. Они могут быть хемогенными, органогенными осадочными образованиями, эндогенными в рудных месторождениях, вторичными в зонах окисление и в карстовых образованиях, интрузивно-магматогенными в карбонатитах. Карбонатные породы являются одним из главных резервуаров углерода. Они характеризуются разным изотопным составом в зависимости от их происхождения, вторичных преобразований и возраста.

Фракционирование изотопов углерода происходит как в результате протекания обменных химических реакций, так и за счёт разной скорости химических реакций с участием углеродсодержащих веществ. При условии термодинамического изотопного равновесия стабильные изотопы элементов H, C, O, S распределяются между минеральными фазами определенным образом, в зависимости от температуры, окислительно-восстановительных условий, кислотности растворов, их концентрации и т. п. Это позволяет судить об источнике вещества, принимавшего участие, например, в процессе рудообразования, осадконакопления или преобразования горных пород по изотопному составу объекта исследования, «меченного» стабильными изотопами.

Интенсивный круговорот углерода в природе, участие в многообразных химических превращениях создает благоприятные предпосылки для разделения его изотопов. В осадочных карбонатных породах содержится 73 % общего количества углерода земной коры [2]. Остальные 27 % углерода находятся, главным образом, в форме горючих ископаемых и рассеянного аморфного углерода в осадочных породах. В атмосфере, гидросфере и биосфере содержится менее 0,2 % общего количества углерода коры. О количестве углерода в мантии и ядре нам неизвестно.

Изотопный состав земного углерода в целом, можно оценивать на основании расчета геохимического баланса и данных об изотопном составе углерода в главных его резервуарах. Значения δ^{13} С углерода карбонатных пород близки к 0 ‰, PDB [1,2]. Биогенный углерод характеризуется величиной -25 ‰, PDB. Используя эти величины, Фьюкс и Бейкер определили, что среднее значение δ^{13} С для углерода земной коры составляет -7 ‰, PDB [1]. Если источником большей части углерода, находящегося в настоящее время в земной коре, являлся процесс дегазации верхней мантии, то мантийный углерод должен иметь такой же изотопный состав. Это значение согласуется со значениями для карбонатитов и алмазов при допущении о наличии изотопного фракционирования при высоких температурах, необходимых для образования алмазов и генерации карбонатитов и магм [1,2]. Таким образом, имеются 4 реперные точки изотопного от-

ношения углерода: коровое значение -7, карбонатные породы около 0, биогенный углерод -25, углекислый газ атмосферы Земли -7 ‰, PDB [1,2].

Совместно с карбонатами и растворенной углекислотой воздушная СО, образует единую систему: СО₂(атм.,) – НСО₂⁻⁽гидр.) – СО₂²⁻(карбонаты) [1]. Углерод в гидросфере также присутствует в составе различных углеродсодержащих комплексных неорганических соединений и угольной кислоты. Между углеродом гидросферы и атмосферы происходит непрерывный изотопный обмен. Все изотопно-обменные реакции, протекающие между углеродом гидросферы и атмосферы, приводят к обогащению гидросферного углерода тяжелым изотопом углерода ¹³С. Изотопный состав углерода карбонатов кальция, осаждённых из водных растворов, определяется несколькими факторами: значением δ^{13} С газообразного СО₂, находящегося в равновесии с ионами, содержащими углерод; фракционированием изотопов углерода между углеродсодержащими фазами в растворе и твердым карбонатом кальция; температурой, кислотностью (pH) и другими химическими свойствами системы, влияющими на содержание карбонатных ионов [1; 8]. Среднее значение δ^{13} С для морских карбонатных пород составляет 0,56±1,55 ‰, PDB, для пресноводных карбонатов значение колеблется в пределах -4.93±2.75 ‰, PDB [Craig, 1954]. В магматических породах для восстановленного углерода значения δ^{13} С варьируют от -20 до -28 ‰, PDB, для окисленных форм углерода значения меняются от 2,9 до -18,2 ‰, PDB. Карбонатные минералы имеют, в основном, немагматическое происхождение [1, 2] Изотопный состав углерода гидротермальных карбонатов зависит не только от изотопного состава суммарного углерода рудообразующего флюида, но также от фугитивности кислорода, кислотности, температуры, ионной силы раствора и от общей концентрации углерода. Изменение любого из физических или химических параметров влияет на химическое равновесие, в котором находятся эти ионы и молекулы, и тем самым приводит к изменению их изотопного состава [1].

Основой преобразования вещества является химическая реакция – рождение молекулы, перегруппировки атомов и изменение состояний электронов. Длительность этого события 10⁻¹¹-10⁻¹³ с [9]. Это время универсально и не зависит от природы химического процесса: оно одина-ково и для геохимических процессов, протекающих миллионы лет, и для взрыва, длящегося доли секунд, и для ферментативного биосинтеза. Главное различие этих процессов – в числе событий в единицу времени. Очевидно, что сами события образования или разложения молекул относительно непродолжительны и составляют очень малую часть общего времени преобразования вещества. Почти все время требуется для подготовки химической реакции – для встречи реагентов, организации их подходящей ориентации и энергетической накачки. Именно «подготовительная» стадия является причиной разнообразия химических процессов во временном масштабе.

Фракционирование изотопов определяется различиями в свойствах изотопов данного элемента или в свойствах соединений, содержащих различные изотопы данного элемента (изотопнозамещенные соединения). Чаще всего фракционирование обусловлено различиями масс ядер изотопов (I рода), но бывают эффекты вызванные различиями и других ядерных свойств, например спиновыми моментами ядер (II рода) [14]. Карбонатное минерало- и породообразование в геологических процессах (осадочном, гидротермальном, метасоматическом и др.) обычно протекает в водной среде, либо так или иначе, связано с флюидами. Поэтому в основе разделения изотопов при образовании карбонатов лежит равновесная система: углекислый газ – растворенный углекислый газ – карбонат ионы раствора – карбонат-ионы осадка. Эта система характеризуется определёнными коэффициентами фракционирования, связанными с переходом вещества из одного состояния в другое. В модельных представлениях и экспериментах обязательным условием является протекание реакции в закрытых условиях (закрытой системе). При равновесии системы изотопный состав углеродно-кислородных соединений в продуктах реакции будет отличаться друг от друга в соответствии с коэффициентом разделения при данной температуре. Фракционирование изотопов углерода происходит практически во всех химических реакциях. Степень изменения изотопного состава зависит от многих факторов и условий. В природе, в отличие от научных экспериментов, основная проблема - это проблема открытости системы [8]. Дополнительно к этой проблеме еще существует вопрос об источниках углерода, потому что, если источник углерода находится in sity, сразу возникает вопрос, что явилось причиной изменения изотопного состава.

При формировании рудных месторождений изотопный состав углерода зависит от следующих факторов: изотопного состава углерода осадочных карбонатов, от привноса углерода гидротермальным раствором из внешнего источника и реакций разложения минералов с образованием кальцита, сопровождающихся фракционированием изотопов углерода. Изотопный состав углерода известняков Дальнегорского рудного района соответствует составу морских карбонатов. Главной отличительной особенностью исследованных «рудных» кальцитов является значительное обогащение их легким изотопом углерода по сравнению с изотопным составом вмещающих известняков. Максимальное содержание ¹²С наблюдается в кальцитах Николаевского месторождения синхронных с галенитом и сфалеритом: $\delta^{13}C = -16,62$ ‰, PDB. Минимальное содержание ¹²С в «рудном» кальците равно -7,46 ‰, PDB. Кальцит, не имеющий непосредственного контакта с крупными кристаллами сульфидов, также имеет более лёгкий изотопный состав углерода по сравнению с известняками. Разные генерации кальцита имеют разный изотопный состав углерода. Наиболее обогащён изотопом ¹²С игольчатый кальцит (-16,62 ‰, PDB). В исследованном образце геденбергита на контакте с известняком наблюдается облегчение изотопного состава углерода в перекристаллизованном кальците. Так, на расстоянии 4.5 см от геденбергита, δ^{13} С равно -0.51 ‰, PDB, на расстоянии 3 см = -2,35. Значение δ^{13} С на контакте геденбергита и перекристаллизованного кальцита равно -9.1 ‰, PDB, а в точке расположенной на 3 мм глубже в известняке, отношение изотопов углерода равно -7,1 ‰, PDB. Наиболее вероятным механизмом обогащения рудного кальцита легким изотопом углерода может быть реакция образования кальцита при взаимодействии углекислоты с продуктами разложения геденбергита. Нами экспериментально установлено, что при образовании кальцита, при взаимодействии Са-(ОН), с углекислотой воздуха:

 $Ca(OH)_{2} + CO_{2} = CaCO_{3} + H_{2}O(2)$

происходит интенсивное обогащение углерода легким изотопом. Изотопный состав кальцита, синтезированного таким способом, имеет значения δ^{13} C от -26 до -34 ‰, PDB [10], что намного выше по сравнению с изотопным составом углекислоты воздуха: имеющий δ^{13} C = -7 ÷ -10 ‰, PDB [2; 11].

Кальцит датолитового месторождения «Бор» (Дальнегорск, Приморье) имеют более легкий изотопный состав, чем вмещающие известняки, углекислота подземных вод и «рудные» кальциты свинцово-цинковых месторождений (-17,38 ÷ -7,33 ‰, PDB). Наиболее вероятным механизмом облегчения изотопного состава кальцита датолитового месторождения, так же, как и для полиметаллических месторождений, является процесс образования кальцита при разложении волластонита. Образование кальцита шло при взаимодействии волластонита с насыщенными углекислотой подземными водами.

В процессе роста в кристаллах возникает зональная и секториальная анатомическая картина (Григорьев, 1971). Элементами анатомии являются пирамиды нарастания граней разных простых форм и зоны роста в них.

Некоторые кристаллы из коллекции Дальнегорских кальцитов удобны для исследования изотопного состава углерода, поскольку их анатомия хорошо видна. Во всех изученных образцах наблюдаются колебания отношения δ^{13} С в соответствии с граням. По современным представлениям, при росте кристаллов в окружающей их среде происходит обогащение тяжелым изотопом, соответственно на гранях мы должны наблюдать среднее значение δ^{13} С, изменяющееся равномерно. Однако, в исследованных образцах на гранях наблюдаются неравномерные изменения изотопного состава углерода. Механизмом, приводящим к фракционированию изотопов углерода на гранях разных простых форм, является гетерогенизация на границе сред кристаллфлюид [12]. Аналогичный эффект фракционирования изотопов углерода наблюдался при росте кристаллов алмаза при высоком давлении и температуре [13]. На процесс фракционирования изотопного состава углерода при росте кристаллов кальцита влияют не только условия среды и вещественный состав флюида, но и процесс гетерогенизации среды на границе кристалл-флюид, то есть в соответствии с формой кристаллов происходит дополнительное фракционирование изотопов на гранях исследованных кристаллов кальцита.

Главными факторами экзогенного рудообразования и преобразования эндогенных руд являются климатические, тектонические и геохимические условия выветривания. На процессы ги-
пергенного преобразования вещества большое влияние оказывает состав коренных горных пород и руд. Сложность и разнообразие явлений, которые проявляются в процессах выветривания, обусловлены следующими факторами: окислительными процессами, деятельностью организмов и микроорганизмов, интенсивностью сорбционных процессов в тонкодисперсных минеральных частицах и проявлением метастабильных состояний, характерных для низких температур. Список карбонатов, распространенных в зоне гипергенеза рудных месторождений содержит 45 минеральных видов [15].

Вариации изотопного состава исследованных сталактитов обусловлены действием двух источников углерода: вмещающих карбонатов и атмосферной углекислоты, растворенной в подземной воде. В изученных природных сталактитах наблюдаются вариации изотопного состава (-11,63 ÷ -1,46 ‰, PDB). В исследованном зональном кристалле гипергенного кальцита наблюдаются небольшие изменения в значении δ^{13} С, связанные с разными скоростями роста зон. Сидерит, образованный в погребенных зонах окисления на Юбилейном месторождении (Ю. Урал), имеет отношение изотопов углерода близкое к значению в углях.

В техногенных объектах изотопный состав углерода очень сильно зависит от условий, воздействующих на исходное вещество. Из угольных отвалов Челябинского бассейна в 2-х цепочках преобразования вещества наблюдается тенденция к облегчению изотопного состава углерода от исходных веществ к конечным продуктам. В карбонатной цепочке «окаменелое дерево – углеродные волокна» происходит облегчение изотопного состава углерода от -11,48 до -25,95 ‰, PDB. В углеродистой цепочке наблюдается облегчение от начальных веществ к конечным продуктам, но в меньшем интервале значений -23,75 до -25,95 ‰, PDB.

Таким образом, главной отличительной особенностью кальцитов ассоциированных со свинцово-цинковыми рудами на Дальнегорских месторождениях, является значительное обогащение их легким изотопом углерода по сравнению с изотопным составом вмещающих известняков. Среднее значение изотопного состава углерода в натечных формах примерно равно среднекоровому (-7 ‰, PDB), однако, центральные части обоих исследованных сталактитов имеют более лёгкий изотопный состав. При взаимодействии оксида кальция с атмосферным CO₂ изотопный состав углерода контрастно отличается от состава источника.

Литература

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии // М.: Университет. Книжный дом, 2008. С. 185-191; 394-423.

2. Бучаченко А.Л Новая изотопия в химии и биохимии М.; Наука, 2007. С. 190.

3. Галимов Э.М. Биологическое фракционирование изотопов, 1984. 261 с.

4. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М: Недра, 1968. 226 с.

5. Галимов Э.М., Гриненко В.А. О влиянии процессов поверхностного выщелачивания на изотопный состав углерода во вторичном кальците // Геохимия, 1965. № 1. С. 115-117

6. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. С. 250-356.

7. Минералогическая энциклопедия / К. Фрей. Ленинград, Недра, 1985. С. 95-99.

8. Минералы, справочник / Ф.В. Чухров. М.: Издательство АН СССР, 1960 Т. 1. С. 120-125.

9. *Мораховский В.Н.* Роль кристаллических и некристаллических соединений углерода в формировании верхних оболочек Земли // Углерод: минералогия, геохимия и космохимия, Сыктывкар, 2003. С. 177-178.

10. Садыков С.А. Изотопное фракционирование углерода: модели и реальность // Минералогия Урала-2007. Миасс-Екатеринбург, 2007. С. 300-304.

11. Петровский В.А. Рост кристаллов в гетерогенных растворах. Л., Наука. 1983. 144 с.

12. Реутский В.Н., Борздов Ю.М. Изотопы углерода в процессе кристаллизации алмаза: теория и эксперимент // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Москва. ГЕОХИ, 2007. С. 219-220.

13. Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 592 с.

14. Химическая энциклопедия / Кнунянц И.Н. Т. 2. М.: Советская энциклопедия, 1990. 671 с.

15. *Яхонтова Л.К., Зверева В.П.* Минералы зоны гипергенеза. Владивосток: Дальнаука, 2007. 165 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

О ВОЗРАСТЕ И ГЕНЕЗИСЕ ПЛАТИНОИДСОДЕРЖАЩЕГО ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ РАССЛОЕННОЙ ЧАСТИ КЛЮЧЕВСКОГО МАССИВА (восточный склон Среднего Урала)

Смирнов В.Н.*, Иванов К.С.*, Симонов В.А.**, Ронкин Ю.Л. *, Лепихина О.П.* *Институт геологии и геохимии УрО РАН, smirnov@igg.uran.ru

** Институт геологии и минералогии СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru

Ключевской габбро-ультрабазитовый массив, являющийся одним из наиболее типичных для восточного (палеостроводужного) сектора Урала массивов офиолитового типа [1-2 и др.], расположен в пределах Восточной зоны Среднего Урала (80 км юго-восточнее г. Екатеринбурга) в окружении силурийских терригенно-карбонатных и девонских вулканогенно-терригенных толщ. Площадь массива на современном эрозионном срезе – около 85 км². В строении Ключевского массива принимает участие два отчетливо обособляющихся комплекса пород: дунитгарцбургитовый (тектонизированные мантийные перидотиты) и дунит-верлит-клинопироксенитгаббровый (расслоенная часть офиолитового разреза).

Дунит-гарцбургитовый комплекс пользуется преобладающим развитием, практически целиком слагая северную и центральную части массива. Главной отличительной чертой этого комплекса является постоянное чередование дунитов и гарцбургитов с постепенными переходами между ними. Размеры участков, сложенных дунитами, колеблются от нескольких сантиметров до первых метров, иногда – первых десятков метров. Форма дунитовых обособлений разнообразна: изометричные и линзовидные шлиры, полосы, быстро выклинивающиеся и кулисообразно перемежающиеся. Участки гарцбургитов, разделяющие дунитовые тела, имеют ширину от 1 до 15 м, обычно – 1-6 м. По данным региональных геологических и поисковых работ под руководством В.П. Олерского, а также сопровождавших их тематических исследований [1], количество дунитов довольно широко варьирует, в среднем составляя около 24 %. Для северной половины массива характерно присутствие линз, полос и участков, сложенных эпигенетическими дунитами. Все породы дунит-гарцбургитового комплекса интенсивно тектонизированы и серпентинизированы.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс слагает несколько тектонических блоков в южной и западной частях массива. Дуниты, верлиты и клинопироксениты образуют вытянутый в широтном направлении тектонический блок, занимающий южную часть Ключевского массива. Породы блока имеют отчетливо выраженную расслоенность. Нижняя часть разреза, представленная в разной степени серпентинизированными дунитами с телами сингенетичных вкрапленных, реже массивных, хромитовых руд, обнажаются в юго-восточной части блока. Выше располагается ритмично-полосчатая толща, в разрезе которой чередуются слои дунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов с постепенным исчезновением двух первых разновидностей в верхней части, которая целиком сложена клинопироксенитами. Далее разрез надстраивается амфиболизированными габбро, которые слагают несколько вытянутых в субмередиональном направлении тел, протягивающихся вдоль западной границы массива. По петрографическому составу рассматриваемый комплекс аналогичен ассоциациям платиноносного типа, однако, геохимические особенности пород свидетельствуют об его офиолитовой природе. Породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Ключевского массива отличаются от аналогичных петрографических разновидностей из массивов Платиноносного пояса Урала высокой магнезиальностью, повышенным количеством тугоплавких сидерофильных элементов - Cr, Ni, при этом обеднены легкоплавкими сидерофильными – Ті, V и литофильными элементами – Rb, Sr, редкими землями с преобладанием тяжелых редкоземельных элементов над легкими.

В наиболее полном виде разрез этого комплекса обнажается по р. Сысерть на протяжении 1,5 км вверх по течению от места ее слияния с р. Исеть и по р. Исеть на протяжении 500 м вверх по течению от устья Сысерти. В разрезе по левому берегу р. Исеть нами была отобрана серия проб из разных петрографических разновидностей расслоенной толщи для проведения изотопных исследований. Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы дунита, верлита, оливинового клинопироксенита, габбро, а также мономинеральных фракций оливина и клинопироксена

Таблица 1

Номер	Характеристика	Sm	Nd	147 Sm/ 144 Nd	±2σ		
пробы	материала	[ppm]	[ppm]	SIIV ING	120	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\pm 2\sigma$
Кл-102	дунит	0,0105	0,0753	0,0846	0,0004	0,512574	0,000015
Кл-102О1	ОЛИВИН	0,211	1,34	0,0948	0,0005	0,512612	0,000010
Кл-112	верлит	0,160	0,296	0,327	0,002	0,513371	0,000021
Кл-112Срх	монофракция клинопироксена из верлита	0,173	0,304	0,344	0,002	0,513462	0,000010
Кл-111	оливиновый клинопироксенит	0,0568	0,134	0,256	0,001	0,513140	0,000015
Кл-111Срх	монофракция клинопироксена из оливинового клинопироксенита	0,123	0,294	0,254	0,001	0,513146	0,000015
Кл-116	габбро	0,227	0,694	0,1975	0,0009	0,512950	0,000010

Sm-Nd данные по породам и минералам дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса Ключевского массива



Рис. 1. Sm-Nd эволюционная диаграмма для пород расслоенной части Ключевского массива и мономинеральных фракций из них. Размеры прямоугольников соответствуют ±2₀ погрешности.

приведены в табл. 1. Полученная на основе этих данных эволюционная зависимость в координатах ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (СКВО = 2,4) определяет возраст 514±17 млн лет, что примерно соответствует границе раннего и среднего кембрия, и первичное отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd =0,512289±0,000027 (рис. 1). Этот результат в пределах наблюдаемых погрешностей совпадает с возрастом, полученным ранее В.С. Поповым с соавторами [3]. Вычисленное значение первичного отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в терминологических рамках модели CHUR соответствует величине ε_{Nd} = +6,1, характеризуя деплетированный источник изученного вещества.

Хромитовое оруденение, приуроченное к дунитам расслоенной толщи, представлено шлирообразными или жилообразными телами вкрапленных, реже массивных, хромититов, ориентированными согласно с полосчатостостью этого комплекса. Мощность рудных тел протяженностью до 350 м изменяется от 1 до 20 м. Хромитовые руды содержат убогую платинометальную минерализацию, детально изученную Ф. Заккарини с соавторами [5]. Согласно их данным, об-

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

щее содержание элементов платиновой группы в массивных хромитовых рудах составляет от 75 до 82 ppb. В составе платиноидов преобладают тугоплавкие элементы – Os, Ir, Ru (величина отношения (Os+Ir+Ru)/(Rh+Pt+Pd) составляет 5,8-7,7).

В хромшпинелидах из руд Козловского месторождения, расположенного в юго-восточной части Ключевского массива среди серпентинизированных дунитов дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, авторам удалось обнаружить расплавные включения, что позволило оценить состав исходного для этого комплекса магматического расплава и условия кристаллизации хромитовых руд [4]. Козловское месторождение представляет собой серию линзовидных тел и полос мощностью до 7-8 м, сложенных преимущественно вкрапленными рудами с участками массивных. В результате проведенных исследований расплавные включения были найдены в хромитах как вкрапленной, так и богатой массивной руды. Учитывая то, что хромшпинелиды практически непрозрачны, и непосредственное наблюдение за включениями при нагреве до высоких температур невозможно, была использована специальная методика их изучения. В ходе проведенных экспериментов зерна хромшпинелидов нагревались до 1250-1270 °C в платиновых и графитовых микроконтейнерах в микротермокамере на основе силитового нагревателя, после чего проводилась резкая закалка для получения стекла во включениях. Прогретые и закаленные в стекло расплавные включения и минерал-хозяин проанализированы на микроанализаторе Сатеко.

Обнаруженные расплавные включения представляют собой округлые скопления микрозернистой силикатной массы, диагностировать отдельные минералы которой оказалось невозможным из-за крайне незначительных размеров зёрен. Размер таких силикатных скоплений колеблется от 10 до 50 мкм. Обычно включения равномерно распределены внутри зерна хромшпинелида, но иногда видна отчетливая приуроченность к зонам роста. Судя по этим признакам, обнаруженные включения являются первичными, захваченными хромитом в процессе его кристаллизации. После высокотемпературных экспериментов прогретые и закаленные расплавные включения заполнены в основном гомогенным стеклом, часто вмещающим газовые пузырьки. По химическому составу стекла соответствуют базальтам и андезибазальтам известково-щелочной серии. Ввиду того, что непосредственное наблюдение за процессом гомогенизации расплавных включений невозможно, для определения температуры их кристаллизации было использовано расчетное моделирование физико-химических параметров на основе полученных данных по составам расплавных включений. Выполненные расчеты по программе PETROLOG показало, что кристаллизация хромитов массивных руд из расплавов, соответствующих по составу изученным включениям, происходила при температурах 1160-1140 °C, а хромитов вкрапленных руд - в более широком температурном интервале 1185-1120 °С.

Исследования выполняются в рамках Программа ОНЗ РАН № 2, при поддержке РФФИ (грант 09-05-12035-офи_м) и интеграционного проекта УрО-СО РАН.

Литература

1. Булыкин Л.Д., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные вопросы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 68-78.

2. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 133 с.

3. Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Ш Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100-103.

4. Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н. и др. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива Урала // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51. № 2. С. 125-139.

5. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) // Ore Geology Reviews, 2008. 33. P. 20-30.

КАЛИЙ-АРГОНОВАЯ ДАТИРОВКА ЭВОЛЮЦИИ ГАББРОИДОВ КУСИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Степанов А.И.

Ипститут геологии и геохимии УрО РАН, stepanov@igg.uran.ru

За последнее время неизмеримо выросла прецизионность (точность, чувствительность) изотопных анализов, что привело к необходимости детального изучения конкретных анализируемых образцов с целью соответствия взятого материала поставленным задачам геологических исследований. Эта задача лежит в основе датирования кусинских габброидов. Кусинский массив, содержащий сложный комплекс габброидов – от оливиновых габбро-норитов до габбро-амфиболитов и амфиболитов и входящий в состав группы массивов так называемой Кусинско-Копанской интрузии, занимая ее северную оконечность, располагается в зоне Зюраткульского глубинного разлома (Южный Урал) на южном продолжении полосы габбро-норитов горы Карандаш («израндиты») и бассейна р. Шумги [7]. Приуроченность габброидов к зоне глубинного разлома является ее наиболее характерной специфической чертой, определяющей всю сложность развития как образования шовной структуры. Поэтому возраст габброидов может не согласоваться с возрастом вмещающих их пород. К настоящему времени комплекс габброидов Кусинского массива, как и интрузии в целом, датирован разными методами – калий аргоновым [12, 6, 7, 9, 10], рубидий-стронциевым [1] и, в последние годы, уран-свинцовым [11] самарий-неодимовым [14], со значительным преобладанием калий-аргоновых данных. Все возрастные значения характеризуются весьма широким разбросом. Однако, особенности петрографии габброидов вполне определенно указывают на сложную эволюцию и многоэтапные преобразования их.

Для детального геохронологического изучения габброидов Кусинского массива как комплекса образований, наиболее полно подвергшихся процессам разновозрастного метаморфизма и характеризующихся наибольшим породным разнообразием, был изучен разрез пород по стенке квершлага (длиной около 85 м) горизонта 166 метров между рудными телами 2 и 3 (с маломощным рудным телом 2а между ними) шахты «Центральная» Кусинского месторождения титаномагнетит-ильменитовых руд.

По этому разрезу через каждые 40 см были взяты небольшие образцы для петрографического изучения (для шлифов) в количестве 225 шт. и 22 геохронологические пробы с последующим выделением из них мономинеральных фракций для проведения калий-аргоновых геохронологических определений. Геологический разрез по стенке квершлага составлен по результатам изучения петрографических шлифов.

Петрографический состав по разрезу квершлага представлен довольно широким разнообразием пород от габбро-норитов до амфиболитов. Рудные тела 2, 3 и 2а сложены сплошными титаномагнетит-ильменитовыми рудами. При общем обзоре стенки квершлага отмечаются некоторые общие закономерности: 1) в непосредственном контакте рудных тел располагаются амфиболиты, которые по направлению к середине межрудного интервала постепенно сменяются габбро-амфиболитами, амфиболовыми габбро и пироксеновыми габбро-нортами, при этом оливиновые габбро-нориты приурочены к средней части межрудных интервалов; 2) весь комплекс пород в целом характеризуется полосчатостью сложного типа.

На стенке квершлага в виде выпуклых тел удлиненного (в разной степени) облика, субвертикального положения выступают разного размера блоки («будины», от 10-20 см до 1-2 м в поперечнике) габбро-норитов, которых «обтекают» и разрезают полосы других разновидностей габбро вплоть до амфиболитов (у контактов с рудными телами). Сами «будины» довольно сложные по составу. Характер контактов таких тел с другими разностями габбро также сложный: в микромасштабе оливиновые и пироксеновые разности постепенно сменяются амфиболовыми до амфиболитов. Зоны переходов довольно узкие, что в макромасштабе создает вид резких контактов. В целом, создается впечатление, что породы вначале были раздроблены, а затем залечены в ходе последующих процессов преобразования.

Выявилась весьма показательная тенденция в распределении калия в минералах из пород, взятых для возрастных определений: минимальные содержания приурочены к зонам (учас-

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

ткам) с габбро-норитами, максимальные – к зонам амфиболовых (до амфиболитов) разностей габбро; это указывает на то, формирование амфиболовых разностей габбро проходит с калийводным привносом. Все разнообразие пород изученного участка Кусинского массива можно условно объединить в четыре группы.

1) Габбро-нориты приурочены, как отмечено, к срединным частям межрудных блоков и постепенно по направлению к рудным телам сменяются амфиболовыми габбро, в разной степени метаморфизованными. Минералогический состав габбро-норитов:

Пироксен моноклинный и ромбический, последний часто реликтовый, постепенно замещается моноклинным пироксеном и который имеет, по крайней мере, две генерации; другой стороны, моноклинный пироксен, в свою очередь, замещается бесцветным и зеленым амфиболом с формированием коронитовых («друзитовых») структур.

Оливин более редкий и, подобно пироксену, имеет келифитовые каймы, сложенные амфиболом, часто с гранатом и биотитом.

Плагиоклаз по отношению к темноцветным характеризуется идиоморфизмом. В этом случае он первичный, неизмененный, по составу близок к лабрадору (№ 50-70), имеет буроватый оттенок, В некоторых случаях он частично перекристаллизован, бурый оттенок пропадает, состав становится более кислым (№ 30-40). Иногда, при амфиболизации пироксена и плагиоклаз разъедается амфиболом.

Амфибол в габбро-норитах присутствует в составе келифитовых кайм по оливину и пироксену.

Биотит буро-зеленого цвета развивается обычно вокруг зерен титаномагнетита, часто совместно с амфиболом и гранатом.

Титаномагнетит представлен ксеноморфными зернами и их скоплениями, содержит ильменит в виде мелких зерен и решетки распада.

2) Пироксеновое габбро отличается от габбро-норита отсутствием ромбического пироксена, оливина, большей степенью амфиболизации, чаще встречается биотит. В целом, пироксеновое габбро является переходным к амфиболовым разностям. В значительно амфиболизированном габбро встречается апатит, по трещинам которого отлагается титаномагнетит.

3) Амфиболовые разности габбро представляют собой породы преимущественно бластогаббровой, бластоофитовой структуры, сложенные, главным образом, роговой обманкой (до 60-80 %) и плагиоклазом, второстепенные – гранат, эпидот, биотит, апатит, титаномагнетит и ильменит. Амфибол буро-зеленого цвета (обыкновенная роговая обманка), плагиоклаз перекристаллизован (№ 30-40), часто соссюритизирован, содержит различное количество включений.

4) Амфиболиты – конечные продукты преобразования первичных пироксенсодержащих габброидов и их амфиболовых разностей. Отмечаются как полевошпатовые, так и бесполевошпатовые разности.

Определения возраста проводились К-Аг методом по минералам практически из всех разностей габброидов, в т. ч. и по сосуществующим минералам пироксен-плагиоклаз, амфибол-плагиоклаз. Общие особенности геохронологии разреза:

 – резкие колебания в относительных содержаниях радиогенного аргона, или в переводе на значения «возрастных» цифр – от довольно низких до нереально высоких (7,7 млрд лет) значений;

 приуроченность низких значений радиогенного аргона (и «возраста») к краевым участкам межрудных блоков.

Кроме того, непосредственно при датировании по минералам выявились и другие важные, определяющие геохронологию, закономерности.

Пироксены являются первичными минералами, входят в состав габбро-норитов, пироксеновых и оливиновых их разностей. Значения возраста по пироксену (моноклинному и ромбическому без разделения) равны 3,2-1,1 млрд лет, при этом близость породы к зонам рудных тел (зонам максимального метаморфизма) приводит к занижению возрастных значений, т. е., очевидно, что минимальные значения обусловлены более поздними метаморфическими процессами.

Плагиоклазы вполне пригодны для калий-аргонового датирования. В породах разреза плагиоклаз является практически «сквозным» минералом, и поэтому по нему было проведено наибольшее количество определений. Возрастные значения по плагиоклазу из пород разреза харак-

теризуется весьма широким разбросом и наличием нереально высоких цифр – до 7,7 млрд лет. Сравнение особенностей минералов и полученных по ним калий-аргоновых значений выявило причину этого явления. Породы, в состав которых входят плагиоклазы, условно разделены на две группы: І) габбро-нориты и пироксеновые габбро; ІІ) амфиболизированные разности габбро.

В пределах этих групп пород сами плагиоклазы по степени их изменения можно сгруппировать в четыре разновидности:

– первичные плагиоклазы, № 50-70 (чаще ближе к 70), с буроватым оттенком, обладают хорошим идиоморфизмом, не подверженные каким-либо изменениям и не содержат каких-либо включений. Эти плагиоклазы входят только в состав габбро-норитов, пироксеновых и оливиновых габбро, т. е. в состав 1-й группы пород. Значения «возраста» 3,3-1,6 млрд лет;

– плагиоклазы частично (участками) перекристаллизованные: на буроватом фоне зерен появляются светлые прозрачные участки, основность этих участков понижается до № 30-40. Эта разновидность характеризуется редкой соссюритизацией и также входит в состав габбро-норитов, пироксеновых и оливиновых габбро. Значения «возраста» 2,2-1,5 млрд лет.

– плагиоклазы полностью перекристаллизованные, № 30-40, но со слабой соссюритизацией, входят в состав амфиболового габбро, габбро-амфиболитов и амфиболитов. Содержат различные включения, в т. ч. по плоскостям спайности. Значения «возраста» 4,7-2,7 млрд лет;

– плагиоклазы полностью перекристаллизованные и в значительной степени соссюритизированные, также входят в состав амфиболовых разностей габбро, содержат большое число разнотипных включении, и чем больше включений, тем больше аргона-40 в плагиоклазе, и тем выше кажущее значение «возраста»: до 4,5-7,7 млрд лет. Последние две разновидности плагиоклазов входят в состав ІІ-й группы пород.

Таким образом, для плагиоклазов амфиболизированных соссюритизированных габбро устанавливается прямая связь между наличием разнотипных микропустот и включений и значительными количествами избыточного аргона-40, захваченного при преобразовании первичных габброидов, что и дает искаженные значения «возраста». Поэтому плагиоклазы с основностью ниже № 50-70 не являются первичными и, как и породы их содержащие, вероятней всего, для датирования непригодны.

Амфиболы. Максимальные значения возраста показывают время раннего метаморфизма. В разрезе квершлага среди амфиболитов встречена куммингтонит-антофиллитовая порода, образующаяся по пироксеновым породам, по которой был получен возраст 2575 млн лет. Эта порода сходна с такой же, найденной нами в составе тектонического блока среди амфиболитов в стенке Ахтенского карьера, – возраст ее 2700 млн лет (возраст амфиболитов 1330 млн лет). Кроме того, здесь же найден антофиллит-куммингтонитовый сланец с возрастом 2810 млн лет. С другой стороны, минимальные значение по амфиболу (зеленой роговой обманке) - это время проявления позднего метаморфизующего процесса: вдали от рудных тел 1550-1650-1720 млн лет, время образования зеленой роговой обманки; вблизи рудных тел 1318-1270 млн лет – время образования (преобразования) амфиболов, связанное с рудным процессом. С учетом возраста плагиоклазитов (анортозитов) – 1,7 млрд лет, которые резко оторваны по времени от габбро-норита [5] и являются репером дорудного метаморфизма [8], можно предположить, что эти значения определяют период формирования сплошных руд.

Оруденение. Отмеченные выше значения возраста по амфиболам и выявленная тенденция зависимости уменьшение TiO₂ в титаномагнетите с уменьшением возраста породы [10], содержащей этот рудный минерал, указывают на то, что формирование ильменитовых руд до значения 1,7 млрд лет развивалось как вкрапленное – выделение ильменита из титаномагнетита до сегрегации в крупные зерна, позже – до времени 1300 млн лет – как период формирования сплошных руд. Более низкие значения возраста минералов в пределах рудных зон отмечают уже время преобразования руд.

Таким образом, эволюция габброидов Кусинского массива представляется следующим:

- **3300-3200** млн лет – наиболее ранний этап преобразования первичных пород, возможно, *габбро-норитов* и, вероятней всего, процесс прошел in situ,

– 2600-2540 млн лет – процесс ранней амфиболизации *габбро-норитов* (образование куммингтонит-антофиллитовой роговой обманки), – также in situ.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ...

– 1720-1650 млн лет – наиболее ранние амфиболиты в удалении от рудных тел; вероятней всего, – это время начала фомирования сплошных руд.

 – 1320-1270 млн лет – наиболее низкие значения по амфиболам вблизи рудных тел, завершение формирование сплошных рудных тел;

- ? 1100-980 млн лет -метаморфизм рудных тел.

Особенности общего геологического положения массива, особенности геологического разреза по стенке квершлага, петрография габброидов и адекватные калий-аргоновые данные по минералам, ближе всего подтверждают точку зрения о генезисе габброидов Кусинского массива (очевидно, как и других массивов группы) как об обломках древних пород – реликтах верхней мантии [3, 4, 7, 13].

Литература

1. Горожанин В.М., Алексеев А.А., Калеганов Б.А. Новые данные по геохронологии Кусинско-Копанского комплекса // Ежегодник-1994. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1995. С. 70-73.

2. Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98-108.

3. Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. О геологическом положении и возрасте кусинских габброидов на Южном Урале // Ежегодник-1973 ИГГ. Екатеринбург: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 55-57.

4. *Гревцов Г.А., Фоминых В.Г.* Структурное положение и особенности внутренней структуры массивов кусинских габброидов // Ежегодник-1972. Свердловск: ИГГ АН СССР, 1973. С. 113-115.

5. Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. Метасоматиты Медведевского титаномагнетитового месторождения // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 151-169.

6. Дунаев В.А., Степанов А.И., Панова М.В. Возраст пород Копанско-Кусинской интрузии. // Ежегодник-1969. Свердловск: ИГГ УФАН СССР, 1970. С. 74-78.

7. Дунаев В.А., Степанов А.И., Панова М.В. Возраст пород Копанско-Кусинской интрузии и время их метаморфизма (Южный Урал) // Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Москва: Наука, 1973. С. 238-247.

8. *Кравцова Л.И*. Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 467-480.

9. Краснобаев А.А., Фоминых В.Г., Степанов А.И. и др. О возрасте габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии – реликтах древнейших интрузивных пород Урала // Ежегодник-1971. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 5-6.

10. Краснобаев А.А., Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. и др. О многоэтапности формирования титаномагнетитового оруденения в кусинских габброидах. // Определение абсол. возр. рудных месторождений и молодых магматических пород. XVIII сессия Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формаций. Москва: Наука, 1976. С. 202-208.

11. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. Цирконовый возраст габбро и гранитов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.

12. Овчинников Л.Н., Панова М.В., Подлесова Р.Г. и др. О калий-аргоновом возрасте некоторых роговых обманок Урала. // Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. Москва: Наука, 1967. С. 74-77.

13. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей горной породе Урала. // Глубинное строение Урала. Тр. Первой Уральской сессии Научного совета по компл. исслед. земной коры и верхней мантии. Москва: Наука, 1968. С. 200-209.

14. Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л., Ферштатер Г.Б. и др. Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331-334.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВ И СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Анфилогов В. Н.

Институт минералогии УрО РАН, anfilogov@mineralogy.ru

В последние годы, особенно после открытия металлоносных осадков, которые образуются на выходе гидротермальных источников на дне морей и океанов, стало очевидным, что во многих, если не в большинстве случаев, связь магматизма и рудообразования реализуется в форме многоуровневых флюидно-магматических систем, в которых рудоносные флюиды, формируются не только в апикальных частях интрузий, но и во вмещающих породах в тепловом поле интрузий [1]. Идея формирования месторождений в сложных многоуровневых рудно-магматических системах была высказана А.М. Дымкиным с соавторами в работе [3]. В настоящей работе мы попытаемся развить эту идею, полагая, что источником рудного вещества могут быть не только магматические расплавы, но и вмещающие породы, особенно содержащие первичный осадочный рудный материал.

При внедрении магматического расплава в относительно холодные вмещающие породы вокруг магматической камеры образуется температурное поле с большими градиентами температуры [5]. Благодаря этому в экзоконтактовой области магматического очага возникают три флюидных потока: 1 – конвективный поток, в котором движение порового флюида происходит благодаря разности плотности флюида, обусловленной градиентом температуры; 2 – молекулярное течение флюида через стенки магматической камеры; 3 – поток флюида из расплава во вмещающие породы через кровлю магматической камеры. Схематически движение флюида в приконтактовой зоне показано на рис. 1. Механизм и динамика движения флюида в приконтактовой зоне магматического тела подробно рассмотрены в работе [7].

Структура и состав пород, образующихся в флюидно-магматической системе, существенным образом зависят от времени ее жизни и скорости поступления магматического расплава в систему. При интенсивном поступлении расплава в промежуточную магматическую камеру расплав не успевает насытиться водой. При его охлаждении и кристаллизации образуются тела габбро с приконтактовыми ореолами измененных вмещающих пород, в которых могут формирроваться водные парагенезисы, характерные для контактового метаморфизма. В системах, время жизни которых составляет 100-700 тысяч лет, формируются многоуровневые габбро-гранитные комплексы, в которых происходит интенсивное образование кислых магматических пород, представленных андезитами, гипабиссальными гранитами и риолитами.

Магматическая камера, создавая градиент температуры во вмещающих породах, действует как своеобразный тепловой насос, в котором формируется вертикальный поток флюида, состоящий из двух частей. Одна часть потока действует в пределах вмещающих пород, другая формируется в апикальной области магматической камеры и выносит во вмещающие породы компоненты расплава (см. рис. 1). Наличие в флюидно-магматической системе вертикальных градиентов тебмпературы создает благоприятные условия для переотложения компонентов вмещающих пород: вынос в области высоких температур и осаждение при понижении температуры. Типичными продуктами деятельности флюидно-магматических систем являются скарны. Образование скарнов в приконтактовых зонах магматических тел и на удалении от контактов мож-



Рис. 1. Флюидные потоки в тепловом поле магматической камеры:

 вмещающая порода; 2 – базальтовый расплав; 3 –область насыщения базальтового расплава водой; 4 – направление движения флюида.

но рассматривать как важное свидетельство действия протяженной по вертикали флюидно-магматической системы.

Представления об условиях и механизме образования скарнов сложились в середине прошлого века благодаря работам Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова, Л.И. Шабынина и др. [6, 4, 9] и в настоящее время они нуждаются в корректировке. По определению В.А. Жарикова, скарнами называются «метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов» [4]. Мы считаем, что, прежде всего, следует отказаться от понятия скарнов магматической стадии как пород, образованных в процессе, так называемого, магматического замещения [9]. Ни теоретически, ни экспериментально не удалось доказать существование сквозьмагматических растворов, осуществляющих замещение вмещающих пород магматическим расплавом. Поэтому скарны, образованные на контакте с интрузиями следует рассматривать как породы, возникшие при взаимодействии карбонатов с высокотемпературными растворами, циркулирующими в приконтактовой зоне магматических тел. Существующую в приконтактовых скарновых телах метасоматическую зональность легко объяснить сменой парагенезисов, обусловленную градиентом температуры.

Нам представляется, что определение понятия скарн можно упростить и определить его как породу, образованную в результате взаимодействия, содержащих кремнекислоту высокотемпературных гидротермальных растворов с карбонатами. В соответствие с этим скарны можно разделить на инфильтрационные, когда кремнезем и сопутствующие ему оксиды привносятся в карбонатную породу гидротермальными растворами, поступающими из удаленного источника и метаморфические, когда источник кремнезема и других оксидов, входящих в состав скарновых минералов, находится в непосредственной близости или в контакте с карбонатной породой. Классическим примером инфильтрационных скарнов являются мономинеральные геденбергитовые и волластонитовые скарны Дальнегорского рудного района. Метаморфические скарны в чистом виде образуются при высокотемпературном метаморфизме карбонатов, обогащенных силикатным материалом. Метаморфизм силикатно-карбонатных пород происходит в целом в изохимическом режиме, но сопровождается обменом компонентами между контрастными по составу прослоями породы.





1 – известняки и доломиты; 2 – базальтовая толща; 3 – липаритовая толща; 4 – андезито-базальтовая толща; 5 – вулканогенно-осадочная толща; 6 – диабазовая толща; 7 – рудовмещающая карбонатная толща; 8 – порфиритовая толща; 9 – граниты, граносиениты и гранодиориты; 10 – микрограниты; 11 – плагиограниты; 12 – габбро и габбро-диабазы; 13 – дайки кислого состава; 14 – дайки и силы основного состава; 15 – скарны; 16 – кварцевые и кварц-полевошпатовые метасоматиты; 17 – руды окисленные; 18 – руды магнетитовые.

Источником водного флюида в флюидо-магматических системах являются не магматические расплавы, а вмещающие породы. Соответственно, эти же породы являются источником рудного вещества, из которого формируются руды скарновых месторождений. В случае железорудных месторождений такими источниками, как правило, являются первично осадочные руды или титано-магнетитовые габбро. В последнем случае рудный материал может выноситься на постмагматической стадии из магматических тел, которые образуют флюидно-магматическую систему. Перенос рудного вещества из источника в рудные тела скарновых руд происходит на короткие расстояния и часто в скарновых месторождениях сохраняются фрагменты первичных руд и рудных тел. В качестве примера можно привести железорудные скарновые месторождения центральной Швеции: Пресберг, Нордмарки, Даннемора, Стильберг и др. [2]. В рудных телах этих месторождений наблюдается «правильное» слоистое чередование руды и скарна. Наблюдаются также чередования «известняковых руд» без скарновых минералов. Совершенно очевидно, что в данном случае скарнированию и перекристаллизации подверглись первично осадочные руды, которые были представлены железистыми кварцитами, переслаивающимися с известняками [2].

По-видимому, такое же происхождение имеют магнетитовые руды Соколовско-Сарбайского месторождения. На этом месторождении скарны имеют четко выраженную метаморфо-



Рис. 3. Р-Т условия равновесия в системе CaO-SiO₂-CO₂

генную природу, поскольку скарнированию подверглись только известковые туффиты, без привноса компонентов извне, в то время как присутствующие на месторождениях горизонты карбонатов скарнированием не затронуты. Первичные осадочные руды также были сконцентрированы в туффитах и в процессе скарнирования трансформировались в скарново-магнетитовые. Фрагменты осадочных гематитовых полосчатых руд сохранились в новообразованных магнетитовых рудных телах. Есть все основание утверждать, что и Магнитогорское скарново-магнетитовое месторождение также представляет собой переотложенный первично осадочный материал, который был накоплен в карбонатной рудовмещающей толще (см. рис. 2) [8]. Предположение о том, что источником скарнообразующих растворов и, тем более, магнетита был гранитоидный расплав обосновать трудно. Очевидно, что контакт карбонатов с гранитоидами на этом месторождении выполнял лишь роль флюидопроводника. Заметим, что основная масса скарново-магнетитовых руд образовалась не на этом контакте, а в области серии даек, секущих карбонатную толщу. Контакты этих даек также представляли собой зоны интенсивного движения порового флюида. Важно отметить, что при формировании месторождений такого типа нет необходимости в переносе железа на значительные расстояния. Как правило, происходит скарнирование карбонатного материала и переотложение железа на месте с переходом его из гематита в магнетит.

В связи с изложенным выше, возникает вопрос о роли скарна в процессе отложения магнетита в пределах скарновых тел. Скарновые минералы образуются в результате взаимодействия растворов, содержащих SiO₂ с карбонатами. СаО и MgO заимствуются этими минералами из карбонатов, FeO и Al_2O_3 из силикатных пород. Магнетит карбонаты не замещает. Он кристаллизуется после образования скарна, замещая объем, занятый скарном. При этом магнетит никакие компоненты скарна не заимствует. Он отлагается на месте растворенного скарна. Поэтому процесс замещения скарна магнетитом не является метасоматозом. Аналогичные взаимоотношения рудных минералов и скарна наблюдаются на полиметаллических месторождениях Приморья. Сульфиды также отлагаются в объеме, который образуется при разложении геденбергита. Одновременно происходит отложение сульфидов в открытых трещинах в перекрывающих скарново-рудные тела кислых эффузивах. Специфическая роль скарнов, как среды для рудоотложения, обусловлена обратимостью реакций взаимодействия гидротермальных растворов с карбонатами. При понижении температуры равновесие реакций образования скарновых минералов, например:

$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3$,

смещается влево (рис. 3), и скарновые минералы разлагаются [10], освобождая объем для отложения рудных минералов.

Таким образом, скарн является продуктом взаимодействия высокотемпературных растворов, циркулирующих в флюидно-магматической системе, с вмещающими карбонатами. При понижении температуры растворов скарн разлагается и пространственно замещается рудными минералами, которые, как правило, заимствуются из вмещающих пород.

Литература

1. *Анфилогов В.Н.* Проблема кислых расплавов в рудно-магматических системах фемического профиля // Металлогения древних и современных океанов-2005. Миасс: Изд-во УрО РАН, 2005. С. 8-10.

2. *Геер П., Магнуссон Н.* Железные руды Швеции // Железорудные месторождения мира. Т. 2. Москва Изд-во Иностранной литературы. 1955. С. 145-171

3. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А. Модель полигенных месторождений железа, ассоциирующих с вулкано-плутоническими магматическими процессами // Рудообразование и модели эндогенных рудных процессов. Новосибирск: Наука, 1988. С. 23-31.

4. Жариков В.А. Общая характеристика скарнов и скарновых месторождений // Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. С. 4-25.

5. *Кадик А.А., Ступаков Е.П.* Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности // Геохимия, 1970. № 1. С. 43-53.

6. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335-456.

7. Пуртов В.К., Нечкин Г.С., Анфилогов В.Н. Динамика гидротермальных растворов в тепловом поле интрузий, палингенез и магнетитовое рудообразование // Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 41-54.

8. Сергеев О.П., Скопина Н.А, Баклаев Я.П. и др. Магнитогорское рудное поле // Скарново-магнетитовая формация Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР. С. 74-103.

9. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

10. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbit Y.W. et al. Summary and critique of the thermodinamic properities of the rock-forming minerals // Amer. J. Sci., 1978. V. P. 229-278.

РАЗВИТИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УЛЬТРАМАФИТАХ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Артемьев Д.А.

Институт минералогии УрО РАН, artemyev@mineralogy.ru

Южный фланг Главного Уральского разлома (ГУР), известный как Присакмаро-Вознесенская структурно-формационная зона, примыкает с запада к Западно-Магнитогорской палеоостровной дуге и интерпретируется как девонская аккреционная призма [5]. В его ультрамафитах, маркирующих сутурную зону, известны кобальт-медноколчеданные месторождения, приуроченные к серпентинитам и характеризующиеся повышенными концентрациями никеля, кобальта и хрома. Представительными объектами этого типа являются Ивановское, Дергамышское, Ишкининское месторождения и Казанское рудопроявление, залегающие в офиолитах среди пластин серпентинитов, вулканогенных и осадочных отложений силура и девона. Предыдущими исследованиями кобальт-медноколчеданные месторождения Главного Уральского разлома были отнесены к формации, свойственной островодужным обстановкам [5], и были выделены И.Б. Серавкиным [9] в отдельный ишкининский тип, близкий к атлантическому.

Кобальт-медноколчеданные месторождения южного фланга ГУРа приурочены к ультрамафитам Байгускаровского и Ишкининского альпинотипных массивов дунит-гарцбургитовой фор-

мации, преобразованных до серпентинитов. Они локализованы среди тектонических пластин и блоков, сложенных ордовикско-силурийскими серпентинитами, силурийско-девонскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Возраст рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ, которые по геохимических параметрам соответствуют лавам баймакбурибайского комплекса [7, 10], определен как нижне-среднедевонский. В пределах месторождений широко развиты интрузивные тела базальтов, габбро, габбро-пегматитов, габбро-долеритов и пироксенитов, залегающих согласно с пластинами серпентинитов.

Рудообразующие системы этих месторождений включают в себя околорудные тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые метасоматиты, к которым приурочены кобальт-медноколчеданные руды и различные серпентинит-карбонатные брекчии и карбонатные жилы, которые были сформированы в придонных условиях при циркуляции гидротермальных растворов по трещинным системам в ультрамафитах.

К рудовмещающим комплексам относятся серпентиниты, частично базальты, и различные апосерпентинитовые и апогаббровые метасоматиты, с которыми часто ассоциируют сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии и различные кварц-карбонатные и карбонатные жилы, иногда содержащие сульфидную минерализацию. В верхних горизонтах серпентинитовых массивов и перекрывающих рудоносные зоны вмещающих отложениях нижне-реднедевонского возраста встречаются блоки офикальцитовых брекчий.

Кобальт-медноколчеданные руды месторождений сложены пирит-халькопирит-пирротиновыми, халькопирит-пиритовыми, халькопирит-пирротиновыми и пирротиновыми разностями, содержащими кобальт-никелевую минерализацию. Основные рудные минералы представлены пирротином, халькопиритом, пиритом; второстепенные – марказитом, сфалеритом, арсенопиритом, кобальтином, пентландитом, герсдорфитом, никелином, линнеитом, раммельсбергитом, крутовитом, кубанитом, магнетитом; редкие – самородным золотом, леллингитом, валлериитом, миллеритом, саффлоритом, раклиджитом и др. [8].

Предыдущими исследователями было выделено два основных этапа формирования кобальт-медноколчеданной минерализации месторождений: островодужный, связанный с отложением первичной сульфидной минерализации, и коллизионный, характеризующийся ремобилизацией растворов с образованием кобальт-арсенидной минерализации [5, 8].

Островодужный этап характеризуется формированием первичных сульфидных руд и связанных с ними различных метасоматитов в придонных морских условиях на ультрамафитовом субстрате аккреционной призмы. Отложение сульфидов из гидротермальных растворов шло как в подповерхностных зонах в виде штокверковой минерализации, так и в виде массивных руд на морском дне, что фиксируется по наличию сульфидных песчаников и гравелитов в составе рудных тел [8]. Температуры гидротермальных растворов, по оценке на основе парагенетических ассоциаций И.Ю. Мелекесцевой [8], составляли 150-350 °C. Постепенное падение температуры в результате смешения с морской водой приводило к ощелачиванию растворов и формированию более низкотемпературных ассоциаций, представленных поздними кварц-карбонатными жилами с сульфидной минерализацией, секущими сульфидные руды, серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты. Температуры их формирования, согласно термобарогеохимическим данным по флюидным включениям, составляли 140-200 °C [1, 12]. Соленость растворов, формировавших их, в большинстве случаев была близка солёности морской воды и варьировала в пределах 1,2-4,5 мас. % NaCl-экв, в редких случаях достигая 7-8 мас. % NaCl-экв и более.

Наряду с формированием руд, происходил гидротермальный метасоматоз серпентинитов и габброидов, приводивший к преобразованию серпентина в тальк и магнезит с привносом кальцита и освобождению подвижных в кислых условиях кобальта и никеля, которые выше по разрезу при остывании растворов отлагались в виде собственных сульфидных минералов (пентландита, кобальтина, никелистого пирита и других). Формирование тальк-карбонатных метасоматитов происходило в придонных частях на глубинах до 300 м на островодужной стадии развития аккреционного комплекса, что подтверждается находками в ранне-среднедевонских отложениях гравелитов, содержащих обломки серпентинитов и тальк-карбонатных пород, а также по наличию их обломков в офикальцитовых брекчиях, верхний порог образования которых датируется эйфелем.

В это же время в рудоносных зонах происходило формирование сульфидно-серпентиниткарбонатных брекчий, зафиксированных в виде линзо- и штокообразных блоков размером до первых десятков метров в подрудной зоне Ишкининского месторождения. Сульфидно-серпентиниткарбонатные брекчии сложены обломками серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов, карбонатов и сульфидов, сцементированных тальк-хлорит-карбонат-серпентиновым цементом с сульфидной «пылью». Отсутствие в их составе сульфидных обломков с кобальт-арсенидной минерализацией, характерной для коллизионного этапа, и слабая серпентинизация большинства обломков указывает на их формирование на ранней стадии рудоотложения. Генезис этих брекчий достаточно спорен, но наиболее достоверной может считаться гипотеза их образования в результате гидротермальных эксплозий при зарастании каналов, эксгалирующих гидротермальные растворы на морское дно. Аналогичные процессы наблюдаются и на современных гидротермальных полях в срединно-океанических рифтах, где подрудные зоны большинства рудопроявлений сложены многочисленными брекчиями, содержащими сульфидную минерализацию [4].

Дальнейшее падение температуры гидротермальных растворов приводило к формированию безсульфидных карбонатных жил и офикальцитовых брекчий, температуры гомогенизации флюидных включений в карбонатах из которых составили 90-190 °C [3, 12]. Солёность растворов была близка солёности морской воды и составляла 2,0-6,5 мас. % NaCl-экв. (в среднем, 4,0 мас. % NaCl-экв.).

Офикальцитовые брекчии представляют собой своеобразные серпентинит-карбонатные брекчии с угловатыми обломками серпентинитов и преимущественно карбонатным цементом, разбитые сетью карбонатных прожилков и кокардовых обрастаний [6]. Их формирование связано с эманациями на морское дно остывающих гидротермальных растворов, характеризующихся температурами, близкими 100-190 °C после завершения колчеданного рудоотложения. Образование офикальцитовых брекчий происходило в несколько стадий и было связано с формирование е в кровле серпентинитовых массивов гидротермальных карбонатных жил, переходящих в серпентинит-карбонатные брекчии и карбонатные постройки, которые разрушались, переотлагались и цементировались новыми порциями гидротермальных растворов. Эти карбонатные постройки сходны с таковыми известными на современных гидротермальных полях срединно-океанических хребтов и активных континентальных окраин. Подводящими каналами при образовании офикальцитовых брекчий являлись крупные карбонатные жилы, сложенные кальцитом и брекчирование обломками серпентинитов и имеющие схожие минералого-геохимические особенности с офикальцитовыми брекчиями.

Гидротермальное происхождение офикальцитовых брекчий доказывается изотопными вариациями $\delta^{13}C/^{12}C$ и $\delta^{18}O/^{16}O$ в кальците из матрикса брекчий, лежащих в интервале -6...-11 ‰, (PDB) и +8...+14 ‰ (SMOW) соответственно, близкими с таковыми в кальците из метасоматитов и руд. Также на гидротермальный генезис указывают повышенные содержания кобальта в карбонатном цементе, не характерные для биогенных карбонатных пород. Последующие тектоно-графитационные процессы, приводившие к разрушению кровли аккреционного комплекса, способствовали накоплению олистостром, в которые вовлекались блоки офикальцитовых брекчий.

Схожие процессы наблюдаются и на современных гидротермальных полях в Срединно-Атлантическом хребте, где на ультрамафитовом субстрате известны высокотемпературные сульфидные постройки «черных курильщиков» (поля Рейнбоу, Логачев и др.) и гидротермальные поля со средне- и низкотемпературными постройками, сложенных карбонатами, баритом, ангидритом (поля Лост-Сити, Салданья и др.). В нижних горизонтах низкотемпературных полей предполагается наличие сульфидного оруденения, сформировавшегося за счет более ранней разгрузки флюида в нижних горизонтах без выхода на морское дно [4].

Таким образом, в рудообразующих комплексах кобальт-медноколчеданных месторождений ГУРа наблюдается постепенная смена условий гидротермального отложения, выраженная в формировании руд и вмещающих их метасоматитов из кислых высокотемпературных растворов, постепенно переходящих в более низкотемпературные щелочные, отлагавшие карбонатные жилы, и на верхних уровнях – офикальцитовые брекчии. Наличие сульфидных и карбонатных образований в пределах одного рудного поля может свидетельствовать об эволюции в сторону постепенного остывания и ощелачивания гидротермальных растворов, как во времени, так и в пространстве.

Автор благодарен своему научному руководителю В.В. Зайкову, а также коллегам за ценные консультации и помощь при проведении исследований А.М. Юминову, И.Ю. Мелекесцевой, Н.Н. Анкушевой. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (07-05-00260-а), гранта молодых ученых УрО РАН, интеграционного проекта совместных исследований УрО-СО РАН.

Литература

1. Анкушева Н.Н. Физико-химические условия формирования сульфидно-кварцевой минерализации Ивановского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 233-238.

2. *Аржавитин П.В., Ильясов Г.С.* Петрографическая и петрохимическая характеристика ультраосновных пород Дергамышского месторождения // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1962. С. 58-73.

3. *Артемьев Д.А., Анкушева Н.Н.* Типы и условия образования офикальцитов из рудоносных систем Главного Уральского разлома // Металлогения древних и современных океанов-2009. Модели и условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 59-64.

4. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М. и др. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

5. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005. № 3. С. 73-98.

6. *Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника, 1978. № 2. С. 50-66.

7. Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. и др. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 152-161.

8. *Мелекесцева И.Ю*. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

9. Серавкин И.Б. Типы колчеданных месторождений Южного Урала и источники рудного вещества // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 58-62.

10. Симонов В.А., Зайков В.В., Колмогоров Ю.П. Геохимия базальтоидов из офиолитовых и сутурных зон Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов-2002. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 17-26.

11. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 217 с.

12. Юминов А.М., Симонов В.А., Зайков В.В. Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Ишкининском колчеданном месторождении (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 12. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 98-110.

СОЗДАНИЕ СОПРЯЖЕННОЙ МОДЕЛИ ТЕПЛОВОЙ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АСАЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КАМЧАТКА)

Бессонова Е.П.*, Лапухов А.С.*, Чудненко К.В.**, Шарапов В.Н.* *Институт Геологии и Минералогии СО РАН liza@uiggm.nsc.ru **Институт Геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН chud@igc.irk.ru

В последние десятилетия открыты многочисленные золото-серебряные и золотосодержащие эпитермальные месторождения в российском и зарубежных сегментах Тихоокеанского ме-

таллогенического пояса. Российский сегмент охватывает Охотско-Чукотский, Камчатско-Курильский и Сихоте-Алиньский вулканогенные пояса, а зарубежный – Японско-Филиппинско-Индонезийский, Папуа-Новогвинейско-Австралийско-Новозеландский, Южно-Американский и Северо-Американский. 35 % открытий относятся к золотосеребряной адуляр-серицит-кварцевой формации. Весьма актуальным с практической точки зрения является вопрос о том, ограничены ли эти месторождения локальными близповерхностными уровнями рудоотложения или возможно многоярусное повторение рудных горизонтов вне разведанных участков рудных залежей. На возможность многоярусного характера оруденения в Центрально-Колымском районе впервые обратил внимание [2] после открытия второго яруса оруденения на месторождении Хишикари [9]. В данной статье на примере эпитермального Асачинского месторождения (Южная Камчатка) авторами проведено численное моделирование тепловой и физико-химической динамики в процессах миграции и отложения золота и серебра и сопутствующих минеральных ассоциаций. Рассматриваемое месторождение относится к малосульфидному кварц-адуляровому, золото-науманит-селенполибазитовому типу (содержание сульфидов – меньше 1 %). В пределах верхней зоны преобладают довольно крупные частицы комковатого, коллоидного и губчатого самородного золота размером свыше 50 µm с редкими включениями гёссита и других серебросодержащих минералов. Реже встречаются зерна самородного золота кристаллической и скелетной формы.

Выбор данного объекта в качестве эталонного обусловлен его детальной геологической изученностью и наличием достаточно полной информации по термобарогеохимии, газовому и солевому составу газово-жидких включений [1]. Комплекс пород Асачинского палеовулкана образует непрерывный тренд от базальтов до риолитов и относятся к проявлениям типичного бимодального магматизма (андезитобазальтов – риолитов) и характеризуются пониженными содержаниями магния, титана и повышенной глинозёмистью, железистостью и щелочностью.

Специфика Асачинского палеовулкана состоит в том, что он был лишен конуса и формировал мааровую воронку с характерным для неё кратерным озером. Об этом свидетельствуют проявления нескольких горизонтов (в интервале от +75 до +120 м) тонкополосчатых алевро-пелитовых перемытых туффитов. От этих мааровых воронок сравнительно недалеко распространяются агломератовые туфы, состоящие из разнородного обломочного материала округлой формы с каёмками закаливания, признаками оплавления и движения в пластическом состоянии. По данным [5], золото-серебряное оруденение малосульфидного типа пространственно связано с субвулканическими «андезито-дацитовыми» интрузивными телами, и локализовано в крутопадающих кварц-адуляровых жильных телах, которые контролируются субмеридианальными зонами глубинных разломов. В пределах Асачинского месторождения обнаружены все разновидности калиевых полевых от санидина до микроклина и их зональное распределение отмечается не только по восстанию золото-серебряных рудных тел, но по мощности и по простиранию. Нижние зоны золотоносных рудных тел сложены кварц-микроклиновыми разностями, которые переходят в промежуточные микроклины, ещё выше – структурно упорядоченные ортоклазы и, наконец, разупорядоченные ортоклазы самых верхних, приближающимися к санидинам [3].

Ключевой проблемой описания динамики рудообразования в эпитермальных вулканогенных рудных месторождениях является учет в системе управляющих уравнений и граничных условиях появления и/или вырождения фазовых границ в потоках магматических или смешанных флюидов. Для этого необходимо создание модели неизотермического физико-химического взаимодействия потока флюида и породы при наличии подвижных фазовых границ в области фильтрации флюида [8]. В настоящем сообщении представлен новый разработанный авторами подход, в котором сопрягаются описание гидродинамических параметров и физико-химической динамики в рассматриваемых системах. Таким образом, появляется возможность оценить роль нестационарной стадии в динамике рудообразующих вулканогенных эпитермальных систем.

В модели принято, что боковые поверхности зоны флюидопроводимости непроницаемы, коэффициент теплоотдачи (α_2) меняется от 0,001 до 0,01 Вт/м²×К [4]. На поверхности разгрузки охлаждение магматогенного флюида характеризуется коэффициентом теплоотдачи $\alpha_1 = 5$ Вт/м²×К. Глубина кровли интрузивной камеры L₁ = 2000 м и мощность флюидопроводника L₂ = 10 м (рис. 1). Для характеристики состава магматических флюидов взяты среднестатистические составы летучих компонентов, характерные для кислых пород островных дуг [4] (табл. 1). В представляе-





Кр – проницаемость, м², m- пористость, %, α_1 – коэффициент теплоотдачи на верхней границе, α_2_{-} коэффициент теплоотдачи боковой поверхности флюидопроводника, L $_1$ – глубина залегания магматической камеры, L $_2$ – ширина флюидопроводника.

мой модели использована схема с 20-ю проточными резервуарами, расположенных в разрезе равномерно, через каждые 100 м. Созданный программный комплекс на каждом временном и пространственном шаге вычислительных процедур последовательно сопрягает расчет Т, Р и фазового состояния флюида [7] с расчетом гетерофазного физико-химического равновесия в проточном реакторе при данных Т и Р на основе ПК Селектор [6]. Это позволяет, кроме описания динамики тепло- массопереноса во времени и пространстве, перейти от «условного» времени в характеристике эволюции магматогенной флюидной системе к «виртуально размерному времени» развития моделируемой рудно-магматической системы от момента начала кристаллизации расплава в интрузивной камере до прекращения ретроградного кипения расплава.

Обсуждение результатов численного моделирования. Как следует из результатов численного моделирования (рис. 2), в рассматриваемых флюидных магматогенных системах динамика формирования минеральной зональности в основных чертах определяется в нестационарный этап эволюции температурного поля. Особенности локальной зональности в распределении калиевых полевых шпатов, отдельных металлов и т.д. [8], связанны с фазовым состоянием флюида (см. рис. 2). При наличии достаточно полных и добротных баз данных, особенности распределения элементов и полиморфных модификаций минералов могут быть последовательно проанализированы с точки зрения пространственных вариаций указанных границ и их вырождения.

Для случая развития квазистационарной области декомпрессионного кипения гидротермального раствора нестационарная стадия охватывает менее 400 лет. Вариации в распределении петрогенных компонентов в разрезе системы в основном формируются на отрезке ~100 лет. На этом *Таблица 1*

Основной состав	масс. %	Микрокомпоненты	г/т	Газы	масс. %
SiO ₂	69,6	Ag	5*10 ⁻³	H ₂ O	4,55
TiO ₂	0,5	Au	4,5*10 ⁻⁴	Cl	0,15
Al_2O_3	13,5	Cu	2,0	F	0,09
Fe ₂ O ₃	5,6	Pb	2,0	S	0,03
MnO	0,2	Zn	6,0	CO ₂	0,005
MgO	0,5				
CaO	1,9				
Na ₂ O	3,0				
K ₂ O	3,3				
P_2O_5	0,1				

Химический	состав	модели
	cocrab	тодени



Рис. 2. Содержание раствора и газа во флюиде в разрезе со временем для двух значений α,

этапе над границей конденсации магматического газа образуются «агрессивные» кислые слабовосстановленные (pH = 2, Eh = -0,2 mV) гидротермальные растворы. После начального метасоматического взаимодействия с породами и проявления зоны декомпрессионного вскипания этот процесс затухает, оставляя в интервале глубин 1600-700 м область окварцевания (рис. 3). Ниже нее располагается зона кварц-санидин-альбитовых, а выше – кварц-калишпат-альбитовых пород. Если при фильтрации флюида теплопотери в боковые породы более высокие ($\alpha_2 \ge 0,005$), то область декомпрессионного кипения отсутствует (рис. 2). Квазистационарное распределение по разрезу минералов околорудных пород и рудной минерализации формируется за более короткий срок – 100-150 лет (рис. 3), его вид существенно отличается от случая, когда зона пародоминирования присутствует. Гидротермальные растворы имеют слабощелочную восстановленную среду и, соответственно, породы слагающие разрез меньше выщелачиваются, остаются более однородными.

Как и зональность околорудных изменений, зональность рудной минерализации образуется в нестационарный этап эволюции гидротермальной системы. В области развития эпитермальной золото-серебряной минерализации полученное распределение Au качественно согласуется с таковой на Acaчинском месторождении [3]. В наших расчетах золото переносится в основном в газовой фазе в форме AuS. Перенос серебра преимущественно в гидротермальном растворе осуществляется в виде хлоридных комплексов. В полученных численных реализациях второй максимум формирования серебряно-золотой минерализации связан с областью конденсации магма-



Рис. 3. Состав минералов околорудных пород в разрезе системы для времени 400 тыс. лет и двух значений а,

тического газа. В случае более интенсивного охлаждения флюида, когда область декомпрессионного вскипания гидротермального флюида в системе не появляется, развитие рудной минерализации и зональности околорудных пород идет иным путем, чем в эпитермальных месторождениях. Но и в этом случае появление зонального распределения околорудно измененных пород и рудной минерализации связано с нестационарным этапом эволюции теплофизических параметров во флюидопроводнике.

Заключение. Одним из существенных факторов формационных особенностей вулканогенных порфировых месторождений являются тепловые потери потоков флюидов в трещинных флюидопроводниках в боковые породы. Результаты численного моделирования продемонстрировали, что первоначально одинаковые при отделении от магматического расплава рудоносных флюиды из-за различного охлаждения во флюидопроводниках могут формировать существенно отличающиеся типы месторождений порфировой формации. При этом основные особенности минералогической зональности в зонах взаимодействия флюид-порода определяются в нестационарную прогрессивную стадию эволюции вулканогенных месторождений. Полученные количественных моделей динамики их формирования позволяют оценивать некоторые их пространственно-временные параметры.

Работа выполнена при поддержке НШ-2715.2008.5, гранта РФФИ № 07-05-00910, интеграционного проекта СО и ДВО РАН №96.

Литература

1. Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С. // Геология и геофизика, 2009. Т. 50, № 9.

2. Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Север-Востока России // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47, №3. С. 211-229.

3. Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А. и др. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитермальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Докл. РАН, 2007. Т. 412. № 6. С. 794-798.

4. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. // Геохимия, 2000. № 5. С. 555-564.

5. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский, изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.

6. *Чудненко К.В.* Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. диссер. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ, 2007. 54 с.

7. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К. и др. // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 11. С. 1098-1109.

8. *Hedenquist J.W., Brown P.R., Allis R.G.* Epithermal gold mineralization. Appl. Geol. Assoc. Wairakei, New Zealand. 1998. 162 p.

9. *Izava E., Urashima Y., Ibaraki K., et al.* The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. L.: Elsevier, 1990. V. 1. P. 141-201.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Быков В.Н., Королева О.Н.

Институт минералогии УрО, bykov@mineralogy.ru

В настоящее время существует большое количество моделей магматических (силикатных) расплавов, которые отражают разные аспекты их строения и позволяют с той или иной точностью описывать физико-химические свойства расплавов. Одна из моделей, которая получила широкое распространение в последнее время, связана с описанием локальной структуры силикатных расплавов как ансамбля кремнекислородных тетраэдров с различным соотношением мостиковых и немостиковых атомов кислорода (Q^n – единицы, где n – число мостиковых атомов кислорода). Эти структурные единицы разной степени полимеризации лежат в основе кристаллохимии силикатов и, соединяясь друг с другом мостиковыми связями, образуют сложные анионы в расплавах или беспорядочную сетку в стеклах. При таком описании структуры этих систем, необходимо определить какие структурные единицы, и в каком количестве присутствуют в расплавах в зависимости от состава и температуры. Преимущество такого подхода в значительной степени связано с тем, что концентрации структурных единиц Q^n могут быть определены экспериментально методом спектроскопии комбинационного рассеяния (рамановской спектроскопии).

Экспериментальные исследования структуры силикатных расплавов при высоких температурах достаточно сложны и трудоемки, а исследования природных магм, как правило, невозможно, поэтому актуальным является использование термодинамического моделирования для получения информации о Qⁿ-распределении в расплавах в зависимости от состава и температуры.

Для термодинамического описания силикатных расплавов были использованы представления модели ассоциированных растворов, предложенной в работах [1, 2]. Согласно этой модели при взаимодействии в расплавленном состоянии кислотных (SiO₂, B₂O₃, GeO₂) оксидов и оксидов щелочных и щелочноземельных металлов образуются солеобразные продукты (силика-

ты, бораты, германаты), которые представляют собой структурные химические группировки определённого состава той же стехиометрии, как у кристаллических соединений, присутствующих на фазовой диаграмме рассматриваемой системы. При этом расплав, образованный из компонентов с различной химической природой, рассматривается как среда, где одновременно протекают несколько химических реакции в направлении равновесного состояния. Эти реакции характеризуются своими свободными энергиями Гиббса, которые определяют действительный равновесный состав. Оксидные расплавы рассматриваются как равновесные идеальные растворы, образованные из непрореагировавших оксидов и солеобразных продуктов их взаимодействия.

В кристаллических силикатах структурные единицы одного типа объединяются друг с другом и образуют упорядоченный анионный мотив. Предполагалось, что свободные энергии Гиббса образования силикатов могут рассматриваться как термодинамические характеристики структурных единиц Qⁿ, поскольку энергетика процессов взаимодействия в силикатных системах во многом определяется «короткодействующими» силами. Используя значения свободных энергий образования соответствующих силикатов из оксидов (термодинамическая база данных FACT) были выполнены расчеты констант равновесия реакций взаимодействия структурных единиц Qⁿ между собой для модельных бинарных силикатных расплавов. Показано, что вычисленные концентрации структурных единиц Qⁿ в зависимости от состава и температуры хорошо согласуются с экспериментальными данными, полученными нами методом высокотемпературной спектроскопии комбинационного рассеяния.

Исследования более сложных силикатных систем, которые содержат два катиона - модификатора (K, Li) с существенно различающимися ионными потенциалами показало, что распределение катионов-модификаторов разного типа среди анионных группировок различной степени полимеризации при высоких температурах является в значительной степени случайным, однако, при понижении температуры происходит упорядочение этого распределения в соответствии с представлениями о кислотно-основном взаимодействии в расплавах и принципом полярности химической связи. Данный процесс во многом определяет пути и особенности кристаллизации природных магматических расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы интеграционных исследований УрО-СО РАН и гранта РНП 2.1.1/5741.

Литература

1. Шахматкин Б.А., Ведищева Н.М. Термодинамический подход к моделированию физических свойств оксидных стекол // Физ. и хим. стекла, 1998. Т. 24. № 3. С. 333-344.

2. Shakhmatkin B.A., Vedishcheva N.M, Shultz M.M. et al. Thermodynamic properties of oxide glasses and glass-forming liquids and their chemical structure // J. Non-Cryst. Solids, 1994. V. 177. P. 249-256.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ГАЗОВОЙ ФАЗЫ СУБСОЛИДУСНЫХ ФЛЮИДОВ РИФА МЕРЕНСКОГО, БУШВЕЛЬДСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮАР

Гора М.П., Шевко А.Я., Житова Л.М., Боровиков А.А.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск, gora@uiggm.nsc.ru

Численное моделирование последовательности изменения состава флюидов, отделяющихся от кипящей интеркумулусной алюмосиликатной жидкости пироксенит-пегматитов, было выполнено на основе изучения флюидных включений в кварце разных генераций рифа Меренского Бушвельдского комплекса.

Включения установлены в ранней генерации кварца из симплектитовых срастаний с плагиоклазом и в поздней из миароловых пустот. Многофазные водно-солевые и сингенетичные га-

зовые флюидные включения в миароловом кварце детально описаны ранее [3, 1]. Они представлены конечными фазами гетерогенизации поздних окисленных флюидов, захваченных миароловым кварцем в интервале температур 650-400 °С при давлении 2,5-1 кбар [4]. В симплектитовом кварце впервые обнаружены первичные комбинированные (аномальные) включения, которые отсутствуют в миароловом кварце [4]. Эти комбинированные включения содержат срастания кристаллов кварца или плагиоклаза с прилипшим к ним пузырьком газовой фазы, представленной плотной гомогенной смесью метана и азота (рис. 1). Результаты изучения газовой фазы комбинированных включений и сингенетичных газовых включений методами криометрии и КРспектроскопии показаны в табл. 1.

Изученные включения, захваченные симплектитовым и миароловым кварцем, характеризуют тренд изменения состава флюидов от плотной безводной восстановленной гомогенной газовой смеси до гетерофазных окисленных водно-солевых флюидов. Именно эта последовательность эволюции состава субсолидусных флюидов проанализирована нами с использованием ПК Селектор [2].

Полученные Р-Т параметры захвата включений симплектитовым кварцем с учетом аналогичных данных для миаролового кварца [4] показывают, что эти кварцы кристаллизовались в интервале изменения температуры 900-400 °С и давления порядка 3500-1000 бар, которые использованы нами в качестве начальных параметров системы при моделировании.

На основе полученных физико-химических параметров флюидов выполнено численное моделирование последовательности изменения состава газовой фазы, отделяющейся от кипящей интеркумулусной алюмосиликатной жидкости, при снижении температуры и давления. Целью моделирования было установление равновесного состава газовой смеси в момент захвата включения кварцевой матрицей, а также изучение динамики фазового состояния флюида при изменении Р-Т параметров и окислительно-восстановительного потенциала системы. Для расчетов использовалась новая версия ПК Селектор [2]. В расчетный резервуар помещался избыток SiO, и гомогенная газовая смесь, отвечающая составу флюида, полученному по данным КР-спектроскопии газовых включений в симплектитовом кварце. В этой системе минимизировалась свободная энергия Гиббса при изменении Р-Т параметров. Диапазоны изменения температуры и давления задавались, исходя из данных криометрии газовых включений, расчетов плотности газовых смесей во включениях и термометрии минеральной ассоциации. Параметры расчетной системы соответствовали изменению температуры в интервале 900-400 °С и давления 3500-1000 бар, что имитирует поведение флюида при остывании в диапазоне времени на 100 шагов. Численные эксперименты состояния системы С-Н-О-N при заданных Р-Т параметрах проведены по трем составам газовой смеси (мол. %): 1) CH₄ - 40, N₂ - 60; 2) CH₄ - 73, CO₂ - 24, N₂ - 3; 3) СН₄ - 4, СО₂ - 96. Эти составы соответствуют последовательному окислению газовой фазы отделяющихся флюидов.

Результаты численного моделирования изменения состава газовой фазы флюидов, захваченных симплектитовым кварцем, показаны на рис. 2 и 3 и в табл. 2. Во всех экспериментах количество газовой фазы по отношению к твердой фазе матрицы возрастало к концу расчета, увеличивалось количество графита в твердой фазе пропорционально количеству кислорода в системе. Во временном интервале между 10 и 20 шагом наблюдался фазовый переход от кристобалита к кварцу.

В серии численных экспериментов изменение окислительно-восстановительного потенциала системы реализовалось путем привноса кислорода в первый расчетный состав CH₄ – 40, N₂ – 60 мол. % на каждом шаге расчета (рис. 2). Привнос кислорода обеспечил окисление газовой смеси, следствием которого стало увеличение количества паров воды в продуктах эксперимента.

В системах $CH_4 - 73$, $CO_2 - 24$, $N_2 - 3$ и $CH_4 - 4$, $CO_2 - 96$ мас. % численное моделирование изменения состава частично окисленной газовой фазы флюидов проведено без дополнительного привноса кислорода (рис. 3). Результаты этих экспериментов показывают, что в процессе остывания происходит окисление газовых смесей, сопровождающееся значительным накоплением паров воды к концу расчета, которая предположительно конденсируется в жидкость при снижении температуры.

В результате выполненного численного моделирования установлено, что начальный состав газовой смеси, равновесный с матрицей в момент захвата включения, не соответствует конеч-



Рис. 1. Первичные комбинированные и газовые флюидные включения в симплектитовом кварце рифа Меренского. На врезке показан фазовый состав первичного комбинированного (аномального) включения.

Таблица 1

]	Газовые включе	Состав газовой фазы (мол. %) по данным КР-спектроскопии						
Обр.	Фазы (20°С)	$T_{\rm H}(\rm CH_4)$	$T_{M}(CO_{2})$	$T_{\rm H}({\rm CO}_2)$	CO ₂	N ₂	CH ₄		
1	V>>L (комб)	-112 -123	?	?	?	1,23-1,52	98,48-98,77		
2	V>>L	-112 -123	?	?	0,0	58,8	41,2		
3	V>>L	-116 -115	?	?	0,0	70,9	29,1		
4	V>>L		-58 -59	-57-56 (L)	96,6-95,2	0,9-0,0	3,9-3,4		
5	V>>L	-85(L)	-69 -70	?	24,42	2,37	73,21		

Результаты изучения флюидных включений в симплектитовом кварце рифа Меренского, Бушвельдский комплекс

Примечания. Фазовый состав включений: L – жидкость, V – газовая фаза, T_H – температура гомогенизации; тип гомогенизации: L – в жидкость, V – в газовую фазу, T_M –температура растворения твердых фаз.

ному газовому составу включений, наблюдаемых при обычных условиях. Исходная смесь в момент захвата содержала восстановленные газы (H_2 , C_2H_6 , C_3H_8 , CO, NH₃), а также пары воды, которая могла преобразоваться в тонкую пленку жидкости на стенках включений, трудно диагностируемую КР-спектроскопией. По данным газовой хроматографии во включениях в кварце рифа Меренского при температурах вскрытия 600-800 °C обнаружены следы воды, CO и тяжелых углеводородов, что подтверждает корректность проведенного численного эксперимента. Из опытов также следует, что окисление существенно метановых флюидов в процессе остывания системы сопровождается формированием твердой фазы графита в матрице кварца, что соответствует реальному составу минеральной ассоциации рифа Меренского.

Численные эксперименты показали, что в системе C-H-O-N при снижении температуры и давления происходит перераспределение компонентов газовой смеси от восстановленных к относительно окисленным и насыщенным водой. Выявленные закономерности позволяют предпо-



Рис. 2. Результаты численного моделирования изменения состава газовой смеси $CH_4 - 40$, $N_2 - 60$ мол. % при снижении температуры и давления с привносом O_2 на каждом шаге расчета.



Рис. 3. Результаты численного моделирования изменения состава газовой смеси $CO_2 - 24$, $CH_4 - 73$, $N_2 - 3$ мол. % (вверху) и $CO_2 - 96$, $CH_4 - 4$ мол. % (внизу) при снижении температуры и давления.

Таблица 2

Параметры	*CH ₄ -4	0; N ₂ -60;	*CH ₄ -4	0; N ₂ -60;	*CO ₂ -24	; CH ₄ -73;	*CO2-96+ CH4-4					
парамстры	привнос 0,0	0001моля О ₂	привнос 0	,01моля O ₂	Ν	2-3	002-7					
T,⁰C	900	405	900	405	900	405	900	405				
Р,бар	3500	1025	3500	1025	3500	1025	3500	1025				
Время, шаги	1	100	1	100	1	100	1	100				
СН ₄ ,моль	34,6	39,3	34,6	38,8	46,5	49,0	0,03	0,01				
Н2, "	6,98	0,46	6,98	0,46	8,15	0,52	0,21	0,01				
N ₂ , "	58,86	59,67	58,86	59,68	2,70	2,91	_	_				
H ₃ N, "	2,28 0,66		2,28	0,65	0,77	0,77 0,22		—				
H ₂ O, "	0,0001	0,01	0,0098	1,00	43,23	47,27	7,72	7,98				
С ₂ Н ₄ ,ммоль	1637,40	0,19	1637,10	0,19	-	_	_	-				
C ₂ H ₆ , "	132030	12880	132000	12619	204580	17941	3,79	0,02				
C ₃ H ₆ , "	98,75	0,01	98,74	0,01	153	0,01	0,01	0,0				
C ₃ H ₈ , "	1077	15,65	1077	15,15	1922	24,25	3,31	0,00032				
CH ₅ N, "	81,89	0,62	81,87	0,61	44,49	0,31	_	_				
CO, "	2,24	0,30	220	30,46	842380	1279	5657300	20241				
CO ₂ , "	0,05	0,02	0,14	207	1955400	366790	89308000	91998000				
-lgfO ₂	_	_	-	_	1,55	2,98	1,38	2,74				

Результаты численного моделирования состава газовой фазы флюидных включений в симплектитовом кварце

* Составы систем даны в мол. % по данным КР-спектроскопии газовых включений.

лагать, что дальнейшая температурная эволюция флюидов приведет к фазовому разделению изначально гомогенной газовой смеси и образованию гетерофазных флюидов, представленных водно-солевыми растворами и сосуществующей окисленной газовой фазой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-00685.

Литература

1. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. Геология и геофизика, 2006. Т. 47, № 12. С. 1308-1325.

2. *Чудненко К.В.* Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ, 2007. С. 1-54.

3. Ballhaus C.G., Stumpfl E.F. Contrib. Mineral. Petrol. 1986, 94. P. 193-204.

4. Zhitova L.M., Zhukova I.A., Borisenko A.S. et al. Geochimica et Cosmochimica Acta. Special Supplement, 2007. 71. № 15S. P. A1169.

СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ И КАЛЬЦИТЕ ИЗ ФЕЛЬЗИТОВЫХ ЖИЛ ПЛАТРИФА БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮАР

Житова Л.М., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Жукова И.А.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, zhitova@uiggm.nsc.ru, borovik@uiggm.nsc.ru

Введение. Фельзитовые жилы кварц-полевошпатовых симплектитов, секущие ультрабазиты Платрифа, широко распространены в его разрезе [3, 6]. В кварце из этих жил обнаружены акцессорные сульфиды, редкоземельные Ir-Os сплавы, куперит (PtS), самородное серебро, циркон, монацит, U-Th и Nb-Ti фазы [4]. По данным ICP-MS и рентгено-флюоресцентного анализа кварц-полевошпатовый материал жил содержит (ppb) 230 Au, 1440 Pt, 1665 Pd, 2826 ppm Cu и 2063 ppm Ni [4]. Считается, что источником фельзитовых расплавов могла быть высоко фракционированная остаточная жидкость, отжатая после кристаллизации кумулуса, а также ассими-

ляция базитовым расплавом вмещающих пород чехла или гнейсов фундамента, либо комбинация всех этих факторов [5]. Возраст фельзитовых жил, установленный по цирконам, показал значения 2053,7±3,2 млн. лет, что соответствует возрасту Бушвельдского магматизма [4, 6]. Предполагается, что фельзитовые расплавы и связанные с ними флюиды перераспределяли первичные магматические концентрации сульфидов и ЭПГ, просачиваясь через породы Платрифа [4-6].

Мы попытались найти свидетельства участия магматогенных флюидов в перераспределении металлов путем изучения флюидных включений в кварце и кальците из симплектитовых жил Платрифа. Включения были изучены методами криометрии, микротермометрии, КР-спектроскопии, сканирующей электронной микроскопии в лабораториях ИГМ СО РАН, Новосибирск. Изучение состава включений методом лазерной абляции ICP-MS и изотопные исследования были выполнены в Центре изучения рудных месторождений Университета Тасмании, Хобарт, Австралия.

Геологическая позиция и минералогические особенности образцов. Образцы кварца для изучения включений были отобраны из фельзитовых симплектитовых жил в карьере Сэндслут, в обнажениях ручья Малатсане и по керну разведочных скважин площади Твифонтейн Платрифа. В большинстве образцов кварца наблюдается вкрапленность сульфидов, обнаружены зональные цирконы, редкоземельные фосфаты и мелкие флюидные включения (менее 5 мкм), не пригодные для детального изучения. Наиболее информативными оказались образцы SS2 кварца и кальцита из крупной миароловой полости среди пегматитовой симплектитовой кварц-калишпатовой жилы из карьера Сэндслут.

В кварце SS2 выявлены две генерации: кварц первой генерации образует крупные мутные кристаллы призматической огранки длиной более 10 см и диаметром 7-8 см. На их грани в субпараллельной ориентировке нарастают мелкие (до 1-3 см) прозрачные кристаллы кварца второй генерации. Кристаллы кварца первой генерации зональные и сдвойникованы по бразильскому закону (параллельные срастания правого и левого кристаллов кварца по призме) в результате деформации ядра кристалла при $\alpha \rightarrow \beta$ полиморфном переходе. Кальцит SS2 образует ксеноморфные блоковые выделения в срастании с кварцем двух генераций. В кальците наблюдаются включения сульфидов, располагающиеся по зонам роста кальцитовых индивидов.

В кварце SS2 обнаружена специфическая зональность в распределении флюидных включений. Первичные многофазные (L+V+H+1-4S) и сингенетичные газовые включения с жидкой углекислотой формируют кластеры, ориентированные параллельно двойниковым субиндивидам в основании и внутренних зонах кристалла кварца первой генерации. Первичные двух- трехфазные и сингенетичные углекислотно-метановые газовые включения декорируют внешние зоны кристалла кварца первой генерации. В кварце второй генерации водно-солевые и преимущественно метановые газовые включения локализованы только в основании кристаллов и не наблюдаются в их внутренних и внешних зонах, из-за чего кристаллы выглядят прозрачными. Все флюидные включения имеют крупные размеры от 10-20 до 30-50 мкм.

Результаты изучения флюидных включений. Результаты изучения флюидных включений в кварце SS2 обобщены в табл. 1. Большинство многофазных включений декрипитируют при нагревании до 250-300 °C, не достигая полной гомогенизации. Подобные многофазные включения описаны в миароловом и симплектитовом кварце Рифа Меренского [1]. В мелких, наиболее устойчивых к декрипитации многофазных включениях (L+V+H+1-4S) газ гомогенизируется раньше плавления твердых фаз, в интервале 220-200 °C. Частичное плавление галита наблюдается при 550 °C, после чего происходит декрипитация. Полная гомогенизация таких включений, вероятно, происходит при 600-650 °C. Флюиды во включениях имеют концентрацию растворов 80 мас. % NaCl экв., при плотности флюида 1,6 кг/см³. Давление захвата включений превышает 2 кб уже при 270 °C, экстраполяция до 650 °C даёт очень большое значение давления (около 22 кб), которое представляется мало вероятным для процесса минералообразования кварца Платрифа. По данным сканирующей электронной микроскопии в составе твердых фаз вскрытых многофазных включений установлены NaCl, KCl, CaCl₂, MnCl₂, CaCO₃, BaSO₄, редкоземельный алюмосиликат и редкоземельный фосфат.

Сингенетичные с многофазными включения с жидкой CO₂ представлены типом L+LCO₂+V. Температуры плавления и гомогенизации CO₂ составляют -57,8/-59,6 и +29,6/+31,0 °C, соответственно. Гомогенизация включений происходит в газовую фазу с критическими явлениями, плотность

Таблица 1

	Многофази	Состав газовой фазы (мол. %)*							
Образец	Фазы (20 °С)	T _H (L/V)	T _H (L/V) (NaCl)		NaCl wt.% eq	$T_M(CO_2)$	CO ₂	N_2	CH ₄
SS2	L+V+H+1-4S	220-205	>550	-	~80	-	22-0	0	78-
									100
кварц	L+V+H	205-210	>400	-	~66	-	-	-	-
первой	L>V	225-205	-	-22/-17.8	22-20	-	100-3	0	0-97
генерации	L+LCO ₂ +V	240-235	-	-	-	-57.8/-59.6	92-77	0-1.9	8-21.1
	V>>L	-	-	-	-	-61.6/-57.5	100-37	0-1	0-62
SS2									
кварц	L+V+H	175-180	>400	-	~66	-	0	0	100
второй	L>V	-	-	-31.6	25**	-	0	0	100
генерации	V>>L	-	-	-	-	-	0	0	100

Результаты изучения флюидных включений в кварце Платрифа

Примечания. Фазовый состав включений: L – жидкая фаза, V – газовая фаза, H – изотропная солевая фаза (галит), S – твердая фаза. T_H – температура гомогенизации; тип гомогенизации: L – в жидкость, V – в газовую фазу. T_M – температура растворения твердой фазы. * – данные ИК-спектроскопии; ** – концентрация в эквиваленте CaCl, мас. %.

CO₂ в среднем составляет 0,34 кг/см³. Давление захвата включений с CO₂ при температуре 650 °C оценивается в 0,74 кбар. Полная гомогенизация таких включений происходит при 240-235 °C.

По данным КР-спектроскопии состав газовой фазы флюидов изменялся от существенно углекислотного в кварце первой генерации до метанового во второй. Процесс эволюции флюидов во времени отражен в смене высокотемпературных гетерофазных окисленных рассолов с обособленной метаново-углекислотной газовой фазой более низкотемпературными и восстановленными гетерофазными водно-солевыми растворами с метановой газовой фазой.

В кальците SS2 наблюдаются первичные двухфазные флюидные включения (L>>V), локализованные по зонам роста кальцитовых индивидов. Пленка флюидного раствора обнаружена также на поверхности сульфидных включений в кальците, что свидетельствует о синхронности захвата кальцитом сульфидных и флюидных включений. Диагностированы 2 типа сульфидных включений: пластинчатые индивиды пирротина, образующие расщепленные сферолитовые агрегаты, и халькопириты, морфология которых изменяется от искаженных кристаллов тетраэдрической огранки до дендритов. По данным термометрии флюидных включений в кальците полная гомогенизация включений происходит в интервале 75-120 °C. При глубоком замораживании (до -190 °C) жидкая фаза включений становится метастабильной (стекловатой), ее кристаллизация в скелетные кристаллы льда происходит при -98 °C. Температура плавления льда наблюдается одновременно во всех включениях при -54 °C, температура эвтектики соответствует началу плавления льда при-74°C.

Состав и металлоносность флюидов Платрифа. Состав и металлоносность флюидов изучены методом лазерной абляции ICP-MS индивидуальных флюидных включений в кварце SS2. Анализы выполнены на приборе AGILENT 7500 с приставкой для лазерной абляции New Wave UP-183 и квадрупольным типом масспектрометра. Проанализированы многофазные включения (L+V+H+1-4S) соленостью 29-36 %, четырехфазные включения (L+V+H+S) соленостью 30-32 % и трехфазные включения (L+V+H) соленостью 21-23 % из кварца первой генерации. Установлено, что металлоносность разных типов включений зависит от солености заключенных в них растворов. Максимально металлоносными являются наиболее концентрированные флюиды соленостью 29-36 %. В них установлены повышенные концентрации Mn, Fe, Pb (мас. %), а также Со, Ni, Cu, As, Mo, Sn, Sb, Bi (ppm). Содержания платиноидов (Pt, Pd) во флюидах достоверно не установлены (рис. 1). Во всех проанализированных включениях наблюдается недостаток Cl по отношению к содержанию Na, K, Ca, что может быть связано с нахождением этих компонентов во флюидах не только в хлоридной, но и в карбонатной форме. Обнаружение металлов во флю-идных включениях в кварце подтверждает возможность участия поздних магматогенных флю-идных флю-идных включениях в кварце подтверждает возможность участия поздних магматогенных флю-идных включениях в кварце подтверждает возможность участия поздних магматогенных флю-

идов в перераспределении первичных магматических концентраций металлов, в том числе и платиноидов.

Высокие концентрации Pb (мас. %) во флюидных включениях позволили выполнить изотопные исследования Pb. Изотопы ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb определялись совместно с ³⁹K во включениях. Хорошая корреляция между спектрами Pb изотопов и K свидетельствует о присутствии Pb во включениях, а не в кварцевой матрице (рис. 2). Изотопное датирование возраста вещества включений, выполненное методом сравнения отношений изотопов ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb к отношению ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, показало значение 2000±70 млн. лет, что соответствует возрасту поздних стадий Бушвельдского магматизма 2054±22 млн. лет [4, 6].

Методом лазерной абляции ICP-MS определен состав сульфидных включений в кальците SS2. В пирротинах и халькопиритах установлены повышенные концентрации Ag, Hg, Sn, Se, As, Ni, Co, Zn. Содержание Ag в халькопиритах выше, чем в пирротинах (рис. 3, 4). На поверхности халькопиритовых включений диагностированы кубические кристаллы самородного серебра (рис. 5). Достоверно установить ЭПГ в составе сульфидных включений не удалось из-за наложения спектров Cu и Ar, что не исключает возможности обнаружения фаз ЭПГ в этой минеральной ассоциации. Сходство состава примесей в пирротинах и халькопиритах является подтверждением их кристаллизации из одной среды. Возможным источником их образования могла быть тонкодисперсная смесь сульфидов и водно-солевого флюида, по состоянию близкая к коллоиду. Эта смесь захватывалась растущими кристаллами кальцита и обособлялась в виде сульфидных и



Рис. 1. Состав флюидного включения в кварце SS2 Платрифа по данным LA-ICP-MS.



Рис. 2. Изотопный состав Рb флюидных включений в кварце SS2 Платрифа по данным LA-ICP-MS.



Рис. 3. Состав пирротинового включения в кальците SS2 Платрифа по данным LA-ICP-MS.



Рис. 4. Состав халькопиритового включения в кальците SS2 Платрифа по данным LA-ICP-MS.



Рис. 5. Кристаллы самородного серебра, нарастающие на поверхность халькопиритового включения в кальците SS2 Платрифа.

флюидных включений, локализованных по зонам роста кальцитовых индивидов. В составе растворов флюидных включений в кальците SS2 методом лазерной абляции ICPMS установлены Na, K, Ba, Rb, Sr, Ca, Cl, a также металлы Cu, Pb, Zn, Cr и следы Ag, Au, Sb, Hg. Присутствие Zn в растворе включений, вероятно, в форме ZnCl₂, определяет низкую температуру (-74 °C) плавления эвтектики [2] этой водно-солевой системы.

Заключение. Изучение флюидных и минеральных включений в кварце и кальците из миароловой полости пегматитовой симплектитовой жилы позволило получить новую информацию о физико-химических параметрах магматогенных флюидов поздней посткумулусной стадии кристаллизации Платрифа. Наиболее ранние из этих флюидов были захвачены кварцем при температуре 600-650 °C и давлении >2 кбар. Они были высокотемпературными гетерофазными окисленными карбонатно-хлоридными расплавами-рассолами (соленостью 20-80 %) с обособленной преимущественно углекислотной или метаново-углекислотной газовой фазой. Эти флюиды сменились низкотемпературными гетерофазными восстановленными водно-солевыми растворами (соленостью <25 %) с обособленной метановой газовой фазой. Все эти компоненты являются конечными несмесимыми фазами, образовавшимися в результате гетерогенизации и фазовой сепарации флюидов. Высокотемпературные рассолы являются металлоносными, в них установлены повышенные концентрации Mn, Fe, Pb (мас. %), а также Co, Ni, Cu, As, Mo, Sn, Sb, Bi (ppm). Изотопное Pb датирование возраста рассолов, захваченных в виде многофазных включений, показало значение 2000 \pm 70 млн. лет, что соответствует возрасту симплектитовых жил Платрифа и Бушвельдского магматизма.

Более поздние низкотемпературные флюиды (75-120 °C), изученные по сульфидным и флюидным включениям в кальците из срастаний с миароловым кварцем, также являются металлоносными. Вероятнее всего металлы входили в состав водно-солевых флюидов в виде тонкодисперсной сульфидной смеси, по свойствам близкой к коллоидам. Кристаллизация этой смеси синхронно с растущими индивидами кальцита определила одинаковый состав примесей в пирротиновых и халькопиритовых включениях, а также присутствие пленок водно-солевого раствора на поверхности сульфидов. Присутствие металлов во флюидных включениях в кварце свидетельствует об участии карбонатно-хлоридных водных флюидов в перераспределении первичных магматических концентраций металлов, включая ЭПГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00685, 07-05-00803, 08-05-00915.

Литература

1. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М. и др. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 12. С. 1308-1325.

2. Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия, 2002. № 1. С. 70-79.

3. Armitage P.E.B., McDonald I., Edwards S.J. et al. Platinum-group element mineralisation in the Platreef and calc-silicate footwall at Sandsloot, Potgietersrus, District, South Africa // Trans. Inst. Min. Metall., Appl. Earth Sc., 2002. V. 111. P. B36-B45.

4. *Hutchinson D., Kinnaird J.A.* Complex multistage genesis for the Ni-Cu-PGE mineralisation in the southern region of the Platreef, Bushveld Complex, South Africa // Trans. Inst. Min. Metall., Appl. Earth Sc., 2005. V. 114. P. B208-B224.

5. *Kinnaird J.A.* Geochemical evidence of multiphase emplacement in the Southern Platreef // Trans. Inst. Min. Metall., Appl. Earth Sc., 2005. V. 114. P. B225-B236.

6. *Kinnaird J.A., Hutchinson D., Schurmann L. et al.* de Lange Petrology and mineralisation of the southern Platreef: northern limb of the Bushveld Complex, South Africa // Mineral Deposita, 2005. V. 40. P. 576-597.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ В ГЕОХИМИИ

Королева О.Н.*, Тупицын А.А.**, Бычинский В.А.**

*Институт минералогии УрО РАН, Россия, Muacc. koroleva@mineralogy.ru **Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Россия, Иркутск. koroleva@mineralogy.ru

Изучение физико-химических свойств и структуры геохимических объектов, как функции состава многокомпонентных систем, как правило, требует огромного числа экспериментов. Поэтому термодинамические расчеты и моделирование являются актуальными задачами, над которыми работают современные исследователи.

Результаты термодинамического моделирования зависят от многих факторов, но наиболее актуальной и важной задачей является качество входящих данных. Информация о термодинамических свойствах индивидуальных веществ, приводимая в справочниках различного уровня специализации и в соответствующих разделах монографий, представлена огромным числом публикаций. Программы для расчета равновесного состава термодинамических систем, как правило, снабжаются базами данных по термодинамическим свойствам индивидуальных веществ. При этом список веществ, включаемых в рассматриваемую систему, определяется в первую очередь содержанием соответствующей базы данных. К сожалению, критерии выбора термодинамических характеристик веществ в большинстве случаев не указываются. Между тем, использование в расчетах неверных значений энтальпии образования одного или нескольких веществ может существенно исказить результаты вычислений.

Нами предпринята попытка решить проблему согласования известных и оценки неизвестных величин термодинамических функций силикатов щелочных металлов, необходимых для термодинамических расчетов равновесий силикатных систем. Силикатные расплавы относятся к важнейшему классу высокотемпературных оксидных систем и играют важную роль в природе – магматические расплавы и промышленности – шлаковые и стеклообразующие расплавы. Основной особенностью строения силикатных расплавов, во-многом определяющей их физико-химические свойства, является существование в них неупорядоченных полимеризованных анионов различных размеров и форм, что в значительной степени ограничивает использование для их исследования методов рентгеновской дифракции. Зачастую экспериментальные исследова-

Таблица 1

Соединение	∆ _I <i>H</i> ⁰(Т _с), кДж•моль ⁻¹	Расчет Δ _і <i>Н</i> °(T _c), қДж.моль ⁻¹	Отклонение кДж·моль–1	<i>S</i> °(Т ₀), Дж∙моль ⁻¹ .К ⁻¹	Расчет S °(T _c), Дж·моль ⁻¹ .К ⁻¹	Отклонение, Дж·моль ⁻¹ .К ⁻¹	C_p °(T_c), Дж:MOJI5 ⁻¹ .K ⁻¹	Расчет C_p (T_c), Дж.моль ⁻¹ .K ⁻¹	Отклонение, Дж.моль ⁻¹ .К ⁻¹
K ₂ SiO ₃	-1568±50	-1571,286	0,21%	$146,147 \\ \pm 0,80$	146,699	0,38 %	117,989 ±1,047	117,031	0,81 %
K ₂ Si ₂ O ₅	-2496±18	-2489,192	0,27%	190,580 ±0,42	188,141	1,28 %	160,687 ±0,441	160,688	0,00 %
Li ₂ SiO ₃	-1630±24	-1640,073	0,62%	81,760 ±2,219	81,615	0,18 %	99,822 ±1,035	101,069	1,25 %
Li ₂ Si ₂ O ₅	-2561±4	-2557,979	0,12%	123,847 ±2,09	123,057	0,64 %	$144,725 \pm 0,420$	144,726	0,00 %
Na ₂ SiO ₃	-1544,5 ±23,5	-1548,954	0,32%	113,847 ±1,30	116,918	2,69 %	111,829 ±0,261	113,085	1,12 %
Na ₂ Si ₂ O ₅	-2439,5 ±39,5	-2466,86	1,14%	164,822 ±2,50	158,36	3,92 %	156,741 ±0,872	156,742	0,00 %
Na ₄ SiO ₄	-2180±100	-2180,002	9·10 ⁻⁵ %	195,778 ±2,50	192,394	1,73 %	182,512 ±1,766	182,513	0,00 %

Результаты согласования и расчета термодинамических величин базовых силикатов щелочных металлов (K, Li, Na)

Примечание. Полужирным шрифтом представлены величины, полученные согласованием экспериментальных данных, нормальным шрифтом – расчетные величины. С $_{p}^{o}(T) = a + b \times 10^{-3} \times T + c \times 10^{5} \times T^{-5} + d \times 10^{-6} \times T^{-3} + f \times 10^{-9} \times T^{-3} + g \times 10 \times T^{-0.5} + h \times 10^{3} \times T^{-1} + i \times \ln T^{2}$. $Na_{4}SiO_{4}$; e = 316,973. $Na_{2}Si_{2}O_{5}$; e = -45,721; e1060,326; h = 164,263. 236,846. Li_2SiO_3 ; se = -206,369; g = -316,251. Li_4SiO_4 ; se = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,443; g = -732,011. $Li_2Si_2O_3$; s = -454,040; g = 64,762; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = 203,479; g = -186,143; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = -186,1443; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = -186,1443; h = -111,458. Na_2SiO_3 ; s = -186,1443; h = -111,1458. Na_2SiO_3 ; s = -186,1443; h = -111,1443; h =

	N2683207			N828205		Ne.S.O.		NegSiO3		1.2813O1		100, 23.				Signal Sign				×681201				×28:205		X/S:0/		×,8:03		3c	0
			x, Aca	XA3																		ΥΥ		X., CX.						Co: s==	X.O XC
3671.620	3728956	2/25860	2/65860	2/66860	2.1 1000	2:00002	1.52/620	15/8855/	1.1.0.1.5	3775885	3916/11	1002313	2,5C&/*/1	2,557 19719	231.023/	93699/ O	1.606231	1.6/ CC/3	3757612	3795952	2151121	7/ 86397	7/8/1997.	24 831.32	2202328	222/666	1.557281	1511286	NN.K., (D.:		$\wedge \mathcal{U}^{\circ}(\mathbb{T}_{c})$
3158620	3507-09	2289055	2318658	2319353	2021573	11/68 /07	136858	1/55866	3228077	32.76660	37.6511	3785557	731/963	21 . 3. 13	2001671	1735839.	: 57,7,693	1519685	35/ 0229	3573807	231/212	23/1038	73/2088	73/7586	2075979	2097.768	: 1 6/ 632	8606/,/;	(10)		$\wedge G^{\circ}(\mathbb{T}_{\mathcal{C}})$
3/9,0/6	309,312	- 91,251	159,380	: 58,360	2:3,631	: 92,39/		S.C.,D. S	220,103	66/19.	259,915	203/03	, 6C, 332	1.23,051	:.55°,151		CV,5%)0		/ 2/ ,688	398,655	218,6/3	1.97,339	/@/ , @@]		267,057	251,956	:6:,9:3	C(2,2)]), (XX-XX), ($\mathbb{S}^{\circ}(\mathbb{Z})$
	295,598			: 56,7/2		. 82,513		113,085		585"88".		259,550		961." 11"		1.58,181		630°101		307,/36				339,091		20/061		.: */*03.			$C_s^{\circ}(\gamma_c)$
000,111	373,705	260,000	292,880	205,257	2.68,000	233,210	16,000	367,995	335,000	216,379	1.1.000	339','68	951. caro	307,087	7,50,000	138,281	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		000,08 /	319,875	21/5,000	9,93,963	211:12	191,590	298,000	.6.,/8.	~ D~ ~ ~~~	316,277			Κουφάχει
	.88°EG .			36,078		/3/,'68				10,253		1.00								365,80 .			30,826	いで、いまい		15,092,		59,001),XXXX01.2 ~X		2X0
	. 300,038°.			.9.1.17.		:2/3,8;/S		231,27,182		67,1665		:: : : : : : : : : : : : : : : : : : :		306,932"		:/5,25:"		:01 \$% 15m		39,760			9°38'/	37,166		61.5" / .		1,2,819			
· // 3 Strate	298, 5113	11. 5000	980	298,15980	5515000	298, 5	13675000	298,15	. P. Sam	298,15	15195000	298, 55.9	1304SVV	792,15	1531 - SATO	7.98,15	0000G"" //./~	222,15	. 588	798,151588	13185000	8671318	510861	298,15510	1.8/65000	298,15	12/95000	798,15		J. C.C. C. Scin was	The second and
				086		1551		1362		12.				1301		1531				588			1.93			5 /8.1					n's Tort
	57,336		10,000			33,002		1.532		65,168		85,812		19,502		52,000		332,836		0.50		31,668		1,200		22,338				::(),,XC-M:01.1	

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ...

Таблица 2

Согласованные и оценочные значения термодинамических величин силикатов щелочных металлов (K, Li, Na)

ния силикатных систем достаточно сложны и трудоемки, и, кроме того, они могут быть выполнены только на относительно простых по составу модельных расплавах. В связи с этим актуальным является использование термодинамического моделирования для получения информации о структуре силикатных расплавов в зависимости от состава и температуры.

Обработка данных и их согласование были осуществлены с помощью регрессионного анализа, который применительно к расчету термодинамических свойств веществ является разновидностью аддитивного метода, устанавливающего закономерности между рассчитываемым термодинамическим потенциалом и свойствами соединений, структурно сходных с исследуемыми. Регрессионный анализ впервые был масштабно применен И.К. Карповым для согласования и расчета термодинамических свойств минералов [1].

Для подготовки исходного массива данных и оценки их достоверности обработаны более 100 литературных источников, включающих как экспериментальные, так и теоретические исследования силикатов щелочных металлов mMe₂OUnSiO₂ (Me = K, Li, Na). Обзор литературы показал, что достаточное количество данных, на основе которого возможен расчет всего комплекса термодинамических свойств индивидуального вещества как в твердом, так и в жидком состоянии, представлено только для мета- и дисиликатов лития, натрия и калия. Кроме того, численные величины одного и того же термодинамического потенциала силиката по данным разных источников принципиально отличаются друг от друга, при этом нет надежного критерия выбора достоверной величины. В ряде случаев приводятся грубые приближения термодинамических потенциалов, либо расчетные величины.

Согласование термодинамических характеристик базовых силикатов было проведено метод регрессионного анализа, результаты которого приведены в табл. 1. На основании согласованных величин термодинамических свойств экспериментально изученных силикатов щелочных металлов произведена оценка термодинамических свойств неизученных соединений (K_4SiO_4 , $K_6Si_2O_7$, $Li_6Si_2O_7$). Полученные величины стандартных термодинамических потенциалов, их зависимости от температуры, параметры фазовых превращений приведены в табл. 2.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 07-05-96046, 09-05-90717-моб_ст), интеграционного проекта научных исследований УрО-СО РАН и гранта РНП 2.1.1/5741.

Литература

1. Karpov I.K. Chemical thermodynamics in petrology and geochemistry. Irkutsk, 1971. 386 c.

СТРУКТУРА И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ТРАППОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т.

Институт геологии и минералогии СО РАН, mik@uiggm.nsc.ru

В классическом труде «Гора Магнитная и ее месторождения железных руд» [3] А.Н.Заварицкий впервые в геологической литературе дал не только образцовое описание геологии района и всестороннюю характеристику всех пород и руд, но и ясно изложил доказательства генезиса скарново-магнетитового месторождения. Затронутые им проблемы взаимоотношений типов минеральных ассоциаций скарнов и руд, значения сингенетических и эпигенетических скоплений рудного вещества, роли интрузивного магматизма в рудообразовании были в центре внимания в последующие годы. Развитие теории метасоматизма, учения о рудных формациях, создание геолого-генетических моделей скарновых месторождений в определенной степени опираются на высказанные в этой работе теоретические соображения. На современном этапе одним из главных направлений исследований месторождений скарново-магнетитовых руд являет-

ся выяснение специфики развития рудообразующих систем в разных структурно-геологических и геодинамических обстановках, влияющих на распределение рудных масс и рудопродуктивность.

Месторождения скарново-магнетитовых руд, локализованные в неметаморфизованных отложениях чехла в южной части Сибирской платформы, отличаются своеобразием ряда характеристик от месторождений фанерозойских подвижных зон и докембрийских щитов. Они являются одним из проявлений рудообразующего потенциала пермо-триасового траппового магматизма во внутриплитных областях рассеянного спрединга. Возникающие при вторжении траппов в отложения чехла рудообразующие системы следует относить к мантийно-коровому классу, так как первичная толеит-базальтовая магма зарождалась в мантии, а ее рудообразующая способность возникала только при взаимодействии с магнезиально-известково-хлоридными отложениями чехла. Главной ареной протекания крупномасштабных обменных процессов и сопряженного отложения рудных масс являлись вулканотектонические постройки, пронизывающие все отложения чехла и корнями уходящие в кристаллический фундамент [4-6]. Породы траппового комплекса на разных уровнях рудоносных построек образуют тела, отличающиеся по форме, размеру, облику, степени механических и химических изменений, среди которых выделяются дорудные, интрарудные и послерудные образования. Размещение и форма скарново-рудных залежей контролируются сложным сочетанием дизъюнктивных, пликативных и инъективных дислокаций, составом и стратиграфическим положением вмещающих пород.

На первых этапах изучения месторождений доступными для исследования были только центральные и верхние горизонты построек, представленные жерловой фацией и оперяющими ее вертикальными разрывными дислокациями. Именно поэтому они вошли в геологическую литературу как месторождения трубок взрыва (месторождения ангаро-илимского типа), в которых выделялись два типа руд – жильные и метасоматические. По нашим данным, на уровне карбонатно-соленосных отложений нижнего кембрия развиты залежи магнезиально-скарновых магнетитовых руд, конформные телам промежуточной магматической камеры. Среди терригенно-карбонатных отложений палеозоя распространены штокверковые и послойные залежи в известковых и магнезиальных скарнах и скарноидах. В брекчированных участках диатрем и прилегающего пространства преобладают крутопадающие рудные залежи в известковых скарнах. Жильные и оолитовые руды распространены в верхних горизонтах жерловой фации. Характерной особенностью области рудоотложения является телескопирование минеральных ассоциаций в связи с неоднократными импульсными внедрениями новых порций магмы. Наиболее полно вертикальная зональность области рудоотложения представлена на самых крупных по запасам Коршуновском и Рудногорском месторождениях.

Геохимический образ рудно-магматической системы и продуктов ее развития определяется двумя главными факторами. Первый, эндогенный, это состав, физико-химические параметры и динамика кристаллизации траппового комплекса. Второй, экзогенный, это литология вмещающих отложений и эволюция состава заключенных в них растворов и рассолов. Многоэтапное внедрение и многостадийное взаимодействие магматических масс с химически разными вмещающими толщами предопределяет своеобразие рудного вещества и флюидного режима. Флюиды, главные агенты минералообразующих и рудообразующих процессов, закономерно эволюционировали в разные стадии развития системы. В высокотемпературные стадии это были магматогенные флюиды, а в заключительные стадии преобладали флюиды смешанного состава со значительной долей экзогенной составляющей.

Становление траппового комплекса, главного источника энергии и рудного вещества, в химически активных отложениях чехла сопровождалось преобразованием химического состава и агрегатного состояния магмы и кристаллизующихся пород. По видовому набору в рудоносных вулканотектонических постройках встречаются породы от долеритовых порфиритов до габбродолеритов, что связано с особенностями термической истории затвердевания разных по форме и размеру тел базитовой магмы в неоднородных средах. В петрохимическом отношении все неизмененные разности пород относятся к толеит-базальтовой серии. По индикаторным характеристикам редкоземельных и несовместимых элементов они аналогичны высоко титанистым базальтоидам покровных траппов, первичные магмы которых зарождались в пределах неистощен-
ной мантии [1]. Они характеризуются типичным плоским профилем нормированных концентраций редкоземельных элементов. Одной из специфических особенностей долеритов из рудных полей является наличие контаминированных разностей, связанных с ассимиляцией карбонатно-соленосных отложений. На спайдер-диаграммах они имеют резкий подъем кривой нормированных содержаний в области легких редкоземельных элементов.

Для оценки степени контаминированности базитовой магмы рудоносных интрузивов определены значения отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Более высокие значения этого параметра характерны для долеритов промежуточной магматической камеры Коршуновского месторождения, где было проявлено многоэтапное взаимодействие внедряющихся порций базитовой магмы с карбонатно-эвапорито-соленосными отложениями платформенного чехла. В рудоносных постройках почти все тела траппового комплекса в разной степени подвержены метасоматическим изменениям, начиная от магматической стадии. Минимальное из установленных в этой группе пород значение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ имеют дайки и апофизы микродолеритов среди алюмосиликатных отложений.

Для сравнения влияния ассимиляционных процессов на состав внедрявшихся магматических расплавов в разных структурно-геологических обстановках и разных по составу средах определено изотопное отношение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в долеритах интрузивов Онекского комплекса и Норильского рудного района. Интрузивы Онекского комплекса локализованы преимущественно среди терригенных отложений чехла, поэтому повышенные значения изотопов стронция характерны только для приконтактовых зон интрузивов, тогда как в постройках ангаро-илимского типа контаминированные разности пород проявлены повсеместно. В Норильском рудном районе повышенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах траппового комплекса связывается с взаимодействием первичных расплавов с породами более древней кислой коры в глубинных промежуточных магматических очагах [6]. Таким образом, более высокое значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения в долеритах рудоносных построек свидетельствует о процессах контаминации первичных расплавов как при взаимодействии с кислыми породами рифейского фундамента, так и с карбонатно-соленосными отложениями неметаморфизованного чехла. Полученные нами данные свидетельствуют, что характерными чертами контаминированных долеритов являются также высокие значения Th/U, La/ Yb, а также повышенное содержание K, Ba, Sr и низкое – Si, Fe и P.

Карбонатно-соленосные отложения чехла выступали в качестве активного геохимического реактора при импульсном заполнении промежуточных магматических камер. Специальное исследование М.М. Пухнаревича[5] и обобщение В. И.Виноградова с соавторами [2] показали, что изотопное отношение стронция в главных минералах кембрийских карбонатно-соленосных отложений в большинстве случаев выше, чем предполагаемое отношение в морской воде бассейнов седиментации, т. е. они были подвержены значительным преобразованиям. Один из этапов такой переработки был близок ко времени траппового магматизма, когда преобразования охватили не только хемогенные, но и силикатные, глинистые породы с высоким первичным изотопным отношением стронция. В определенной степени это подтверждается близким изотопным отношением стронция в кальцифирах и в глобулированных долеритах промежуточной магматической камеры. Реакционное взаимодействие толеит-базальтовой магмы с доломитами и каменными солями обусловило не только появление контаминированных разностей, но и солевых расплавов-рассолов, несмешивающихся с силикатной магмой. Наряду с магматогенными флюидами они участвовали в метамагматических преобразованиях и экстракции рудных элементов.

Сложные разнонаправленные изменения изотопного состава углерода, кислорода и серы в рудах и вмещающих породах отмечались всеми исследователями рудных месторождений ангаро-илимского типа. Полученные нами новые данные подтверждают заключение В.И. Виноградова с соавторами [2] о том, что практически все минералы осадочных толщ испытали эпигенетическое растворение, перекристаллизацию, сульфат редукцию и другие преобразования, которые возобновлялись неоднократно и продолжаются до сих пор. Интересно отметить, что даже в одном образце колебания изотопного состава углерода и кислорода значительны и не всегда однозначны. Например, в одном из образцов доломита, вмещающего залежь галит-магнетитовых руд Коршуновского месторождения, δ^{13} С основной массы равно 0,61, перекристаллизованного участка = -0,79, а пористого твердого углерода рассеянного органического вещества = -30,0. δ^{18} О основной массы этого образца равно 25,36, а перекристаллизованного участка = 16,42.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ...

Для обоснования вклада экзогенной составляющей выполнено изучение минеральных парагенетических ассоциаций и состава включений в галитах осадочной, контактово-метаморфической и гидротермальной генераций с помощью сканирующей электронной микроскопии, микрозондового анализа, ЭПР, КР и ИК-спектроскопии. В кристаллах осадочного галита обнаружены газовые, газово-жидкие, твердые и многофазные включения. Твердые фазы представлены сильвином, карналлитом, ангидритом, полигалитом, кварцем, астраханитом, антарктикитом. В газовой фазе есть азот, метан и более сложные углеводороды. Жидкая фаза преимущественно водная с пленками углеводородов. Галит из метаморфизованной в контакте с долеритом каменной соли сложен тонкозернистым агрегатом с немногочисленными зернами форстерита, магнетита, апатита, клинохлора, сульфидов и других минералов, в сумме не превышающих 5 %. Во включениях этой высокотемпературной генерации галита содержатся безводные солевые фазы, такие как CaCl, KCl, CaCl₂, nMgCl₂·nMgCl₂, высокоплотные газы, среди которых детектируются CO₂, H₂S, N₂, CH₄ и другие. Характерными особенностями позднего гидротермального галита, встречающегося в виде гнезд и прожилков во всех породах, является низкая соленость включений водного флюида, отсутствие включений сильвина, гидроксидов железа и рассеянного органического вещества. Фазовый и компонентный состав включений в метаморфизованном галите коррелируется с данными форстерита магнезиальных скарнов, гомогенизирующихся в солевой расплав-рассол при 720-820 °С.

Расчеты физико-химических характеристик магматогенных флюидов, с которыми связано формирование внутрикамерных и экзоконтактовых месторождений трапповой формации [7], показывает, что они отличаются от «нормальных» магматических флюидов толеитовых расплавов. Рудообразующими могут быть флюиды, отделяющиеся от расплавов, ассимилировавших карбонатно-соленосные породы. В них сумма углеводородов может составлять до 60 отн. %, причем количество метана порядка 45-50 %. Общее содержание в таком флюиде H₂O, H₂S, N₂ и H₂ на два порядка больше, чем CO₂ и CO.

Гетерогенность минералообразующих флюидов отражена в микрокомпонентном составе минералов руд и метасоматических пород, в том числе и в специфике распределения редкоземельных элементов. На Коршуновском и Рудногорском месторождениях, где представлен практически весь комплекс характерных для месторождений ангаро-илимского типа породных и минеральных ассоциаций во всем многообразии геолого-структурных позиций, изучено их распределение на основе результатов инструментального нейтронно-активационного анализа. Общий геохимический фон обусловлен базитовым магматизмом. Доломиты, известняки, ангидритовые породы, каменные соли и другие породы, с которыми взаимодействуют толеит-базальтовые магмы, имеют низкое общее содержание редкоземельных и радиоактивных элементов, за исключением небольших скоплений фосфатного вещества в песчаниках вихоревского горизонта ордовика. В кальцифирах и магнезиальных скарнах магматической стадии РЗЭ и РАЭ обнаруживаются в меньшем количестве, чем в долеритах, причем отношения легких и тяжелых РЗЭ варьируют.

Наиболее показательно распределение примесных элементов в апатитах, гранатах, пироксенах, эпидотах. Апатит, единственный минерал-концентратор и носитель РЗЭ и РАЭ в магнезиально-скарновых рудах магматической стадии, отличается от поздних генераций апатита в друзовых полостях среди перекристаллизованной руды и скарнированных долеритов на порядок более высоким общим содержанием преимущественно легких РЗЭ. В этом отношении он аналогичен апатиту из высокотемпературных апатит-магнетитовых жил, часто встречающихся в скарново-магнетитовых месторождениях палеоостроводужных областей. В месторождениях ангароилимского типа кальцийсодержащие минералы – носители РЗЭ входят в ассоциации апомагнезиальных и собственно известковых скарнов.

Данные по распределению РЗЭ позволяют наметить геохимические признаки их отличия. Так, гранаты апомагнезиальных скарнов имеют общую меньшую сумму РЗЭ, небольшое лантан-иттербиевое отношение и слабо выраженную положительную европиевую аномалию. Гранаты аподолеритовых известковых скарнов резко обогащены легкими РЗЭ, на нормированном спектре контрастно проявлена положительная европиевая аномалия. В пироксенах пироксен-гранатовых известковых скарнов при общем низком содержании суммы РЗЭ преобладают тяжелые РЗЭ, а форма нормированной кривой противоположна таковой в гранатах. В мономинеральных пироксеновых зонах общая сумма РЗЭ выше, но нет различий в соотношении легких и тя-

желых РЗЭ. В эпидотах концентрация, отношение легких и тяжелых РЗЭ близко апатиту известковых скарнов, отличаясь лишь слабой положительной европиевой аномалией, особенно в ассоциациях, образованных по долеритам. В паргаситах и тремолитах распределение РЗЭ одинаково, но концентрация каждого элемента выше в более высокотемпературных генерациях.

Флюидный режим рудно-магматических систем ангаро-илимского типа определяется взаимодействием толеит-базальтовой магмы с химически активными карбонатно-соленосными отложениями чехла. Рудообразующий потенциал системы обусловлен не только первичным составом расплава, его дифференциацией и ликвацией, но и процессами контаминирования магмы в промежуточных магматических камерах среди эвапоритов чехла и кристаллического фундамента. Смешение и совместная дезитеграция расплавов и вмещающих пород дает начало рудообразующим процессам. Совместное влияние эндогенного и экзогенного факторов определило эволюцию рудообразующей системы и закономерное появление разных видов рудной минерализации на определенных этапах ее развития.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-00602.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геодинамике покровных базальтов Сибирской платформы // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (Земная кора и мантия). Иркутск, 1995. Т. 2. С. 7.

2. Виноградов В.И., Белевицкая Г.А., Буякайте М.И. и др. Изотопные признаки условий накопления и преобразования пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщение 2. Изотопный состав стронция // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 2. С. 183-192.

3. Заварицкий А.Н. Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 702 с.

4. *Мазуров М.П., Бондаренко П.М.* Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 10. С. 1584-1593.

5. Пухнаревич М.М. Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа юга Сибирской платформы. Иркутск: Изд-во Иркутск. универ-та, 1986. 335 с.

6. Фон-дер-Флаасс Г.С., Никулин В.И. Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: Изд-во Иркутс. универ-та, 2000. 192 с.

7. *Czamanske G. K., Wooden J.L., Walker R.J. et al.* Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for Precambrian basement rocks, Permian volcanic rocks and sedimentary host rocks to the orebearing intrusions, Norilsk-Talnakh district, Siberian Russia // International Geology Review. V. 42. 2000. P. 895-927.

8. *Sharapov V.N., Mazurov M.P.* Physicochemical peculiarities of magma fluids responsible for intra-chamber and exocontact depositions of the Siberian traps // Understanding the genesis of ore deposits. M., 2006. P. 259.

ФЛЮИДАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ХАЛЦЕДОНОВ, АГАТОВ И КРИСТАЛИЧЕСКОГО КВАРЦА В БАЗАЛЬТАХ ОЛЬСКОГО ПЛАТО

Седов Б.М.

Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, sedov@neisri.ru

На кварц приходится 12 % литосферы Земли. Кремнезем хорошо растворяется в воде при высоких температурах и давлениях. Из-за легкости переноса кварц, как вторичный минерал отлагается в различных пустотах, в частности в базальтах, образуя миндалины и жеоды из халцедона и кристаллического кварца. При этом, в зависимости от значения температур и давлений образуются различные модификации от кристаллического, включая микрокристаллы, видимые под микроскопом до волокнистого с параллельным и субпараллельным, иногда расходящимися или листовидными (чешуйчатыми) агрегатами. Не смотря на изученность кварца, его генезис, по выражению Терри Моксона из Кембриджского университета, все еще остается неразгаданным, «энигмой» [6].

Базальты Ольского плато представляют прекрасную возможность исследования флюидального режима образования халцедонов, агатов и кристаллического кварца в магматических породах. Их покровы в пределах бассейна верхнего течения реки Ола обладают определенной уникальностью, которая обусловлена тем, что толща вмещающая постмагматические образования кварца и других минералов, хорошо обнажена не только в пределах одного относительно малого по мощности горизонта, что характерно, например для большинства районов трампового магматизма, а что более важно, рассекается рекой Олой и ее многочисленными притоками сверху и до основания [6]. Как показывают результаты исследований проявлений халцедонов, агатов и кварца, флюидальный режим оказывал наибольшее влияние на минерализацию в вертикальном (по глубине), а не горизонтальном (по площади горизонта) направлениях.

Ольское плато базальтов, площадью около 400 км² располагается в Примагаданском отрезке Охотско-Чукотского вулканно-плутонического пояса (ОЧВПП) [3]. Оно находится на югозападной части Охотско-Колымского водораздела, представляющего слабо расчлененное горное сооружение с абсолютными отметками до 1400-1600 м и относительными превышениями 600-800 м над днищем долины. Плато сверху сложено пологозалегающими толщами андезитобазальтов, общей мощностью более 250-300 м, объединенных в мыгдыкитскую свиту [1]. Они подстилаются кислыми вулканитами ольской свиты. Она сложена пестроцветными риолитами и трахориолитовами туфами, лабами и игнибритами. В ней встречаются тефроиды, туфопесчаники и туфоконгломераты. Некоторые разности этих пород являются пористыми. Ниже их по разрезу располагаются верхнее-юрские песчано-сланцевые толщи верхоянского комплекса. Вулканиты Ольского плато погружаются к его центральной части.

Возраст гидротермалитов андезито-базальтов, определенный Ar-Ar методом – 80-65 млн. лет, что позволяет считать их пост позднемеловыми-раннепалеогенными [2]. Возраст низов подстилающих пород ольской свиты 83,73±0,82 млн. лет [1]. Толща вулканитов Ольского плато на всю мощность пронизана несколькими субпараллельными вертикальными дайками восто- юговосточного простирания, протягивающимися на 10-12 км. Мощность даек первые метры, их внедрение практически не сопровождалось горизонтальным или вертикальным смещением вулканитов. Дайки в рельефе склонов долин водотоков образуют круго наклонные выступающие гребни, и совершенно не выражаются на поверхности плато.

Состав даек различен: большинство из них базальтовые, в северной группе часть из них представлены риолитами с участками витрофиров в зальбандах. Породы кислых даек имеют характерную шестигранную столбчатую отдельность, длинные грани которых располагаются горизонтально. Различие в макроструктуре базальтов и риолитов, позволяет предполагать, что кислые дайки внедрились последними, практически в остывшую толщу вулканитов, что и явилось причиной образования столбчатой отдельности. Внедрением даек завершился процесс вулканической стадии Ольского плато, длившийся, по данным определений абсолютного возраста не менее 3-18 млн. лет.

Толща андезито-базальтов сложена ритмичными потоками, состоящими из плотных базальтов, переходящих к верху в пористые (пузырчатые) менее мощные прослои. Общее количество таких пачек в толще 200-250. Суммарный объем пустот в пористых частях пачек достигает 20-25 %. Миндалины в нем чаще всего округлые, с вытянутостью большой оси по направлению движения лавы. Диаметр таких пустот, как правило менее 1 см. При заполнении пустот эти породы представляют типичные мандельштейны. В плотных базальтах, пустоты приурочены преимущественно к куполам, локальным участкам увеличенной мощности потока.

В низах этих базальтов форма миндалин, как правило, шаро- и элипсовидная, часто состоящая из нескольких сплющенных и соединенных между собой пустот, большие оси которых направлены в сторону движения потока. Потоки андезито-базальтов, расположенные в низах толщи, вероятно благодаря частым, чем в верхних горизонтах излияниям, более длительное время оставались в жидком или вязком состоянии, не препятствовавшем движению годовых пузырей. Поскольку скорость подъема полости заполненной газом возрастает с увеличением ее объема,

такие пустоты при движении соединялись (коалисуировали). При этом иногда возникали причудливые по внешней форме фигуры, перетянутые многочисленными субгоризонтальными «поясами». Если при этом не застывшая лава двигалась еще и в горизонтальном направлении, например за счет давления сверху, создаваемого потоками последующих излияний, пустоты деформировались и по вертикальной оси. В верхних горизонтах толщи форма пустот, как правило очень сложная, часто ограничена прямолинейными гранями. Наибольший диаметр шаровидных миндалин, расположенных в нижних горизонтах, превышает 1 м и, по видимому, ограничивается существовавшим максимальным внутренним давлением газов на поверхность стенки жидкого базальта в момент его излияния. Поверхность миндалин, расположенных в нижних горизонтах, как правило, достаточно гладкая. Для верхних горизонтов, по мере увеличения объема пустот, она усложняется, приобретая все более сложные формы.

Пустоты, расположенные вблизи даек на удалении от их стенок на 100-120 м, как правило, заполнены полностью или частично халцедоном, кварцем и кальцитом. Раствор в пустоты поступал по субвертикальным плоским микротрещинам шириной не более первых мм, поверхности которых субпаралелльны дайкам. По этим трещинам поверхности пустоты часто смещены по вертикали до 0,5 см. Иногда имеется и вторая система подводящих каналов, перпендикулярных поверхности даек. Приуроченность подводящих каналов к зонам даек, позволяет предполагать, что подводящие каналы возникли за счет сокращения объема даек при остывании их пород, сопровождавшимся образованием микротрещин во вмещающих более холодных базальтах.

В самих дайках, пустоты и подводящие каналы, как правило, отсутствуют. Образование каналов, явилось начальным моментом флюидального процесса заполнения пустот, часть из которых, оставшаяся не соединенными с источником остались пустыми.

Первым в этом процессе является вопрос природы и места источника силикатно-карбонатного раствора. Возникновение раствора, вероятно обусловлено структурой и составом прежде всего, подстилающей базальты, толщей риолитов. Их чашеобразная структура привела к продвижению прежде всего поверхностных пресных вод, которые стали поступать в прогретые базальтами риолиты. Прослои туфопесчаников и туфоконгломератов, благодаря высокой проницаемости, способствовали движению вод в горизонтальном направлении. Гидротермальные процессы сопровождались насыщением вод силикатами и карбонатами. Под действием гидростатистического давления, которое не превышало абсолютной высоты поверхности базальтов плато, насыщенная жидкостью была вынуждена двигаться вверх по трещинам. Ее поступление в пустоты по каналам четко фиксируется рисунком агатов или сохранившимися незаполненными пустотами. Отсутствие заметного притока глубинных вод, по нашему мнению, свидетельствует состав вещества миндалин, в котором нет прежде всего минералов железа, столь характерного для ярко окрашенных агатов большинства других месторождений.

Образование вещества в миндалинах, учитывая связь пустот каналами, составляющих единую систему трещин. Учитывая хорошую проницаемость зон трещенноватости, можно предполагать, что температура, по крайней мере, исключая самые верхние горизонты флюидов менялись не значительно. Ее резкое снижение происходило вблизи зоны образования ониксов, где жидкость могла соприкасаться с воздухом, отводящим тепло. Разнообразие цвета и рисунка агатов определяется составом пород даек к зоне которой приурочены миндалины, в основном зависело от величины давления, которая определялась высотой положения пустот. Скорость флюидов на Ольском плато была не постоянной, а зависела от сейсмотектонических процессов, обусловленных закрытием зоны субдукции, с которой было связано образование ОЧВПП. Об этих процессах, в частности, свидетельствуют отколы частиц базальтов от верхних поверхностей пустот, падавших на дно миндалин или ранее образовавшийся материал.

По мере заполнения нижних пустот, давление в верхних горизонталях повышалось, что привело к тому, что большинство миндалин с ониксами в верхних частях заполнены полосчатым агатом. Это свидетельствует о том, что давление флюида эпизодически возрастало, но не понижалось. В верхних горизонтах, наряду с ониксами, полосы которого отражали горизонтальное положение поверхности раствора, возникали настели, свисавшие вертикально вниз. Для самых верхних горизонтов, расположенных над зоной возникновения настелей и ониксов, иногда происходит образование халцедонов и агатов с весьма своеобразной формой, названной немец-

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ...

кими геммологами «Hirnis» в виде «головного мозга». Часто такие выделения непосредственно соседствуют или покрыты искривленными кристаллами кварца, образующими звезды, лучи которых расходятся по радиусам из единого центра. При этом наблюдается постепенное увеличение, как поперечного сечения кристаллов, так и их длинны. Образование зернистого кварца, происходило в условиях постоянства РТ, поскольку химический состав флюида оставался неизменным.

В жеодах нижних горизонтов наблюдается увеличение граней головок призматических кристаллов кварца по мере движения от стенок к центру. Процесс роста кристаллов кварца, в отличие от халцедонов и агатов, где видны подводящие раствор каналы, по вероятности должен иметь иной, возможно дифузиозно-трансляционный процесс переноса вещества к свободной поверхности кристаллов. Однако полностью исключить отсутствие микроканалов в кристаллическом кварце нельзя, поскольку иногда вслед за кварцем жеода заполнялась халцедоном или агатом. Причем этот процесс мог быть неоднократно повторяющимся, сопровождавшимся образованием специфического ритмичного полосчатого чередования кварца и халцедона.

Также наблюдается ряд генераций кварца, которые чаще всего отличаются тем, что возникают многочисленные мелкие кристаллы кварца, создающие эффектный «алмазный блеск».

Помимо кремнезема, миндалины часто содержат крупные кристаллы кальцита, рост которых происходил непосредственно от стенок. Иногда вся внутренняя поверхность пустоты выполнена мелкими сферолитами кальцитами. Это свидетельствует о том, что в начальной стадии флюидального режима, раствор был обеднен кремнеземом, и содержал в основном более быстро растворимый кальцит. Достаточно часто встречаются псевдоморфозы халцедона по кристаллам кальцита. Что явилось причиной растворения кальцита не ясно. В пределах одного горизонта базальтов, где флюиды должны были иметь примерно одинаковое значение РТ, разнообразие образований кремнезема в основном определяется размером миндалин.

Процесс флюидообразования завершился одновременно по всей толще базальтов и был вероятно связан с наклоном плато в направлении северо-запада на 6°. Все находящиеся in situ ониксы имеют такой угол наклона прямых линий. Вероятно после наклона базальтов, произошло общее закрытие флюидоподводящих каналов, ониксов с иным углом наклона, что имеет место на ряде других проявлений агатов в ОЧВПП, не обнаружено на Ольском плато.

Литература

1. Акинин В.В., Хариган Д., Миллер Э.М. Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП в бассейне р. Хетта (по результатам Ar-Ar датирования) // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2000. С. 82-84.

2. Альшевский А.В. О медной минерализации в плато базальтах мыгдыкитской свиты в Северном Приохотье // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2000. С. 217-219.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 990 с.

4. Гокова Ю.А., Седов Б.М. Морфология базальтов Ольского плато // II Межрегиональная конференция: Научная молодежь Северо-Востока России». Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 200-204.

5. Халцедоны Северо-Востока СССР // Гончаров В.И., Городинский М.Е., Павлов Г.Ф. и др. М.: Наука, 1987. 192 с.

6. Moxon T. Agate genesis: continuing enigma? / In J. Zenz. Agates II. Haltern: Bode, 2009. 656 p.

7. *Sedov B.M.* Reconstruction of the dynamics of lava flows in the Okhotsk- Chucotka Volcanic Belt, based on the shape of vesieles // Large Igneous Provinces of Asia, mantee peumes and metallogeny. Новосибирск, 6-9 августа 2009 г. (in press).

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ ДЖАЛТУЛЬСКОГО МАССИВА

Шевко А.Я., Гора М.П., Лапковский А.А., Житова Л.М.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, sp@uiggm.nsc.ru

Интерес к крупным проявлениям самородного железа в траппах связан не только с уникальностью этих образований, но и с приуроченностью к ним Pt-Fe-метального оруденения [4]. На Сибирской платформе рудопроявления самородного железа помимо массива Джалтул известны только в Маймеча-Котуйской провинции.

Джалтульский массив располагается в северо-западной части Сибирской платформы в междуречье рек Курейка и Горбиачин, в 100 км к востоку от г. Игарка. Он протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 70 км.

Массив имеет сложную морфологию и дифференцирован от пикритов до кварцевых монцонитов. Мощность разреза варьирует от 30 до 600 м. В южной части массива породы представлены полосчатыми мелано-, мезо- и лейкократовыми габбродолеритами и подстилающими их оливин-плагиопорфировыми габбродолеритами. К верхней части горизонта оливин-плагиопорфировых габбродолеритов приурочены проявления самородного железа в виде округлых желваков.

Желваки самородного железа образуют невыдержанный горизонт, мощность которого варьирует от 1-3 до 10-15 м. Размер желваков изменяется в диаметре от 5-10 см до 15-25 см, реже встречаются мелкие желваки – около 2-3 см и крупные – до 1 м. Количество самородного железа в желваках в среднем составляет 30-40 % и, в отдельных случаях, достигает 75-80 %. Руды самородного железа имеют губчатую и сидеронитовую текстуру, реже вкрапленную до сливной. Распределение желваков самородного железа крайне неравномерно. Их скопления, как показали полевые наблюдения, тяготеют к зонам тектонических нарушений, выраженных в рельефе узкими долинами ручьев.

Оливин-плагиопорфировые габбродолериты образуют горизонт мощностью около 100 м. Породы выдержаны по составу и отвечают среднему траппу с повышенным содержанием магния. Габбродолериты сложены плагиоклазом, пироксеном и оливином. Фенокристаллы оливина практически не зональны и по составу отвечают гиалосидериту – Fa_{37.48}. Мелкие кристаллы основной массы более железистые и представлены гиалосидеритом и гортонолитом – Fa_{42.55}. Центральные части порфировых выделений зонального плагиоклаза сложены битовнитом $Ab_{9.26}Or_{0.1}An_{90.73}$, а краевые отвечают лабрадору – $Ab_{33.48}Or_{1.3}An_{66-50}$. Мелкие лейсты и призмы из основной массы представлены лабрадору – $Ab_{33.48}Or_{1.2}An_{66-50}$. Мелкие лейсты и призмы из основной массы представлены лабрадором и андезином – $Ab_{33.52}Or_{1.2}An_{66-46}$. Клинопироксен в ойкокристаллах и мелких зернах представлен авгитом $Wo_{34.43}En_{46.40}Fs_{12.22}$, а мелкие зерна ортопироксена сложены гиперстеном – $Wo_{2.3}En_{64.59}Fs_{34.38}$. В качестве акцессорного минерала встречается слюда. Причем в интерстициях минерал представлен только биотитом f = 35.44, а в ассоциации с окиснорудныеми минералами отмечаются биотит и флогопит f = 27.37. Окиснорудные минералы представлены призматическими кристаллами ильменита с примесью MgO от 1 до 3 мас. % и мелкими зернами и ксеноморфными выделениями титаномагнетиа (TiO₂ or 5 до 15 мас. %) [6].

Желваки самородного железа представляют собой губчатые обособления металлической фазы в срастании с силикатами. Металлическая фаза сложена преимущественно ферритом, кроме того, отмечаются камасит, тэнит, когенит, самородная медь. Вокруг самородного железа отмечаются вюститовые и магнетитовые каймы. В тесной ассоциации с самородным железо часто проявлены выделения графита в виде каемок, пластинок и кристаллов кубооктаэдрического облика. Силикатная составляющая желваков сложена плагиоклазом, пироксеном, оливином, калишпатом, амфиболом и кварцем. Отмечаются так же окисно-рудные минералы – ильменит, герцинит и рутил [1, 3].

Существует много точек зрения на генезис крупных скоплений самородного железа в связи с основными породами. Часть авторов связывают образование самородного железа с процессами ферритизации или металлизации магматического расплава в мантийных или коровых очагах. Другие считают, что выделение самородного железа происходит в ходе эволюции магматического расплава в современной камере. Во всех предлагаемых моделях основная роль отводится восстановительным флюидам. Подробно эти гипотезы изложены в монографии [5].

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ...

Таблица 1

Компонент	Порода, мас. %	Компонент	Порода, моль
SiO ₂	49,06	Si	8,177
TiO ₂	1,07	Ti	0,134
Al_2O_3	15,72	Al	3,144
Fe ₂ O ₃	12,85	Fe	1,606
MnO	0,22	Mn	0,031
MgO	8,89	Mg	2,207
CaO	10,25	Ca	1,830
Na ₂ O	1,89	Na	0,608
K ₂ O	0,39	K	0,083
P_2O_5	0,12	Р	0,017
H ₂ O	0,61	Н	0,679
		0	28

Состав оливин-плагиопорфировых габбродолеритов (среднее из 9 анализов) Джалтульского массива

Для выяснения физико-химических параметров процесса восстановления железа в породах интрузива предлагается физико-химическая модель миграции флюида через разрез габбродолеритов, построенная с помощью ПК Селектор [8]. Модель включает в себя 3 проточных резервуара, каждый из которых заполнен 1 молем габбродолерита. В качестве исходного состава для численного моделирования взят средний состав оливин-плагиопорфировых габбродолеритов из опорного разреза в восточном борту обнажения Цирк Джалтульского интрузива [7] (табл. 1).

Флюид, в количестве 0,05 моля, поступая в первый резервуар на каждом шаге расчета, последовательно реагирует с габбродолеритом каждого из резервуаров. Начальная температура в резервуарах 1100 °C. Температура понижается на 5 градусов на каждом шаге, имитируя постепенное остывание пород массива до 600 °C. Давление в резервуарах задано постоянным, соответствующим гипабиссальным условиям – 1000 бар. Время счета, определяющее степень протекания процесса, составляет 100 шагов.

В предлагаемой модели приняты следующие содержания газов (моль. %): H₂ – 77; CH₄ – 12; N₂ – 3; CO – 4; CO₂ – 4; отражающие соотношения, определенные при изучении состава газов в металлической фракции габбро-долеритов Джалтульского массива [2]

В ходе численного эксперимента можно проследить смену минеральных парагенезисов в породе, а также изменение состава газа в процессе взаимодействия с габбродолеритом. Это взаимодействие сводится к двум взаимосвязанным аспектам – восстановлению компонентов породы (а именно, железа) и окислению восстановленных газов во флюиде. Практически все железо в системе восстанавливается до Fe^0 и самородное железо появляется в системе уже на втором шаге моделирования. Его количество достигает 9 мас. %. Во флюиде незначительно уменьшается содержание водорода и появляется вода в количестве первых процентов.

Следует отметить, что при заданном составе газовой фазы в системе не образуется ни когенит, ни графит – минералы, характерные для природных ассоциаций.

Для получения ассоциаций минералов подобных природным были проведены расчеты взаимодействия габбродолерита с различными по составу восстановленными газами. При отношении H/C > 6 самородное железо в системе устойчиво, но не образуется утлеродистых фаз – графита и когенита. Эти минералы в малых количествах появляются в системе при H/C = 5. При дальнейшем увеличении доли углерода в газовой фазе происходит постепенное уменьшение доли самородного железа в системе с заметным ростом количества графита. При H/C = 4 содержание графита в системе достигает 20 %.

Таким образом, численное моделирование показало, что при заданных физико-химических параметрах определяющим фактором, влияющим на формирование самородного железа и сопутствующих минералов, является не только восстановительный характер газовой фазы, но и соотношение H/C. Ассоциация минералов, близкая к наблюдаемой в природе, как по составу, так и по количественному соотношению фаз, образуется при величине H/C равному 4-5 единиц в интервале температур 1100-600 °C.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-00685.

Литература

1. Лапковский А.А. Особенности распределения ЭПГ, Ni, Co в рудах самородного железа интрузии Джалтул, Норильский район // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск: «Гео», 2006. С. 133-134

2. *Округин А.В., Иевлев А.А., Зуева И.Н.* Антраксолит в самородном железе траппов Сибирской платформы // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск: СО АН СССР, 1991. С. 9-17.

3. Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 188 с.

4. *Рябов В.В., Аношин Г.Н.* Платино-железометальное оруденение в интрузивных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 2. С. 162-174.

5. *Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г.* Самородное железо сибирских траппов (на примере Хунгтукунского месторождения). Новосибирск: Наука, 1985. 169 с.

6. *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001. 408 с.

7. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 2. Атлас магматических пород. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2001. 600 с.

8. *Чудненко К.В.* Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс.... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ, 2007. 54 с.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЛАЗЕРНОЙ АБЛЯЦИИ В МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Адамович Н.Н., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Adamovich@igg.uran.ru

Применение лазеров в качестве устройств, испаряющих вещество проб, началось с 60-х годов [3]. Изначально они использовались для атомно-абсорбционного и атомно-эмиссионного анализа, а с середины 80-х годов – в масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Тем самым была открыта возможность испарять практически любой тип твердого вещества, вне зависимости от его электрических характеристик, топологии поверхности, формы или размера и транспортировать в плазму для анализа. Метод дал возможность отбирать произвольный участок по объему твердого тела, проводить локальный анализ микровключений и т. д. Первые системы лазерной абляции (ЛА) были основаны на твердотельных рубиновых лазерах (длина волны 694 нм), в последующем начали использоваться лазеры на основе алюмо-иттриевого граната с неодимом (1066 нм) с оптическими компонентами для удваивания (532 нм) и учетверения (266 нм) рабочей частоты. Подобные системы имеют более простые абляционные характеристики, они пригодны для исследования разнообразных типов твердых веществ. Использование более совершенной оптики позволило получить однородный профиль лазерного пучка для оптимальной плотности энергии при взаимодействии с матрицей пробы. Это привело к уменьшению размеров аналитического пятна и контролируемому процессу абляции независимо от материала пробы, что являлось критичным при анализе поверхностных дефектов, пятен и микровключений. В масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и лазерным пробоотбором пучок фокусируется на поверхности пробы для создания факела испаренного вещества; непрерывный поток аргона уносит испаренную пробу в плазменную горелку, где материал испаряется, атомизируется и ионизируется (рис. 1). Приставки для ЛА оборудованы микроскопом, что позволяет выбирать область анализа.

Диаметр лазерного пучка в приставке ЛА LSX-500, которая эксплуатируется в ИГГ УрО РАН, позволяет получать кратеры различного диаметра (от 10 до 200 мкм, рис. 2, а). В приборе реализованы различные схемы абляции: абляция в точке (1), сканирование вдоль линии (2), растр по линии (3), произвольная ломаная кривая (4), сканирование площади по линии (5), растр по площади (6) (рис. 2, b).

Лазерная абляция – надежный метод ввода пробы в ИСП-МС, который позволяет получать данные высокого качества при прямом анализе твердых или порошкообразных проб. Его преимущества: прямой анализ вещества в твердом состоянии без растворения; возможность анализировать практически любой вид твердых веществ, включая горные породы, минералы, металлы, керамики, полимеры, растительный материал и биологические образцы; возможность анализировать широкий круг порошковых материалов, прессуя их со связующим реагентом; отсутствует требование электропроводности анализируемой пробы; высокая чувствительность порядка единиц ppb-ppt непосредственно в твердом образце, что идеально для анализа высокочистых материалов; исключение трудоемких процедур пробоподготовки; минимизация загрязнений вследствие отсутствия стадий разложения/растворения; снижение полиатомных спектральных наложений по сравнению с распылением растворов; исследование малых пятен, включений, дефектов на поверхности пробы; элементное картирование по поверхности образца; глубинное профилирование для изучения тонких пленок, покрытий, напылений.



Рис. 1. Схема лазерного пробоотборника.



Рис. 2. Вариации размеров кратеров (а) и различные схемы абляции (b).

Для лазерного пробоотбора, тем не менее, задача превращения масс-спектра в концентрации элементов в некоторых случаях может быть более трудной, чем при анализе растворов. Это вызвано тем, что стандарты с соответствующей матрицей не всегда могут быть доступны. Даже в случае их наличия они могут быть не сертифицированы для специального применения. Для увеличения правильности и точности при лазерном пробоотборе используется внутренняя стандартизация. Этот метод особенно полезен, когда стандарты с подходящей матрицей недоступны для калибровки. Внутренняя стандартизация может улучшить правильность путем корректировки различий в скорости испарения пробы, вызванных различием состава матрицы и условий фокусировки лазера между пробой и стандартом. Точность также может быть улучшена, т.к. внутренний стандарт компенсирует кратковременные флуктуации в процессе пробоотбора, транспортировки и возбуждения [2].

Значительные трудности возникают из-за фракционирования элементов при абляции пробы и испарении аэрозоля в плазме, а также из-за зависимости чувствительности и воспроизводимости анализа от матрицы и качества поверхности образца. Методика ИСП-МС-ЛА в приложении к разным группам минералов требует детальной проработки; основное значение при испарении имеет их строение и химический состав, свойства поверхности и степень авторадиационной деструкции (для практически важных минералов-геохронометров), а также условия испарения минерала – мощность лазера, частота и количество импульсов и др. В ряде минералов процесс испарения – неравномерный, наблюдается оплавление краев кратера, разбрызгивание пробы (рис. 3) и т. д. Отмеченные особенности лазерного испарения ухудшают такие аналитические характеристики ИСП-МС-ЛА методики, как точность и воспроизводимость результатов.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

В качестве примера для оценки возможностей ИСП-МС-ЛА анализа в режиме внутренней стандартизации представлены результаты исследования таблетированного карбонатного стандарта MACS-3 (Microanalytical Carbonate Standard) Международной ассоциации геоаналитиков (IAG), разработанного в рамках Международной программы круговых лабораторных испытаний GeoPT. Для калибровки масс-спектрометра и выполнения анализа проводилась ЛА двух зон на пробе (рис. 4); полученные таким образом результаты в сопоставлении с аттестованными величинами содержаний элементов (Ag, As, Au, Br, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cu, Dy, Er, Eu, Fe, Ga, Gd, Ge, Hf, Hg, Ho, I, La, Li, Lu, Mg, Mn, Mo, Nb, Nd, Ni, Pd, Pb, Pr, Pt, Ru, Sb, Sc, Sm, Sn, Sr, Ta, Th, Ti, Tl, U, V, W, Zn, Zr) представлены на рис. 3; систематические отклонения практически отсутствуют; разброс данных не превышает границ погрешности метода. Внутренняя стандартизация улучшает правильность анализов путем корректировки различий в скорости испарения пробы, вызванных различием состава матрицы пробы и стандарта, а также условий фокусировки лазера на них. При этом повышается и точность анализа, поскольку внутренний стандарт компенсирует кратковременные флуктуации в процессе лазерного пробоотбора, транспортировки и возбуждения

Метод ЛА – надежный метод ввода проб в плазму, который позволяет получать прецизионные данные по их локальному микроэлементному (изотопному) составу в схеме их прямого испарения (рис. 5). Он существенно расширяет возможности применения ИСП-МС для определения микроэлементного состава (РЗЭ, платиноидов и др.) отдельных локальных участков широкого круга твердофазных природных объектов и искусственных материалов, полное растворение которых затруднено.



Рис. 3. Кратеры, полученные после ЛА минерала галенита при различной мощности лазера - 0,09 (a), 0,9 (b) и 0,45 мДж (c); частота повторения импульсов 5 (a, b), и 20 гц (c), 10 импульсов. Данные растровой электронной микроскопии.



Рис. 4. Фото таблетки образца MACS-3 (врезка) со схемой сканирования пучка лазера в двух его зонах и результаты анализа в сопоставлении с аттестованными значениями концентраций.



Рис. 5. Содержания РЗЭ, нормализованные к хондриту, в пробе апатита, полученные с использованием ЛА и распылением раствора в ИСП-МС [1].

Работа выполнена в рамках программ РАН № 14 «Научные основы рационального природопользования», № 20 «Создание и совершенствование методов химического анализа», при финансовой поддержке РФФИ проект № 09-05-00513а и гранта молодых ученых УрО РАН.

Литература

1. *Durrant S.F.* Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: achievements, problems, prospects // J. Anal. At. Spectrom., 1999. V. 14. P. 1385-1403.

2. *Hager J.W.* Laser Sampling ICP-MS: Quantitation Without Matrix Matched Standards // PE SCIEX, 1990. 9 P.

3. Thomas R.A. Beginner's Guide to ICP-MS. Spectroscopy Tutorial // Spectroscopy, 2001. 16(4).

ОСОБЕННОСТИ ИСПАРЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТОДИКЕ ЛАЗЕРНОЙ АБЛЯЦИИ В МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ

Адамович Н.Н., Главатских С.П., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Adamovich@igg.uran.ru

В оптической эмиссионной и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-ОЭС и -MC) появление лазеров высокой мощности решило проблему прямого микроэлементного анализа твердофазных проб, в том числе природных минералов с локальностью определения до 10-20 мкм. При лазерной абляции (ЛА) приповерхностная часть пробы испаряется и переносится в виде аэрозольных продуктов потоком инертного аргона в плазменную горелку с последующим детектированием либо свободных ионов, либо эмиссионных спектров. ЛА – надежный метод ввода проб в плазму, который позволяет получать прецизионные данные по их локальному микроэлементному (изотопному) составу в схеме их прямого испарения, однако в приложении к разным группам минералов метод требует детальной проработки, поскольку процесс испарения часто носит неравномерный характер, наблюдается оплавление краев кратера, разбрызгивание пробы и т. д. Эти эффекты зависят от типа материала мишени и характеристик лазерного излучения: интенсивности, длительности импульса, длины волны, числа импульсов и т. п.

Цель исследования: изучение топологии (формы и объема) кратеров, возникающих при лазерном испарении некоторых сульфидных минералов, будет являться основой для отработки методики их микроэлементного анализа в ИСП-МС.

Методы и объекты исследования: квадрупольный масс-спектрометр с индуктивносвязанной плазмой ELAN-9000 и приставкой для ЛА с лазером YAG:Nd (длина волны 266 нм) LSX-500; сканирующий электронный микроскоп JEOL-JSM6390LV; программное обеспечение для обработки 3D изображений MeX 5.0.1 Alicona; сульфидные минералы – галенит, пирит, молибденит, антимонит, сфалерит и халькопирит.

Результаты. Основное значение при испарении имеет строение минерала, его химический состав, свойства поверхности, а также условия испарения минерала – мощность лазера, частота и количество импульсов и др. В настоящей работе сообщается об особенностях ЛА ряда сульфидных минералов, проанализированы особенности испарения этих минералов: степень оплавления краев, разбрызгивание, растрескивание проб и др. (рис. 1), а также рассмотрено влияние различных параметров лазерного излучения (частоты повторения импульсов, энергии и др.). Разбрызгивание и оплавление пробы значительно ухудшают аналитические характеристики ИСП-МС-ЛА методики – точность и воспроизводимость результатов. Важен выбор оптимальной частоты повторения импульсов; при низкой частоте абляции не удается получить стабильный аналитический сигнал; при высокой происходит потеря «аналита» вследствие разбрызгивания пробы (рис. 2, 3).



Рис. 1. Кратеры, полученные при лазерной абляции галенита (а), пирита (b) и антимонита (c) (мощность лазера 0,9 мДж, частота 10 Гц, 30 импульсов, диаметр лазерного пучка 100 мкм). Данные растровой электронной микроскопии.



Рис. 2. Кратеры, полученные при лазерной абляции галенита при различной мощности лазера 0,09 (a), 0,9 (b) и 0,45 мДж (c) (частота повторения импульсов 5 (a, b), и 20 Гц (c), 10 импульсов). Данные растровой электронной микроскопии.



Рис. 3. Зависимость относительных интенсивностей линий изотопов серы и железа и объема кратера от частоты повторения лазерного излучения (пирит, диаметр лазерного пучка 50 мкм, число импульсов 50, мощность лазера 0,9 мДж).





Рис. 4. Зависимость относительных интенсивностей линий изотопов серы и железа и объема кратера от мощности лазерного излучения (пирит, диаметр лазерного пучка 50 мкм, число импульсов 50, частота повторения импульсов 2 Гц).

Рис. 5. Зависимость относительных интенсивностей линий изотопов серы и железа и объема кратера от частоты лазерного излучения (пирит, частота повторения импульсов 2 Гц, число импульсов 50, мощность лазера 0,9 мДж).

Зависимость получаемого на выходе сигнала от мощности и диаметра пучка лазерного излучения является прогнозируемой и пропорционально увеличивается (рис. 4, 5). Изучение процессов испарения различных минералов позволяет оптимизировать условия и улучшить аналитические характеристики в методике ИСП-МС-ЛА.

Работа выполнена в рамках программ РАН № 14 «Научные основы рационального природопользования», № 20 «Создание и совершенствование методов химического анализа», при финансовой поддержке РФФИ проект № 09-05-00513а и гранта молодых ученых УрО РАН.

СПЕКТРОСКОПИЯ И ФИЗИКА МИНЕРАЛОВ – НАУКА О СОСТОЯНИИ ВЕЩЕСТВ ЗЕМЛИ: СОСТОЯНИЕ НА СЕГОДНЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ НА ЗАВТРА

Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, votyakov@igg.uran.ru

Современная минералогия в значительной степени трансформировалась в физику минералов (ФМ); в России две школы стоят у истоков ФМ – московская (академик РАН В.С. Урусов, член-корреспондент А.С. Марфунин, МГУ-ГЕОХИ-ИГЕМ) и казанская (профессор В.М. Винокуров, КГУ); на Украине в г. Киеве эффективно работает Институт геохимии и физики минералов; общирные исследования по ФМ ведутся на Урале в Институте геологии и геохимии (г. Екатеринбург), Институте геологии (г. Сыктывкар) и Институте минералогии (г. Миасс); издательство «Springer» с 1978 года выпускает специализированный журнал «Physics and Chemistry of Minerals».

Физика и спектроскопия минералов – наука о состоянии вещества Земли; ее объект исследования – минерал с неизвестной датой образования, неизвестными условиями образования и преобразования. Последние необходимо оценить (определить) с использованием различных физико-химических (спектроскопических) методик исследования реальной, дефектной структуры минерала. Это центральная задача физико-химиков, работающих в области ФМ. Точнее выразиться невозможно: «Кристаллы как люди: их несовершенства делают их интересными» (С. Humphreys); так достаточно условно, но весьма наглядно могут быть определены предмет и задачи ФМ. В современной ФМ за более чем тридцатилетний путь развития введены основные базовые понятия, развиты экспериментальные аналитические методики, намечены пути теоретического осмысления результатов, в частности, в рамках компьютерного моделирование структуры и свойств минералов. Подводя некоторые итоги, можно говорить, что в результате работы многочисленных исследователей было проанализировано кристаллохимическое состояние ионов элементов переходных d и f-групп; построены модели различных нарушений структуры (примесных ионов, дислокаций, внедренных собственных ионов, вакансий, кластеров примесных ионов, радиационно-стимулированных дефектов и др.); вскрыта природа оптических свойств минералов (их окраски и люминесценции); выполнены качественные оценки тенденций изменения (особенностей эволюции) различных валентных форм ионов и их структурных позиций в минералах в процессе развития литосферы Земли – в некоторых гео-, био- и техногенных процессах. Полученная информация может составить (и в ряде случаев составляет) основу новых геологических, геодинамических, петрологических и экобиологических построений. Во многих современных работах по ФМ при постановке задачи исследования исходным пунктом является проблематика, связанная с нуждами фундаментальной и прикладной геологии; исследователями ставилась и ставится цель максимально приблизить ФМ к классическим геологическим дисциплинам, тем самым отойти от физики музейных образцов, очень характерной для работ раннего, начального этапа исследований по спектроскопии минералов в шестидесятые и семидесятые годы прошлого века. Сегодня стоит задача максимально вовлечь полученные результаты по ФМ в сферу геологических исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

Современное состояние исследований в области спектроскопии и физики минералов можно охарактеризовать как завершение перехода от качественного описания физико-химических свойств минералов к их детальному инструментальному, в том числе спектроскопическому, исследованию;

- к интерпретации реальной, дефектной структуры минералов;

– к изучению ультрадисперсного состояния минеральных образований (наноминералов); к исследованию состояния наноразмерного кластера и отдельного иона в минерале; к микроскопическому, квантовохимическому моделированию атомного и электронного строения минералов.

В области исследований по ФМ основную цель можно сформулировать как получение новой информации о «реальном микромире» кристалла минерала, его несовершенстве. При этом задачи исследований могут быть достаточно разноплановыми, в числе последних:

 – решение фундаментальных вопросов интерпретации природы, изучения свойств разнообразных дефектов структуры минералов на основе данных спектроскопии;

 исследование новых для минеральных объектов физических процессов: механизмов образования, эволюции и рекомбинации электронно-дырочных центров, кинетических и температурных эффектов перезарядки ионов, депротонизации ОН-групп и др.;

– решение прикладных петрогенетических вопросов – обоснование новых кристаллохимических признаков, типоморфных для минералов определенного генезиса (генетических индикаторов), интерпретация данных на основе сопоставления с синтетическими аналогами и результатами модельных лабораторных термобарохимических и радиационных воздействий на минералы;

 – развитие новых подходов в спектроскопическом картировании и мониторинге, основанных на использовании кристаллохимии минералов из гео-, техно- и биосферы.

В докладе рассмотрен ряд примеров, иллюстрирующих достижения спектроскопии в исследовании минералов разных групп – некоторых оксидов, карбонатов, фосфатов и силикатов. Анализ полученных результатов позволяет сделать определенные выводы:

 точечный дефект в минерале и его динамические спектроскопические характеристики, являющиеся откликом на изменение внешних термобарохимических условий и радиации, - зонд реальной структуры минерала (вариаций ближнего, среднего и дальнего окружения дефекта) и индикатор генезиса минерала;

– полученная информация может составлять качественно новую основу для геологических, петрогенетических, геодинамических, экобиологических построений; результаты могут (должны) быть активно «востребованы» в различных разделах наук о Земле.

Анализ публикаций в области исследований по спектроскопии и физике минералов выдвигает некоторые задачи на будущие, в их числе:

 – выявление новых закономерностей и законов, описывающих эволюцию состояния ионов и структурных дефектов в минералах в процессе развития Земли, в геобиологических и техногенных процессах;

– обоснование и разработка теоретической кристаллохимии и спектроскопии; анализ взаимосвязи типа дефекта с условиями кристаллизации и эволюции минерала; исследование влияния ближнего, среднего и дальнего окружения на свойства дефекта; разработка моделей электронного строения дефекта и интерпретация его спектров; квантовохимические расчеты эффективных зарядов ионов и степени ионности связи;

- расширение исследований по ФМ из практически важных геологических объектов;

- изучение механизмов дефектообразования и кристаллохимии био- и техногенных минералов;

 – спектроскопия радиационных дефектов в минералах и стеклах в связи с проблемами ретроспективной экологической дозиметрии;

 – спектроскопия гео-, био- и техноминералов как основа для экологического (техногенного) картирования и мониторинга.

Сегодня важнейшей задачей является подготовка молодых кадров по ФМ. Представляется, что решение этой проблемы может быть реализовано через организацию новой специализации по физике и кристаллохимии минералов на физических факультетах университетов; с 2003 года подобный проект реализуется на физфаке Уральского госуниверситета им. А.М. Горького в г. Екатеринбурге.

СКАНИРУЮЩАЯ ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ (СЭМ) В ИССЛЕДОВАНИЯХ ПОВЕРХНОСТИ БИОГЕННОГО АПАТИТА

Главатских С.П.*, Киселева Д.В.*, Садыкова Н.О.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Kiseleva@igg.uran.ru **Институт экологии растений и животных УрО РАН, Ninos@ipae.uran.ru

При захоронении костная ткань претерпевает сложный ряд посмертных диагенетических процессов, которые приводят к ее разрушению, тем не менее, довольно часто кости и зубы встречаются в горных породах. Известно, что благодаря исходной высокой пористости костей, неорганические компоненты, входящие в их состав, находятся в состоянии химического обмена с осадочной средой, что вызывает изменение при фоссилизации как их химического состава, так и формы и размера зерен, объема (формы) порового пространства, формирования вторичных минералов.

Наиболее широко для изучения поверхностной структуры костных и зубных тканей используется сканирующая электронная микроскопия (СЭМ); с ее использованием получены данные по морфологии отдельных кристаллов и их ассоциаций – призм на различных стадиях формирования эмали [2]; проанализированы трехмерные СЭМ-изображения структуры кристаллов апатита с коллагеном в костных тканях [3]; методом СЭМ проведена оценка сохранности структур зубной эмали и дентина ископаемых и современных свиней [1]. В работе [4] предлагается новый способ точной количественной оценки диагенетических изменений ископаемой костной ткани с использованием анализа СЭМ-изображений деминерализованных (темные участки) и гиперминерализованных зон (светлые участки) и зон диагенетической пористости; для измеренных параметров авторы вводят понятие «индекса биоэрозии», представляющего собой процентное соотношение подвергшейся бактериальному воздействию костной ткани к исходной неповрежденной.

Процессы деградации органической компоненты и химического обмена неорганической компоненты с окружающей средой сильно зависят от химической и гидрологической среды, а также от температуры. Очевидно, что локальные методы сканирующей электронной микроскопии можно рассматривать как перспективные подходы к изучению локальных изменений костных тканей при фоссилизации. Для решения геоэкологических проблем поверхность современных костных и зубных тканей из организма человека и животных неоднократно исследовалась с использованием сканирующей электронной микроскопии; большое число публикаций посвящено изучению микроструктуры эмали и дентина зубов человека, что стимулировано необходимостью решения разнообразных задач практической стоматологии. Напротив, данные по вариациям состава ископаемых костных остатков на локальном уровне как функции условий и длительности их фоссилизации представлены в литературе более ограниченно.

В настоящей работе на основе данных сканирующей электронной микроскопии исследованы микроструктуры современных и ископаемых костных остатков из ряда местонахождений уральского региона. Исследования поверхности проведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV в специальном низковакуумном режиме для изучения биологических объектов.

Исследованы челюстные и пяточные кости разных видов мелких млекопитающих, как современные, так и ископаемые, подвергшиеся различным по природе и длительности внешним воздействиям (табл. 1). Пяточные кости состоят из компактной костной ткани и отличаются целостностью и хорошей сохранностью в отложениях; челюстные кости имеют в своем составе как компактную, так и губчатую ткань, являются видоспецифичными и позволяют точно идентифицировать различные виды грызунов.

Серия нижних челюстей различных видов полевок включает в себя преимущественно современные и с небольшим возрастом голоценовые остатки из поверхностных отложений; самая древняя челюсть – из местонахождения Дыроватый Камень, р. Чусовая (поздний плейстоцен, около 13 тыс. лет).

Исследованные современные образцы характеризуются различными условиями нахождения: свежий погадочный сбор на открытой поверхности представлен образцом челюсти копыт-

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

Местонахождение Вид		Кость	Комментарий	Возраст	
П-ов Ямал	DT	Нижняя челюсть	Свежие погадки полярных сов	Современность	
Дыроватый Камень, р. Чусовая	DT	Нижняя челюсть	Отложения (суглинок)	13 тыс. лет, конец позднего плейстоцена	
Окрестности биостанции	MA	Нижняя челюсть	Помет лисицы	Современность	
Р.Серга	MA	Нижняя челюсть	Вареная	Современность	
Грот Филин	AT	Нижняя челюсть	Поверхность	Поздний голоцен	
Грот Филин	MA	Нижняя челюсть	Поверхность	Поздний голоцен	
Кыбла 2, гор. 4	MSP	Нижняя челюсть	Почвенный горизонт	Поздний голоцен	
Идрисовская пещера, гор.8	AT	Пяточная кость	Отложения, темная окраска	21-36 тыс. лет, поздний плейстоцен	
Идрисовская пещера, гор.8	AT	Пяточная кость	Отложения, светлая окраска	21-36 тыс. лет	
Навес Старик, гор. 1	AT	Пяточная кость	Отложения (супесь)	Поздний голоцен	
Навес Старик гор. 10 НСТ10	AT		Отложения (суглинистая	Конец плейстоцена –	
Павес Старик, тор. 19 ПСТТ9		Пяточная кость	супесь)	начало голоцена	
Жилище Сокола гор 30-45	Arvicolinge	Пяточная кость	Отпожения (суглинок)	Плейстоцен, около 40	
Achanninge Conosia, 10p. 50-45	11 viconnue	пил коств	(Cyr Juliok)	тыс. лет	

Исследованные ископаемые и современные костные остатки

Таблица 1

Примечание. DT – Dicrostonyx torquatus, MA – Microtus arvalis, AT – Arvicola terrestris, MSP – Microtus sp.

ного лемминга с п-ова Ямал. Этот образец прошел ферментативно-солянокислую обработку в желудке совы. Для таких остатков характерна отличная сохранность – благодаря короткому сроку нахождения под воздействием атмосферных факторов и упаковке костных остатков в плотном «чехле» из шерсти животных. Результаты электронной микроскопии показали, что для этого образца характерна прекрасная сохранность структуры поверхности, практически отсутствуют остатки мягких тканей, помимо крупных питательных отверстий нижней челюсти хорошо видны поры – отверстия Гаверсовых систем, диаметром около 10 им, при больших увеличениях различима остеонная структура костной ткани. Нижняя челюсть Microtus arvalis из помета лисицы кроме переваривания в желудке и кишечнике под действием соляной кислоты и пищеварительных ферментов подверглась бактериальному воздействию в процессе гниения помета. На поверхности этой кости при увеличении ×60 хуже различимы отверстия Гаверсовых систем, поверхность кости несколько менее гладкая, при больших увеличениях видны поверхностные нарушения органо-минеральной матрицы, поверхность кости выглядит слегка шероховатой. Нижняя челюсть обыкновенной полевки (Microtus arvalis), отловленной на р. Серге, была выварена в течение 5 минут и затем очищена от мягких тканей с помощью пинцета. При 60-кратном увеличении на этой кости видны остатки мягких тканей, покрывающие поверхность кости. В вареной кости Microtus arvalis при кипячении должна измениться структура органической матрицы происходит вываривание коллагена (денатурация коллагена с образованием желатина).

Челюсти из грота Филин собраны с поверхности отложений из разложившихся погадок в гнездах филинов. Эти условия представляются неблагоприятными для сохранности костей: костные остатки подвержены всем атмосферным воздействиям, ведущим к быстрой потере органических веществ, а также бактериальному разложению, они находятся вне среды, из которой могут поступать вещества, способствующие фоссилизации. На поверхности этих образцов даже при небольшом увеличении видны следы коррозии, поверхность неровная, отверстия Гаверсовых каналов и остеонная структура неразличимы. Нижняя челюсть из местонахождения Кыбла 2 извлечена из почвенного горизонта отложений в гнезде филина. Поверхность этой кости сохранилась несколько лучше, чем у челюстей, находившихся на поверхности отложений. В то же время, даже при небольших увеличениях на поверхности кости можно заметить неровности, вероятно, связанные с жизнедеятельностью почвенных микроорганизмов-деструкторов.

Челюсти копытного лемминга из местонахождения Дыроватый Камень длительное время были захоронены в пещерном суглинке, образовавшемся в карстовой полости в результате растворения известняка углекислотой, растворенной в воде. Эти суглинки могут содержать неко-

торое количество известнякового щебня, покрытого кальцитом. На поверхности кости не заметны поры – отверстия Гаверсовых систем, кроме того крупные питательные отверстия полностью плотно забиты сцементированными мелкими частицами грунта. Поверхность кости шероховатая, при больших увеличениях видны признаки вторичной минерализации, на поверхности кости присутствуют кристаллы плоской формы.

Серия пяточных костей полевок включает в себя образцы преимущественно плейстоценового возраста из различных местонахождений за исключением кости из горизонта 1 Навеса Старик (поздний голоцен). Эта пяточная кость находилась в условиях, сходных с условиями в местонахождении Грот Филин – неблагоприятных для сохранности поверхности. Поверхность кости изменена – наблюдаются продольные трещины, заращивание крупных пор, нитевидные образования, вероятно, связанные с жизнедеятельностью микроорганизмов. Пяточная кость из горизонта 19, вероятно, относится к концу плейстоцена-началу голоцена, поверхность кости шероховатая, покрыта густой сетью нитевидных образований, края пор зазубренные. Для пяточных костей из Идрисовской пещеры характерно наличие незаполненных пор (гаверсовых каналов) (рис. 1, a,b), при увеличении наблюдаются следы вторичной минерализации кристаллы-дендриты, обрастающие поверхность костей (рис. 1, с,d). Две изученных кости разного цвета демонстрируют сходный характер сохранности поверхности.

Таким образом, с использованием электронного сканирующего микроскопа получены и проанализированы изображения поверхности костных остатков из зоогенных отложений в карстовых полостях (пещерах) четвертичного периода на Северном и Среднем Урале; зафиксированы эффекты гидролитической деградации органических компонентов и преобразования неорганических составляющих – деструкция, увеличение пористости, шелушение костной ткани, бактериальное разложение, гниение, разложение первичной структуры и образования вторичных минералов.



Рис. 1. Пяточная кость Arvicola terrestris. Местонахождение Идрисовская пещера, горизонт 8 плейстоцен: a, b – светлая, c, d – темная.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

Литература

1. *Dauphin Y., Montuelle S., Quantin C. et al.* Estimating the Preservation of Tooth Structures: Towards a New Scale of Observation // Journal of Taphonomy, 2007. V. 5. P. 43-56.

2. *Elliott J.C.* Calcium Phosphate, Biominerals // Reviews in mineralogy and geochemistry, 2002. V. 48. Phosphates. P. 427-453.

3. *Landis W.J., Song M.J., Leith A. et al.* Mineral and organic matrix interaction in normally calcifying tendon visualized in three dimensions by high-voltage electron microscopic tomography and graphic image reconstruction // J Struct Biol., 1993. V. 110. P. 39-54.

4. *Turner-Walker G., Syversen U.* Quantifying histological changes in archaeological bones using BSE-SEM image analysis // Archaeometry, 2002. V. 3. № 44. P. 461-468.

АКУСТОПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Головатая О.С.*, Горбацевич Ф.Ф.**, Ковалевский М.В.**

*Сыктывкарский госуниверситет, г. Сыктывкар, vlutoev@geo.komisc.ru **Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Anamumы, nechmir@geoksc.apatity.ru

Сведения об упругих свойствах горных пород необходимы для решения фундаментальных проблем строения земной коры, при обработке результатов геофизических исследований и моделирования геопроцессов, а также в прикладных вопросах по изучению напряженного состояния горных массивов и оценки устойчивости горных выработок. В таких неоднородных средах, как горные породы, упругие свойства определяются как характеристиками зерен минералов, так и степенью пространственной упорядоченности, наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен. При этом видимые элементы симметрии структуры и текстуры породы не всегда соответствует расположению таковых для упругой симметрии. Для выявления пространственного положения элементов упругой симметрии может быть использован акустополяризационный метод, разработанный Ф.Ф. Горбацевичем [1]. В этом методе регистрируются амплитуды прошедших через образец квазипоперечных ультразвуковых колебаний (УЗК) при параллельной (ВП) и скрещенной (ВС) ориентации вектора поляризации излучателя и приемника.

Аппаратура построена на основе стандартного дефектоскопа УД2-12, измерительной головки и блока сопряжения с ПК. Для проведения измерений кубический образец устанавливается между излучателем и приемником и закрепляется на поворотной платформе, которая приводится в равномерное вращение при помощи электромеханического привода. Сигнал, проходя через образец, принимается приемным преобразователем акустической системы и поступает на вход дефектоскопа, в котором считывается его амплитуда. Далее сигнал оцифровывается, передается в параллельный порт компьютера и обрабатывается. Измерения производятся в трех взаимно перпендикулярных направлениях образца с шагом 1, 5 или 10° при двух положениях векторов поляризации ВП и ВС. По результатам измерений строятся круговые диаграммы – акустополяриграммы, по которым определяется пространственное положение элементов упругой симметрии (рис. 1). Затем, в соответствии с выявленными элементами упругой симметрии производят измерения скоростей прохождения продольной и квазипоперечных волн для каждой грани куба, определяются анизотропия упругих свойств, рассчитывается тензор упругих констант.

В некоторых случаях наблюдается дисимметризация акустополяриграмм, зарегистрированных при параллельной ориентации (ВП) излучателя и приемника УЗК. При повороте образца на 180°, не приводящем к изменению пути волны, фиксируется пониженная амплитуда прошедших волн. Это явление связано с наличием асимметрии в пространственном распределении преломленных породой квазипоперечных акустических волн и градиента чувствительности системы излучателя-приемника поляризованных УЗК. Градиент не существенен для эксперимента в геометрии ВС. Сказанное можно наглядно продемонстрировать на примере акустополяриграмм кристалла кварца.



Рис. 1. Акустополяриграммы образцов актинолитизированного метадолерита (а), биотитизированного амфиболита (b), гранат-биотит-плагиоклазового гнейса (с) и клинопироксенового роговообманкового амфиболита (d). Сплошная линия – геометрия эксперимента – ВП, точечная – ВС.

Нами был изготовлен кубик синтетического кварца размером $20 \times 20 \times 20$ мм, одна грань которого нормальна к оси третьего порядка L_3 , другая – оси второго порядка L_2 . Акустополяриграмма для геометрии ВС при прохождении волн вдоль оси кварца L_3 приближенно соответствует ожидаемой симметрии 6/mmm, в то время как в эксперименте с ВП на полученных диаграммах шестерная ось симметрии заменена на тройную (рис. 2, L_3). Известно, при прохождении акустических вдоль оси L_3 кварца, возникает коническая рефракция поперечных волн, угол рефракции составляет около 17° [2]. В данном направлении в кристаллах может распространяться продольная волна и множество поперечных с распределением направлений ВП по окружности конуса рефракции, описывающимся группой симметрии упругих свойств кварца \Im_m . Однако, если чувствительность приемника поляризованных волн однородна в направлении ВП, пространственное распределение ВП усредняется по площади датчика, и при повороте кристалла на 360° должна регистрироваться акустополяриграмма с видимой симметрией 6/mmm.

При наличии градиента чувствительности датчика вдоль ВП поворот кристалла кварца на 180° приведет к регистрации разных значений амплитуд пришедших волн с ВП, параллель-



Рис. 2. Акустополяриграммы кристалла синтетического кварца при движении фронта волны вдоль осей L₃, L₂ и механической оси кварца (\perp L₃, \perp L₂)

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

ным ВП излучателя. Результирующая симметрия акустополяриграммы будет иметь симметрию З_m распределения ВП по окружности конуса рефракции. Таким образом, при наличии градиента чувствительности на акустополяриграммах выявляется истинная симметрия упругих свойств кристалла. Акустополяриграммы, выполненные для двух других направлений нормальных оси L₃, полностью соответствуют симметрии упругих свойств кварца в данных кристаллографических направлениях.

Литература

1. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты, 1995. 204 с.

2. Сиротин Ю.И., Шаскольская М.П. Основы кристаллофизики. М.: Наука, 1979. 640 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ КАЧЕСТВЕННОГО И КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПРОБ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ НА СПЕКТРОМЕТРАХ СРМ-18, VRA-30, EDX-900HS

Горбунова Н.П, Татаринова Л.А, Хиллер В.В, Власов В.П, Ятлук Г.М, Неупокоева Г.С. Институт геологии и геохимии УрО РАН, Gorbunova@igg.uran.ru

В лаборатории физических и химических методов исследования минерального вещества Института геологии и геохимии УрО РАН метод рентгенофлуоресцентного анализа широко применяется для определения основных породообразующих и примесных элементов.

Объекты исследования: силикатные горные породы, гипербазиты, карбонатные и глинистые породы, железистые, хромитовые и марганцевые руды, металлы и сплавы, концентраты, образцы керамики, керна и др.

Применяемые методики:

1. «ГСИ. Породы горные и минералы. Методика выполнения измерений массовой доли химических элементов и их оксидов методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре рентгеновском многоканальном СРМ-18» МВИ 223.13.09.120/2007;

2. «ГСИ. Породы горные и минералы. Методика выполнения измерений массовой доли химических элементов и их оксидов методом рентгенофлуоресцентного анализа на энергодисперсионном рентгеновском спектрометре EDX-900HS» МВИ 223.13.09.123/2007.

3. ГОСТ 26318.14-84 «Метод определения потери массы при прокаливании».

4. ГОСТ 18262.3-88 «Метод определения закиси железа».

Средства измерения:

1. Многоканальный рентгеновский спектрометр СРМ-18 (НПО «Буревестник», Санкт-Петербург), переоснащенный компьютером с пакетом прикладных программ «Альфа»(ООО «Форатех», г. Екатеринбург) применяется для определения окислов породообразующих элементов Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe.

2. Энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр EDX900-HS фирмы SHIMADZU (Япония) используется для качественно-количественных определений от натрия до урана, количественного анализа Na₂O в кислых и основных породах, Rb, Sr и породообразующих элементов.

3. Рентгеновский кристалл-дифракционный анализатор VRA-30 («Карл Цейс», Германия), переоснащенный ПК с пакетом прикладных программ «VRA-new» и «VRA-spectr» (ООО «Форатех») применяется для определения рубидия и стронция, а также исследований рентгеновских спектров.

Требование к образцам: тонкоизмельченные порошки (пудра до 200 меш) обычно весом ~8-10 г. Из порошка (6 г) с добавлением связующего и борной кислоты прессуется двухслойная таблетка – излучатель диаметром 40 мм, пригодная для измерений на спектрометрах

СРМ-18, VRА-30 и EDX-900 HS. Из 1,5-2 г порошка изготавливается таблетка диаметром 20 мм. Небольшую пробу можно поместить в пластиковую кювету с дном из майларовой пленки.

Для определения потерь при прокаливании весовым химическим методом, закисного железа – объемным методом, окиси натрия в кварцитах и ультраосновных породах методом пламенной фотометрии расходуется 2-3 г порошка.

Выполняя качественно-количественный сравнительный анализ разнообразных объектов на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре EDX-900HS, монолитный образец может быть помещен в спектрометрический объем без какой-либо подготовки.

<u>Требования к кернам</u>: анализируемая поверхность плоская, область анализа (~10 мм диаметр) отмечена [3].

Калибровки приборов. Многокомпонентность, разнообразие химического и минералогического состава исследуемых объектов – порошков горных пород требуют достаточного количества образцов сравнения и особого внимания как аналитиков, так и заказчиков при постановке задачи. Анализ проводится по отдельным калибровкам для силикатов, гипербазитов, карбонатных и глинистых пород, железистых и хромитовых руд с использованием государственных стандартных образцов (ГСО), аттестованных смесей (АС) и проб известного состава [2]. В программном пакете спектрометра EDX-900HS фирмы SHIMADZU (Япония) реализован также способ фундаментальных параметров (FP), основанный на теоретической зависимости интенсивности флуоресценции от химического состава проб.

Вывод результатов анализа происходит на дисплей, в файл банка данных и протокол. Результаты выдаются заказчику в электронном виде.

Химическими методами определяются потери при прокаливании, малые содержания натрия и закисное железо.

Количественные методики выполнения измерений аттестованы ФГУП «Уральский научно-исследовательский институт метрологии» в 2007 г.

Пределы определения ряда элементов горных пород рентгеноспектральным флуоресцентным методом на CPM-I8 и EDX-900HS:

Элемент	Na ₂ O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	K_2O	CaO	TiO ₂ MnO,	V, Cr, Rb, Sr	Fe ₂ O _{3общ}
Пределы определения, %	1,5	0,3	0,1	2,0	0,05	0,03	0,3	0,02	0,003	0,50

Выводы. Проведенные методические и аналитические работы подтверждают широкие возможности рентгеновских спектрометров (многоканального, волнового, энергодисперсионно-го) для определения состава различных образцов.

Литература

1. *Хиллер В.В., Горбунова Н.П., Пупышев А.А. и др.* Применение энергодисперсионного рентгеновского спектрометра EDX-900HS для определения состава горных пород // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2006. С. 444-450.

2. Горбунова Н.П., Татаринова Л.А. Применение стандартных образцов предприятия – аттестованных смесей горных пород для повышения правильности рентгеноспектрального флуоресцентного анализа // Ежегодник-2007. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2008. С. 392-394.

3. Горбунова Н.П., Татаринова Л.А., Киямова А.А. Особенности определения состава различных порошковых и монолитных проб, идентификация образцов рентгенофлуоресцентным методом // Ежегодник-2008 Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009 (в печати).

КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ БОРОСИЛИКАТНЫХ СТЕКОЛ

Еремяшев В.Е., Осипов А.А., Осипова Л.М., Быков В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, vee-zlat@mineralogy.ru

Решение проблемы применения технологии иммобилизации радионуклидов с использованием стеклообразных матричных материалов связано с необходимостью детального исследования особенностей анионной структуры многокомпонентных боратных и боросиликатных стекол. Один из основных аспектов исследования структурных особенностей этих стекол связан с корректной оценкой доли немостиковых связей B-O-Me (Me – Li, Na, K). Увеличение содержания щелочного металла в составе боратных и боросиликатных стекол не всегда ведет к увеличению доли этого вида связи, так как сопровождается изменением координационного числа атомов бора и увеличением общего числа связей. Применение методов колебательной спектроскопии также не позволяет однозначно решить эту задачу. Это определяется сложностью спектров, невозможностью четко выделить в них полосы, связанные с колебаниями немостиковых связей, а также значительной ошибкой при расчете доли немостиковых связей по интенсивности этих полос.

В результате поиска дополнительных методов исследования для решения данной задачи было установлено, что высокой информативностью о структурных особенностях боратных и боросиликатных стекол обладает метод импульсной катодолюминесценции. При пробном исследовании серии силикатных, боратных, алюмосиликатных и боросиликатных стекол было установлено, что тип и доля немостиковых связей в структуре этих стекол находят отражение в спектрах ИКЛ. Высокая мощность и импульсный режим работы прибора приводит к тому, что значительная часть энергии рассеивается на элементах структуры, связанных с нарушениями трехмерной сетки. В данной работе рассматриваются результаты исследования методом импульсной катодолюминесценции структурных особенностей щелочных боратных и боросиликатных стекол.

Объектом исследования выступали литиевые, натриевые и калиевые щелочные боратные стекла и натриевые боросиликатные стекла (табл. 1). Для возбуждения ИКЛ использовался катодолюминесцентный импульсный анализатор веществ «КЛАВИ-Р». Облучение проводилось пакетом из 32 импульсов. Спектр люминесценции регистрировался в оптическом интервале длин волн (390-800 нм).

Было установлено, что все полученные спектры ИКЛ боратных стекол имеют похожий вид: в средней части регистрируемого диапазона наблюдается несимметричная по форме полоса с максимумом около 445-450 нм, интенсивность которой зависит от доли и типа оксида металла в составе стекла. В спектрах всех трех серий при увеличении содержания оксида металла в составе стекла интенсивность этой полосы увеличивается, а значение длины волны, соответствующее положению максимума, остается неизменным. Интенсивность этой полосы в стеклах литиевой, натриевой и калиевой серий, имеющих подобный состав, различна. Наименьшую интенсивность имеет люминесценция в стеклах литиевой системы, а наибольшую – в стеклах калиевой системы. При этом наблюдается смещение максимума полосы в длинноволновую часть спектра: от 445 нм в литиевой системе, до 450 нм в натриевой и 455 нм в калиевой. Как и в спектрах более простых по составу стекол, в спектрах стекол натриево-литиевой системы при увеличении доли оксида металла в составе стекла интенсивность доминирующей полосы возрастает. При постоянной общей мольной доле щелочных металлов и замещении лития на натрий интенсивность этой полосы люминесценции возрастает. В спектрах натриевых боросиликатных стекол установлен рост интенсивности полосы при увеличении в составе стекла как доли SiO,, так и доли щелочного металла. При увеличении доли SiO₂ в составе стекла также прослеживается изменение формы полосы, что обусловлено присутствием дополнительного плеча в длинноволновой части спектра с максимумом около 470-480 нм.

В рамках данного исследования было выполнено сопоставление полученных данных с данными о структуре исследованных стекол, полученных другими методами. Это позволило установить, что интенсивность полосы, доминирующей в спектрах ИКЛ, полученных для литиевых,

Таблица 1

Ofmanur	Компоненты (мольная доля)					K ou u correspond
Ооразцы	Li ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	B ₂ O ₃	SiO ₂	комментарии
1	-	-	-	1	-	Боратное стекло
2	0,05	-	-	0,95	-	
3	0,25	-	-	0,75	-	Литиевые боратные стекла
4	0,50	-	-	0,50	-	
5	-	0,05	-	0,95	-	
6	-	0,25	-	0,75	-	Натриевые боратные стекла
7	-	0,50	-	0,50	-	
8	-	-	0,05	0,95	-	
9	-	-	0,25	0,75	-	Калиевые боратные стекла
10	-	-	0,40	0,60	-	
11	0,4	0,1	-	0,5	-	
12	0,3	0,2	-	0,5	-	
13	0,3	0,1	-	0,6	-	
14	0,2	0,2	-	0,6	-	Щелочные боратные стекла
15	0,3	0,0	-	0,7	-	с двумя катионами-модификаторами
16	0,2	0,1	-	0,7	-	
17	0,1	0,2	-	0,7	-	
18	0,0	0,3	-	0,7	-	
19	-	0,02	-	0,26	0,72	
20	-	0,08	-	0,07	0,85	Шалонни на боросилнисати на стакла
21	-	0,1	-	0,2	0,7	щелочные обросиликатные стекла
22	-	0,15	-	0,15	0,7	

Состав исследованных стекол

натриевых и калиевых боратных стекол, определяется только долей немостиковых связей М-О-В структуре этих стекол. Сопоставление спектров боросиликатных стекол с ранее полученными спектрами щелочных силикатных и алюмосиликатных стекол указывает на то, что наблюдаемое в этих спектрах плечо обусловлено проявлением люминесценции центров, связанных с немостиковыми связями в силикатной части структуры боросиликатных стекол. Характер изменения спектров указывает на то, что при увеличении доли силикатной части структуры рост доли целочного металла в составе стекла сопровождается более значительным, по сравнению с боратной частью, увеличением доли немостиковых связей, координированных ионами этого металла.

По результатам исследования были сформулированы следующие выводы:

 интенсивность доминирующей полосы в спектрах импульсной катодолюминесценции щелочных боратных и боросиликатных стекол определяется долей немостиковых связей М-О-В в структуре этих стекол;

– интенсивность доминирующей полосы возрастает при замещении ионов щелочного металла в ряду Li-Na-K;

– рост интенсивности полосы, доминирующей в спектрах ИКЛ, при замещении ионов щелочного металла в ряду Li-Na-K, указывает на различное влияние этих ионов на образование немостиковых связей М-О-В в структуре этих стекол;

– влияние ионов щелочных металлов на процесс образования немостиковых связей увеличивается при переходе от боратных систем к боросиликатным (замещении бора на кремний);

– метод импульсной катодолюминесценции обладает высокой информативностью при исследовании структуры оксидных стекол.

Исследования выполнены в рамках Междисциплинарного проекта УрО РАН «Состав, структура и физика радиационно-термических эффектов в фосфатных и силикатных минералах и стеклах как основа для геохронологических построений и создания материалов для утилизации высокоактивных долгоживущих радионуклидов».

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ХИМИКО-СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРИМЕСНОГО СОСТАВА КВАРЦА

Зайнуллина Р.Т., Ардышев П.А.

Институт минералогии УрО РАН, zrt1011@mail.ru

Атомно-эмиссионный спектральный анализ широко используется в аналитических лабораториях из-за ряда неоспоримых достоинств, таких как многоэлементность, высокая чувствительность, производительность, относительно низкая стоимостью.

Анализ примесного состава кварца требует определения таких элементов как Al, Mg, Cu, Ti, Mn, Fe, Ca, Cr на уровне единиц ppm, что является сложной аналитической задачей.

Целью данной работы была отработка методики атомного спектрального анализа примесей в кварцевых концентратах с использованием спектрографа PGS-2. Выполненная модернизация спектрографа включала в себя установку современного дугового источника возбуждения спектра Prima, а также установку многоканальной системы регистрации спектров на основе фотоэлектронной кассеты ФЭК-9 (ООО «МОРС») с соответствующим программным обеспечением для измерения, обработки и хранения спектров.

Для достижения необходимой чувствительности было использована методика химического концентрирования на графитовой матрице. Пробоподготовка состояла из вскрытия (разложения) кварцевой крупки в парах фтороводородной кислоты при температуре 120-130° С в течение 48 часов. Пробы были помещены во фторопластовые лодочки, которые устанавливались в многосекционные автоклавы. При работе были использованы реактивы квалификации 'осч', которые в отдельных случаях подвергались дополнительной очистке. На всех стадиях пробоподготовки применялась особо чистая вода, полученная на установке ДВС-М\1НА (обратный осмос, ионообменные смолы) с одновременным контролем качества воды, что является важным фактором при проведении спектрального анализа. Для калибровки методики использовались сертифицированные многоэлементные стандартные образцы СОГ-21 (кафедра ФХМА УГТУ-УПИ).

В результате проведенной работы было выполнено следующее:

 – определены оптимальные условия измерения (дуговой разряд переменного тока силой 10 А, время экспозиции 40 с., проба кварца 1,5 г, количество графитовой матрицы – 0,03 г)

 построены калибровочные кривые логарифмической зависимости интенсивности линий в спектре испускания от концентрации определяемых элементов;

– проведены определения примесного состава кварца (JOTA-кварц фирмы Юнимен, SSQ, гранулированный кварц Кузнечихинского, Кыштымского, Аргазинского, Вязовского, Иткульского месторождений) и проведен анализ полученных данных.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 18 и гранта РНП 2.1.1/5741.

ПРИМЕНЕНИЕ РАМАНОВСКОЙ МИКРО-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ БИОГЕННОГО АПАТИТА

Киселева Д.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Kiseleva@igg.uran.ru

Спектроскопические методы в частности, ИК-спектроскопия и спектроскопия комбинационного рассеяния света (КРС, рамановская спектроскопия), являются основными в изучении особенностей структуры и дефектообразования органо-минеральных агрегатов – костных и зубных тканей; они позволяют получать информацию об особенностях их локальной молекулярной структуры. Колебательная рамановская спектроскопия обладает рядом преимуществ, среди которых стоит упомянуть высокое пространственное разрешение (до 0,5-1 мкм), простоту пробо-

подготовки, сниженные требования к образцу (его не обязательно монтировать, он может быть непрозрачным, гидратированным), отсутствие разрушений образца после анализа. Колебательные полосы спектра настолько узки, что даже малые сдвиги частоты и изменения формы линий с легкостью фиксируются на спектре, что, в свою очередь, позволяет различать разнообразные химические соединения [6].

Метод рамановской спектроскопии широко применяется в исследованиях современной и ископаемой костной и зубной ткани и является дополняющим ИК-спектроскопию для изучения структурных изменений и межмолекулярных реакций. В биологических тканях рамановская спектроскопия фиксирует молекулярные и ионные колебания минеральных соединений, таких, как фосфат, карбонат и гидрофосфат-ионы, а также многочисленные колебания, происходящие от протеиновой матрицы. На спектрах симметричные колебания молекул или ионов являются самыми интенсивными [6]. Разрушение кристаллической решетки кости в совокупности с встраиванием в ее структуру «экзотических» ионов отражается на рамановских спектрах ископаемых костных тканей [7]. По КРС-спектрам авторы оценивали степень замещения матричных ионов, ионную гетерогенность, относительное содержание структурных карбонат-ионов, наличие карбоната кальция и люминесцирующих ионов. Также по рамановским спектрам костной ткани с возрастом около 3000 лет был сделан вывод о вхождении карбоната кальция в гидроксиапатитовую матрицу при фоссилизации [3]. В работе [9] проведено рамановское микроскопическое картирование молекулярных группировок минеральной и органической компоненты зуба человека: распределение органических веществ оценивалось по валентному колебанию связи С-Н в области 2880-2700 см⁻¹, фосфат- и карбонат ионов – по симметричным валентным колебаниям $v_{(PO)}$ при 961 см⁻¹ и v(CO) при 1070 см⁻¹. В статье [4] приводится обзор по применению рамановской спектроскопии в биомедицинских исследованиях, в частности, исследование костных имплантантов, покрытых тонкими слоями улучшающих биосовместимость материалов; изучены плотность, кристалличность, распределение протеинов. В исследовании современных зубных тканей рамановская спектроскопия широко применяется в стоматологии при оценке воздействия различных процедур препарирования зуба для последующего пломбирования или протезирования, таких, как кислотное травление или обработка лазером [5]. При этом проводится оценка изменения минеральной и органической составляющих дентина и эмали.

На рис. 1 приведены типичные рамановские спектры костной ткани человека (здоровой и пораженной коксартрозом) в диапазоне 150-3400 см⁻¹. Интерпретация линий спектра по данным [6; 1] приведена в табл. 1.

Пики 1508 и 1250 см⁻¹ исследователями приписываются эпоксидной смоле и исключаются из рассмотрения; наиболее информативные участки спектра рассматриваются ниже.

Область 920-980 см⁻¹. Линия симметричного валентного колебания $PO_4^{3-}(v_1)$ является самой интенсивной в спектре минерализованной ткани. Ее особенностью является высокая чувствительность к минеральному окружению: частота и форма этой линии зависят от локального окружения и изменяются вследствие ионных замещений и изменения степени кристалличности. Во многих исследованиях апатитовых тканей и синтетических апатитов частота линии $PO_4^{3-}(v_1)$ связывалась с составом окружающего минерала [6].

В рамановской спектроскопии минерализованных тканей принято классифицировать апатитовое окружение с использованием трех широких категорий с различными частотами соответствующих линий. В замещенном карбонат-апатите В-типа (карбонат-ионы замещают фосфат-ионы в решетке апатита) фосфатная линия v_1 проявляется в диапазоне 955-959 см⁻¹. В высококристаллическом незамещенном гидроксиапатите линия v_1 сдвигается в область 962-964 см⁻¹. И, наконец, линия с частотой 945-950 см⁻¹ свидетельствует о наличии разупорядоченной фосфатной решетки апатита [6]. Происходит ли это вследствие замещений А-типа (карбонат-ионы замещают гидроксил-ионы) или из-за присутствия аморфного фосфата кальция, неясно; авторы [6] используют термин «разупорядоченный фосфат». В общем случае, в костной и зубной ткани полоса фосфата v_1 является суперпозицией всех трех составляющих; обычно она имеет несимметричную форму из-за вклада колебаний разупорядоченного фосфата и незамещенного гидроскиапатита. Для оценки степени кристалличности апатита используют вычисление ширины линии фосфата v_1 на ее полувысоте.





A1, A2 – здоровая; B6, D2, C4 – пораженная коксартрозом ткань. Рамановский спектрометр LabRam HR (HORIBA Scientific) с лазером возбуждения 632 нм.

Таблица 1

Интерпретация полос в рамановском спектре костной (зубной) ткани

Рамановский частотный сдвиг, см ⁻¹	Фрагмент, колебание
430	PO ₄ ³⁻ v ₄ (P-O деформационное)*
580	PO ₄ ³⁻ v ₄ (P-O деформационное)*
855	Бензольное кольцо пролина
876	Бензольное кольцо гидроксипролина
950-964	PO_4^{3-} v ₁ (P-O симметричное валентное)*
1001-1003	«Дыхательная» мода бензольного кольца фенилаланина
1030	$PO_4^{3-}v_3$ (P-O асимметричное валентное)*
1045	PO_4^{3-} v ₃ (P-O асимметричное валентное)*
1065-1070	$CO_3^{2-} v_1$ замещение В-типа (С-О плоскостное валентное)*
1245-1270	Амид III, С-N-Н валентное
1445	СН ₂ деформационное крутильное
1555-1565	Амид II, С-N-Н валентное
1610-1620	Y8a (колебания побочной цепочки тирозина)
1665	Амид I, С-С-Н валентное
2880-2935, 3070	Колебания С-Н
3350	Колебания С-N

* полоса минеральной составляющей

Область 1065-1070 см⁻¹ соответствует колебаниям карбонат-иона В-типа. Для оценки отношения фосфат/карбонат принято использовать отношения интенсивностей соответствующих пиков рамановского спектра: 959 см⁻¹ для PO₄³⁻ и 1070 см⁻¹ для CO₃²⁻, причем можно использовать как отношение амплитуд пиков, так и их площадей.

Область 1400-1800 см⁻¹. Колебания органической матрицы в данной области обусловлены, в основном, двумя разновидностями связей: колебания связей -CO-NH-, формирующих белковую основу, и колебания, связанные с боковыми цепочками аминокислот. На рамановских спектрах наиболее ярко проявляются пики белковых связей амидной группировки -CONH₂, имеющей 9 колебательных мод: амид I (1655-1675 см⁻¹), который представляет собой, главным образом, валентное колебание C=O; амид II (1560 см⁻¹, деформационное колебание N-H, валентное C-N); амид III (1240-1260 см⁻¹, валентное С-N, деформационное N-H) [1]. Низкоинтенсивное плечо пика при 1620 см⁻¹ авторы [1] соотносят с колебаниями боковой цепочки тирозина Y8a. Пик 1450 см⁻¹ соответствует деформационному крутильному колебанию CH₂ в коллагене (два атома водорода, ковалентно связанных с одним и тем же атомом углерода, симметрично двигаются подобно веслам при гребле) [2]. Во многих публикациях пик колебаний амида I (1665 см⁻¹) используется для оценки относительного содержания органической матрицы и расчета отношений минерал/органическая матрица [1, 6]. В работе [1] исследовано влияние возраста костной кортикальной ткани и дентина на амплитуду пика амида I: с увеличением возраста возрастает и высота пика.

Область 2750-3350 см⁻¹. Пики в этой области исследователи [8] соотносят с колебаниями связей С-Н (2880-2935, 3070 см⁻¹) и С-N (3320, 3435 см⁻¹) в коллагене. Упомянутыми авторами пик при 2940 см⁻¹ использовался для оценки соотношения минерал/коллаген по отношению площадей пиков 960 см⁻¹/2940 см⁻¹.

Таким образом, рамановская микро-спектроскопия является перспективным методом исследования минерального вещества (в частности, биогенного апатита костных и зубных тканей млекопитающих и человека) и незаменимым дополнением к методам инфракрасной микро-спектроскопии.

Литература

1. Ager III J.W., Nalla R.K., Balooch G. et al. On the Increasing Fragility of Human Teeth With Age: A Deep-UV Resonance Raman Study // Journal of Bone and Mineral Research, 2006. V. 21. № 12. P. 1879-1887.

2. Draper E.R.C., Morris M.D., Camacho N.P. et all. Novel Assessment of Bone Using Time-Resolved Transcutaneous Raman Spectroscopy // Journal of Bone and Mineral Research, 2005. V. 20, № 11. P. 1968-1972.

3. Edwards H.G.M., Farwell D.W., de Faria D.L.A. et al. Raman spectroscopic study of 3000year-old human skeletal remains from a sambaqui, Santa Catarina, Brazil // Journal of Raman Spectroscopy, 2001. V. 32. № 1. P. 17-22.

4. Otto C., de Grauw C.J., Duindam J.J. et al. Applications of Micro-Raman Imaging in Biomedical Research // Journal of Raman Spectroscopy, 1998. V. 28. № 2-3. P. 143-150.

5. Soares L.E.S., Brugnera Junior A., Zanin F. et al. Molecular analysis of Er: YAG laser irradiation on dentin // Braz. Dent. J., 2006. Vol. 17. № 1. P. 15-19.

6. *Tarnowski C.P., Ignelzi Jr M.A., Morris M.D.* Mineralization of Developing Mouse Calvaria as Revealed by Raman Microspectroscopy // Journal of Bone and Mineral Research., 2002. V. 17. № 6. P. 1118-1126.

7. *Thomas D.B., Fordyce R.E., Frew R.D. et al.* A rapid, non-destructive method of detecting diagenetic alteration in fossil bone using Raman spectroscopy // Journal of Raman Spectroscopy, 2007. V. 38. № 12. P. 1533-1537.

8. *Uthgenannt B.A., Kramer M.H., Hwu J.A. et al.* Skeletal Self-Repair: Stress Fracture Healing by Rapid Formation and Densification of Woven Bone // Journal of Bone and Mineral Research, 2007. V. 22. № 10. P. 1548-1556.

9. Wentrup-Byrne E., Armstrong C.A., Armstrong R.S. et al. Fourier Transform Raman Microscopic Mapping of the Molecular Components in a Human Tooth // Journal of Raman Spectroscopy, 1998. V. 28. № 2-3. P. 151-158.

МЕТОД КВАДРУПОЛЬНОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ (ИСП-МС) В ИССЛЕДОВАНИЯХ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

Киселева Д.В., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Kiseleva@igg.uran.ru

Большинство современных геохимических исследований базируются на масс-спектрометрических данных; масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) занимает лидирующую позицию в элементном и изотопном анализе благодаря высокой чувствительности, многокомпонентности, универсальности и скорости анализа. Масс-спектрометрические методы анализа основаны на разделении ионов в соответствии с соотношением массы к заряду (m/z) под действием электрического и магнитного полей и регистрации ионных токов. По данным [6], «появление масс-спектрометрии с ИСП в 1977-1978 гг. связано с созданием в США первого экспериментального масс-спектрометра с наружным источником ионов, получаемых с помощью высокочастотного индуктивно-связанного электрического разряда в потоке аргона при атмосферном давлении». Первые серийные масс-спектрометры с квадрупольным анализатором и ИСП были выпущены фирмами Sciex (Канада) и VG (Англия) в 1983 г. Достоинствами квадрупольного масс-анализатора являются простота конструкции, высокая чувствительность, малые габариты; к недостаткам относят низкую разрешающую способность. По данным [6] на 2004 г., «из 80 созданных к 2006 г. коммерческих моделей ИСП-масс-спектрометров более 60 имеют квадрупольный анализатор, 16 моделей снабжены магнитосекторными и электростатическими анализаторами высокого разрешения, 2 модели содержат в себе времяпролетные анализаторы и 4 сконструированы на базе ионной ловушки; продажа упомянутых спектрометров оценена по типам анализаторов следующим образом: квадрупольные 86 %, высокого разрешения 13 %, времяпролетные – 1 %».

Методы анализа, используемые в ИСП-МС. Количественной анализ проводится с построением градуировочных зависимостей с использованием мультиэлементных смесей различных элементов в растворе; погрешность количественных определений не превышает 3-5 %. Полуколичественный (приближенно-количественный) анализ – определение с погрешностью до 30 % практически всех элементов с применением одного стандартного образца, содержащего небольшое число анализируемых элементов с краев и середины диапазона масс. При этом масс-спектр регистрируется целиком; программное обеспечение автоматически производит коррекцию изобарных и молекулярных наложений и предоставляет информацию о каждом из присутствующих элементов, включая его концентрацию. В режиме анализа изотопных отношений (IR, isotope ratio) измеряется точное отношение двух изотопов элемента в образце. При использовании данного метода сравнивается содержание интересующего изотопа с содержанием изотопа сравнения этого же элемента. Изотопные отношения, полученные этим методом, характеризуются высокой точностью и воспроизводимостью. Приборы квадрупольного типа позволяют выполнять измерения изотопных отношений с погрешностью в пределах 0,1-0,5 % [5].

Масс-спектрометр ELAN 9000. Приборы этой серии имеют классическую схему квадрупольного масс-анализатора, который генерирует масс-спектры, линейно изменяя переменную радиочастотную и постоянную составляющие напряжения на стержнях квадруполя. Масса ионов, которые достигают квадруполя, является линейной функцией приложенного напряжения. Полный масс-спектр от 1 до 269 а. е. м. может быть просканирован за миллисекунды. Ввод проб в массспектрометр осуществляется двумя способами: в жидком состоянии и в виде аэрозоля, полученного при лазерном испарении твердого образца. Для переведения в раствор используется микроволновое и автоклавное разложение; для анализа твердых проб – приставка для лазерной абляции.

Примеры масс-спектрометрических исследований. В лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН масс-спектрометр ELAN9000 используется для исследований элементного и изотопного состава горных пород и минералов, разнообразных экологических, биологических и техногенных объектов, в частности:



Рис. 3. Сопоставление полученных на масс-спектрометре ELAN 9000 изотопных отношений свинца в стандартном образце галенита NBS-981 с паспортными данными. Рис. 1. Распределение РЗЭ в конодонтах ассельского яруса (а) и ископаемых костных остатках (б). Нормировка на постархейские австралийские сланцы – PAAS. Стрелками обозначено направление процессов фоссилизации.



Рис. 2. Элементный состав водопроводной воды



– для определения элементного состава широкого круга горных пород и минералов из микронавесок (до 3-5 мг) (рис. 1);

– для анализа элементного состава разнообразных биоминеральных образований – зубных и костных тканей современных и ископаемых млекопитающих и человека, строматолитов, современных цианобактериальных матов, конодонтов и др. [1, 2, 4], (см. рис. 1);

- для определения элементного состава природных и питьевых вод (рис. 2);

– для изотопного анализа свинца и урана в цирконах с использованием метода изотопного разбавления [3] (рис. 3).

Работа выполнена в рамках программ РАН № 14 «Научные основы рационального природопользования» и №20 «Создание и совершенствование методов химического анализа».

Литература

1. Вотяков С.Л., Киселева Д.В., Розанов А.Ю. и др. Мультиэлементный масс-спектрометрический микроанализ в исследованиях биоминеральных образований // Литосфера, 2007. № 1. С. 123-137.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

2. Вотяков С.Л., Смирнов Н.Г., Киселева Д.В. и др. Кристаллохимия, микроморфология и свойства биоминералов костных остатков млекопитающих четвертичного периода // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 230-238.

3. *Киселева Д.В., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К.* Опыт использования масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой для определения изотопного состава урана и свинца в геологических объектах // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 435-437.

4. Мандра Ю.В., Вотяков С.Л., Киселева Д.В. Современные диагностические подходы в изучении микроэлементного состава твердых тканей зубов при повышенной стираемости // Уральский медицинский журнал, 2008. № 10(50). С. 85-89.

5. Пупышев А.А., Сермягин Б.А. Дискриминация ионов по массе при изотопном анализе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2006. 132 с.

6. Пупышев А.А., Суриков В.Т. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Образование ионов. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 276 с.

ИК-МИКРОСКОПИЯ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ БИОГЕННОГО АПАТИТА ИСКОПАЕМЫХ И СОВРЕМЕННЫХ КОСТНЫХ ТКАНЕЙ

Киселева Д.В.*, Штенберг М.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Kiseleva@igg.uran.ru **Институт минералогии УрО РАН, г. Muacc, shtenberg@mineralogy.ru

Спектроскопические методы перспективны в изучении особенностей структуры и дефектообразования в биокостных и зубных образованиях, в частности, ИК-спектроскопия позволяет получать информацию об особенностях их локальной атомной структуры [1], где выполнено детальное ИК-исследование зубной эмали. Дальнейшие успехи ИК-спектроскопии в изучении минерализованных костных и зубных тканей стали возможны благодаря развитию инструментального обеспечения микроскопических методов, позволяющих получать спектры от микронных участков ткани, а также улучшению аппарата анализа данных.

В настоящей работе ИК-микроскопические исследования отдельных участков ископаемых и современных костных тканей были выполнены на ИК-спектрометре Continuum с приставкой



для микроскопических исследований; спектры получены в области 400-4000 см⁻¹ в режиме отражения при 1024 сканированиях, растре 75×75 мкм и разрешении 4 см⁻¹; результаты обрабатывались в программе PeakFit.v4.11. Спектры отражения костных остатков получены как для наружной поверхности, соприкасавшейся при фоссилизации с внешними грунтовыми водами, почвой, породой и др., так и для внутренней, «вскрытой» после эксгумации остатка в лабораторных

Рис. 1. Типичные ИК-спектры поглощения ископаемого костного остатка (Идрисовская пещера, плейстоцен, 1 – в стандартном интегральном режиме записи, 2 – в режиме ИК-микроскопии), упрощенная схема оценки степени его кристалличности и относительного содержание карбонат-ионов (соотношение CO_3/PO_4) по амплитудам 564, 585, 604, 1035 и 1415 см⁻¹. условиях; в последующем спектры отражения пересчитывались на спектры поглощения с использованием стандартного программного пакета, входящего в комплект поставки ИК-микроскопа и спектрометра Continuum.

Цель исследования – анализ динамики изменения ИК-спектров ископаемых костных тканей как индикатора процесса их фоссилизации.

Сопоставление ИК-спектров, полученных в стандартном (интегральном) режиме для поликристаллических проб, запрессованных в таблетки с КВг, и в локальном режиме ИК-микроскопии, свидетельствует об их значительном различии, в первую очередь по величине спектрального разрешения и реализуемого отношения сигнал/шум: для ИК-микроскопических спектров эти показатели значительно ниже, и, как следствие, их «качество» по сравнению со стандартными ИК-спектрами поглощения значительно хуже (рис. 1).

На ИК-микроскопических спектрах костных остатков выделяются три основные группы плохо-разрешенных полос поглощения 450-600, 750-1200 и 1350-1550 см⁻¹, соответствующих колебаниями орто-фосфорного PO_4^{3-} и карбонат-иона, а также других фрагментов минеральной компоненты; полос поглощения от молекулярной воды и ОН⁻-группировок не фиксируется (см. рис. 1). Отмечено, что качество спектров, полученных от внутренней части костных тканей, несколько хуже по сравнению с таковым для внешней, что, по-видимому, отражает различную отражательную способность поверхностей. По локальным ИК-микроскопическим спектрам, полученным от внешних поверхностей костных остатков, проведены оценки трех численных параметров – индекса их кристалличности (величины инфракрасного расщепления IRSF), степени ионности-ковалентности связей в орто-фосфорной группировке и относительного содержания карбонат-ионов (соотношение CO_3/PO_4) в минеральной компоненте костных остатков. Оценка степени ионности-ковалентности связей в орто-фосфорной группировке выполнена по отношению элементарных составляющих с максимумами 1100 и 1055 см⁻¹, для чего было проведено разложение профиля суммарного поглощения на элементарные компоненты лоренцевой формы (рис. 2).

Численные данные по степени кристалличности, относительному содержанию карбонатионов и степени ионности-ковалентности связей P-O₃/P-O₁, полученные в стандартном (интегральном) режиме (для поликристаллических образцов, запрессованных в таблетки с KBr) весьма значимо отличаются от таковых, полученных в режиме ИК-микроскопии для фрагментов костных остатков. Представляется, что это вызвано как чисто техническими особенностями двух режимов работы ИК-спектрометров, так и физико-химическими различиями свойств поверхности костного остатка и его объема. Исследования в данном направлении требуют продолжения.

Таким образом, на основе выполненного анализа данных ИК-микроскопии (локальных ИКспектров) костных остатков выполнен анализ преобразования неорганической компоненты костных остатков (степени ее упорядочения, ионности химической связи, содержания и межпозиционного распределения карбонат-ионов) как индикатора процесса их фоссилизации; проанализированы вариации параметров по внешним и внутренним участкам костных фрагментов.

Литература

1. *Elliott J.C.* Calcium Phosphate, Biominerals // Reviews in mineralogy and geochemistry, 2002. V. 48. Phosphates. P. 427-453.

Рис. 2. Фрагмент ИК-микроскопического спектра (1) ископаемого костного остатка в области колебаний сложного фосфатиона PO_4^{3-} и его разложение на элементарные лоренцевы компоненты (36-76) с максимумами 1040, 1055, 1070, 1090 и 1100 см⁻¹; кривая 2 – расчетная суперпозиция составляющих.



ИНФРАКРАСНАЯ ФУРЬЕ СПЕКТРОСКОПИЯ ВОДЫ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ СТЕКЛАХ

Крылова М.А., Лебедева С.М., Быков В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, maryakrylova@mail.ru

Стекла базальтового состава обычно образуются при подводном излиянии базальтовой магмы, и исследование состояния и структурного положения воды в базальтовых стеклах представляет большой интерес. Содержание воды в базальтовых стеклах обычно не превышает 1 вес. %, и это связано с ее низкой растворимостью в расплаве при небольших давлениях, характерных для излияния магмы в приповерхностных условия [1, 2].

Были изучены образцы стекла из корочек закалки базальтов тройного сочленения Буве (табл. 1). Инфракрасные спектры регистрировались на ИК Фурье-спектрометре NEXUS-870, оснащенном микроскопом Continuum. Низкотемпературные (до -150 °C) ИК спектры базальтовых стекол регистрировались с использованием температурной ячейки Specac, которая устанавливалась в кюветное отделение спектрометра.

Инфракрасные спектры базальтовых стекол характеризуются широкой полосой с максимумом около 3500 см⁻¹, связанной с фундаментальными валентными колебаниями ОН-групп (рис. 1, а). Эта полоса обусловлена вкладом как молекулярной воды, так и гидроксильных групп, присутствующих в стеклах. Водородное связывание приводит к асимметрии полосы, которая имеет протяженное крыло, распространяющееся в область более низких волновых чисел.

В соответствии с законом Ламберта-Бэра, по линейной интенсивности полосы 3550 см⁻¹ было определено общее содержание воды в базальтовых стеклах с использованием коэффициента молярного поглощения для стекол базальтового состава [3]. Установлено, что концентрация воды лежит в пределах от 0,1 до 1,3 вес. % (см. табл. 1).

Таблица 1

№ образца	Содержание H ₂ O, вес. %	Место отбора
S18-16/37	1,32	
S18-16/12	1,03	
S18-30/3	0,88	Рифтовая долина ЮЗИХ
S18-31/1	0,61	
S18-37/2	0,54	
S18-48/20	0,35	Bud Topog Topula CAV
S18-48/6	0,13	гифтовая долина САХ
S18-10/7	0,26	Трансформный разлом Буве

Содержание воды в океанических базальтах



Рис. 1. Низкотемпературные ИК спектры пропускания базальтового стекла:

а – образец S18-10/7, b – S18-16/37. Полосы, обозначенные звездочками, являются артефактами и связаны с особенностями приготовления образцов.

Следует отметить, что относительно неизмененные гомогенные стекла S18-48/6, S18-10/7 содержат небольшие количества воды, тогда как степень кристалличности образцов S18-16/12, S18-31/1, S18-16/37 выше, и содержание воды в них значительно больше. В образцах с большим количеством воды появляется интенсивная полоса в области 1630 см⁻¹, обусловленная деформационными колебаниями молекул воды (рис. 1, b). Это согласуется с результатами работ [3-5], в которых показано, что при низких общих содержаниях воды в расплавах она растворяется как гидроксильные группы, а при высоких – появляется и доминирует вода в молекулярной форме.

Отсутствие изменений в инфракрасных спектрах как в области валентных, так и деформационных колебаний (см. рис. 1) при охлаждении до -150 °С показывает, что молекулярная вода не превращается в лед, спектр которого существенно отличается от спектра воды. Это свидетельствует о том, что молекулярная вода не образует отдельной фазы в базальтовых стеклах (газово-жидкие включения, вода в трещинах или межзерновом пространстве и т. д.), а является структурной примесью и существует в виде отдельных молекул или кластеров небольшого размера.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы интеграционных исследований УрО-СО РАН, Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 07-05-96031) и грантов молодых ученых УрО РАН, РНП 2.1.1/5741.

Литература

1. Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H_2O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // Mineralogy and Petrology, 1996. V. 57. No 3-4. P. 185-205.

2. Johnson M.C., Anderson A.T., Retherford M.J. Pre-eruptive volatile contents of magmas // Rev. Mineral., 1994. V. 30. P. 281-330.

3. *Dixon J.E., Stolper M.E., Holloway J.R.* An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids // J. Petrol., 1994. V. 35. P. 1-87.

4. Newman S., Stolper E.M., Epstcin S. Measurement of water in rhyolitic glass: Calibration of an infrared spectroscopic technique // Am. Miner., 1986. V. 71. № 11-12. P. 1527-1541.

5. *Stolper E.W.* Water in Silicate Glasses: An Infrared Spectroscopic Study // Contribution Mineralogy and Petrology, 1982. V. 81. № 1. P. 1-17.

ТЕХНОЛОГИЯ ИТЕРАЦИОННОГО СТРУКТУРИРОВАНИЯ ТЕКСТОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Кувшинова Л.А., Кувшинова К.А., Куприянова И.И., Скоробогатова Н.В., Клименцова Н.И.

ФГУП ВИМС, Москва, Россия, niknik@yandex.ru

Современная эпоха, переходная от индустриального общества к информационному, ставит перед наукой, как одну из главных задач, сохранение накопленного разнообразия.

В настоящее время в различных организациях существует большое количество научной информации описательного характера разного объема и назначения, собранной на протяжении многих лет при проведении исследовательских работ. Часть ее сопровождается электронными каталогами, созданными на основе разнообразного программного обеспечения. Однако стихийная систематизация информации, проводимая на локальном уровне в различных организациях, породила дополнительную проблему – проблему доступа к оцифрованной информации, которая оказалась рассредоточенной по различным компьютерным технологиям.

Помимо этого, предлагаемый при создании информационной системы (ИС) формат, как правило, не учитывает специфики и нюансов первоначальной записи, осуществленной на местах, что приводит к потере информации, выхолащиванию, а порой, и к потере смысла записи. Это

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И РУД

обстоятельство порождает незаинтересованность экспертов на местах концентрации информации в заполнении искусственно кем-то созданных форм.

Отсутствие эффективной технологии перевода исходной информации в базы ИС одна из причин, не позволяющая создать распределенную базу данных (БД), доступную широкому кругу исследователей.

Структурирование текстовой информации является одним из ключевых моментов создания ИС. От степени и принципа систематизации исходной информации зависит качество (в частности, организация запросов) и эффективность разрабатываемой системы.

Однако, особенности информационной инфраструктуры научных материалов (неоднородность, разноуровневость и рассредоточенность первичной информации), низкий уровень формализации информации и различные принципы формирования и учета, выработанные на местах в различных организациях делают задачу структурирования текстовой информации чрезвычайно трудной и многозатратной.

Преодоление этой проблемы возможно на основе унификации уже оцифрованной информации, что позволит объединить разрозненные данные в единый распределенный банк данных.

В данной работе предлагается технология структурирования исходной информации, опирающаяся на первоисточник, т. е создание авторских справочников и увязка их с исходными записями. Это позволяет не разрушать первоначальную информацию и оставлять ее в научном обороте в первозданном виде. По мере необходимости, авторские справочники могут унифицироваться, не теряя связи с первоисточником.

Разработанное программное приложение позволяет к формализации данных подойти итерационно, проводя структурирование отдельных порций информации, что приводит к масштабируемому решению проблемы.

Это дает возможность структурировать в рабочем порядке любой объем информации и любыми порциями без привлечения больших коллективов специалистов и предварительной унификации.

Такой подход позволяет формализацию первичной информации передать непосредственно специалистам (экспертам или «источникам информации»), владеющим материалом, создавая для экспертов ограниченно автономные клиентские рабочие места в соответствии с их интересами, что обеспечит заинтересованность специалистов и, как следствие, высокий, квалифицированный уровень унификации текстового описания.

Практическая реализация технологии структурирования текстового описания основана на использовании различных механизмов автоматизации: учет наличия или отсутствия разделителей в записях (точка, запятая и т. д.), наличия групп в рамках тематического справочника (например, в справочнике административного деления к групповым понятиям относятся такие слова как «район», «область» и т. д., в географическом справочнике «река», «гора» и т. д., и т. п.).

В данной работе рассматривается тестовый вариант структурирования текстовой информации на примере наиболее раннего каталога, хранящегося в музее ВИМСа с использованием программного приложения «КРМ-Музей», предназначенного для обслуживания модели клиентского рабочего места в музее ВИМСа.

«Инвенторная книга образцов» охватывает период с 1911 по 1939 гг., содержит 6966 записей образцов (96 коллекций) и как правило, 3 поля: № образца, описание образца и привязка.

Текстовая информация, описывающая каменный материал, состоит из ряда смысловых фрагментов (разной степени значимости и востребованности) и соединительных слов и включает административные, географические, геологические характеристики, авторов коллекций и т. д. Кроме этого имеется текст, который, либо не поддается структурированию, либо не востребован, либо неинформативен. Целью компьютерной технологии является рассортировать смысловые фрагменты по темам, степени значимости и востребованности, сформировав авторские справочники, которые будут увязаны с первоисточником. Такой подход позволит иметь в распоряжении не только БД индивидуальной структуры и проводить унификацию геологической информации, но и иметь в распоряжении всю накопленную информацию с неповторимыми текстовыми особенностями.

Использование предлагаемой технологии применительно к тестовому варианту текстовой информации позволил структурировать исходный текст, представив его в виде авторских спра-
вочников разного типа (тематических, внутренних и справочника невостребованной информации) и увязать эти справочники с текстом.

Представленная процедура итерационного структурирования является составной частью разрабатываемой территориально распределенной информационной системы каменного материала кластерного типа. Полученный результат структурирования выбранного объема информации, при желании его автора, может быть унифицирован и включен в виде кластера в разрабатываемую территориально распределенную БД.

В то же время, разработанное нами программное приложение итерационного структурирования является самостоятельным продуктом и может быть успешно и эффективно использовано специалистами любой области, занимающимися сбором и систематизацией описательной информации для унификации любого исходного текста и создания локальных БД.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИОННО-ЛУЧЕВОЙ ОБРАБОТКИ МИНЕРАЛОВ И ИХ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ

Лопатин О.Н.

Казанский государственный университет, Казань, oleg.lopatin@ksu.ru

Доклад посвящен экспериментальному изучению кристаллохимии минералов и их синтетических аналогов, свойства которых модифицированы методом высокодозной ионной имплантации.

Методика ионной имплантации подразумевает ионно-лучевую обработку поверхности вещества потоком высокоэнергетичных ионов различных химических элементов. Имплантация ускоренных до энергии 40 кэВ ионов переходных химических элементов в образцы минералов и их синтетических аналогов выполнялась на ионно-лучевом ускорителе ИЛУ-3 при комнатной температуре в остаточном вакууме 10^{-5} Торр. Доза облучения варьировалась от $0,1\times10^{17}$ до $3,0\times10^{17}$ ион/см² при постоянной плотности ионного тока, порядка 10 мкА/см². При данных режимах имплантации средний пробег ионов в матрице минерала составляет 20-30 нм и большая часть внедренной примеси залегает в поверхностном слое образца на глубине до 50 нм. Процесс торможения высокоэнергетичных ионов при высоких значениях дозы облучения приводит зачастую к полной структурной аморфизации приповерхностного слоя образца. В связи с этим, для отжига радиационных дефектов, рекристаллизации структуры и разгона внедренной примеси по кристаллу требуется постимплантационная термическая обработка облученной матрицы.

Высокодозная имплантация ионов железа в бесцветные пластины уральского горного хрусталя и термическая обработка образцов привели к изменению окраски последних на желтовато-оранжевую. Изучение обработанных образцов методами адсорбционной оптической спектроскопии и дифференциального термомагнитного анализа позволило связать появление новообразованной окраски с наличием в образцах тонко распыленной фазы гематита [4].

Имплантация ионов марганца в кристаллы уральского кварца и пластины бесцветного синтетического корунда и термическая обработка данных образцов привели к возникновению, как у кварца, так и у корунда, стойкой розовато-коричневой окраски. Изучение имплантантов термомагнитным анализом позволило объяснить возникновение наведенной розовато-коричневой окраски образцов наличием в обработанных матрицах кварца самостоятельной ультрадисперсной парамагнитной фазы (курнакит-гаусманита). Изменение окраски корундов в процессе имплантации и отжига объясняется формированием в матрице корунда самостоятельной фазы шпинелида, и вхождением ионов двухвалентного марганца в тетраэдрические позиции структуры шпинели [6].

Имплантация высокоэнергетичных ионов кобальта в бесцветные пластины синтетического корунда и их постимплантационная обработка привели к изменению окраски пластин на голубую, сравнимую с таковой у природных сапфиров. Рентгендифрактометрическое изучение имплантированных и отожженных пластин голубого корунда позволило выявить в матрице новообразованную фазу шпинели, сформированной, очевидно, по эпитаксиальному механизму роста. Наведенная голубая окраска корунда объясняется электронными переходами в ионах двухва-

лентного кобальта, занимающих тетраэдрические позиции кристаллической структуры синтезированной в корунде шпинели [5].

После проведения имплантации ионов кобальта в пластины бесцветного синтетического рутила и отжига последних, в зависимости от кристаллографического направления, пластины рутила были окрашены в оливково-зеленый, либо оранжевый цвет. Рентгендифрактометрическое изучение исходных, имплантированных и последовательно отожженных образцов позволило выявить в них самостоятельную фазу ульвошпинели [1, 2].

Имплантация ионов железа в кристаллические матрицы бесцветного природного берилла (гошенита) и отжиг образцов привели к изменению окраски бериллов на золотистую. Интерпретация оптических и гамма-резонансных спектров обработанных образцов позволила выявить изоморфное вхождение имплантированных ионов железа как в октаэдрические, так и в тетраэдрические позиции структуры минерала [3, 8].

На рис. 1 графически отображены механизмы локализации имплантированных ионов переходных металлов в матрице исходной минеральной мишени. Пункт «а» отражает начальный этап ионно-лучевой обработки поверхности твердого тела. Пункт «b» – конечный этап собственно имплантации с локализацией имплантированных ионов в приповерхностном слое на глубине порядка 50 нм. Пункт «с» относится к этапу постимплантационнго отжига и подразумевает изоморфное положение внедренной примеси. Термический отжиг матрицы приводит, зачастую, к преципитации имплантированных ионов и их коагуляции с образованием самостоятельных оксидных фаз наноразмерной величины (пункт «d»). Пункт «е» на рисунке отражает синтез в облученной матрице новообразованных фаз, когерентно (эпитаксиально) ориентированных по отношению к кристаллической структуре исходной мишени.

Проделанная работа показала, что методика высокодозной ионной имплантации является эффективным способом изменения колориметрических и квантово-оптических свойств (окрас-



ки) минералов и представляет собой экспрессный способ облагораживания самоцветного минерального сырья [7]. Углубление методов ионной имплантации до уровня промышленных технологий позволит в перспективе создать новый класс драгоценных камней-имплантантов.

Литература

1. Бахтин А.И., Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И. и др. Оптические свойства и кристаллохимия синтетического ругила, имплантированного ионами кобальта // ЗРМО, 2006. № 6. С. 79-88.

2. Бахтин А.И., Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И. и др. Люминесценция синтетического рутила, имплантированного ионами кобальта // Кристаллография, 2007. Т. 52. № 5. С. 910-914.

3. Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И., Вагизов Ф.Г. и др. Имплантация ионов железа в кристаллическую структуру природного берилла // ЗВМО, 2001. № 4. С. 122-127.

4. Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И., Ибрагимов Ш.З. и др. Имплантация ионов железа в кристаллическую структуру природного кварца // Изв. вузов. Геология и разведка, 2002. № 6. С. 35-41.

5. Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И., Королев Э.А. и др. Кристаллохимия корунда, имплантированного ионами кобальта // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань, 2005. С. 136-138.

6. Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И., Королев Э.А. и др. Имплантация ионов марганца в кристаллическую структуру синтетического корунда // Изв. вузов. Геология и разведка, 2005. № 3. С. 17-19.

7. Лопатин О.Н., Хайбуллин Р.И., Бахтин А.И. и др. Возможности ионной имплантации в геммологии // Ученые записки Казанского государственного университета, 2006. Т. 148. Кн. 4. С. 105-112.

8. *Khaibullin R.I., Lopatin O.N., Vagizov F.G. et al.* Coloration of natural beryl by iron ion implantation // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research., 2003. B 206. P. 277-281.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭПР В ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА ОСОБО ЧИСТОЕ КВАРЦЕВОЕ СЫРЬЕ

Лютоев В. П.*, Котов А. А.**

* Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. vlutoev@geo.komisc.ru ** ООО «ГеоТех», г. Москва

Одним из основных сырьевых компонентов высоких технологий в полупроводниковой электронике, солнечной энергетике, оптоволоконной и оптической промышленности является особо чистый кварцевый (ОЧК) плавочный концентрат. Россия формально обладает огромными запасами высококачественного кварцевого сырья, разведанного, главным образом, еще в эпоху СССР. Однако даже при современном скромном развитии в стране высокотехнологичных производств они реально не позволяют получать в достаточном количестве отечественные концентраты категории ОЧК и тем более обеспечить этим стратегическим продуктом заявленный переход промышленности на рельсы инновационных технологий. Поэтому переоценка с учетом новых требований известных месторождений кварца и поиск новых объектов высококачественного плавочного кварцевого сырья является актуальной задачей, на решение которой сейчас задействованы довольно существенные ресурсы научных и научно-производственных организаций.

К числу важнейших показателей качества кварцевого сырья, пригодного для получения концентратов ОЧК, в соответствии с ТУ, отнесены массовая доля химических и минеральных примесей, коэффициент светопропускания и содержание высокотемпературной воды. Появление и промышленная реализация новых технологий наплава кварцевых стекол, ужесточение нормативов качеству конечной продукции резко повысили требования к кварцевым концентратам, прежде всего по общему содержанию элементов-примесей. Современные промышленные технологии обогащения кварцевого сырья позволяют практически полностью освободиться от минеральных примесей, структурные примеси в кварце при этом остаются практически неудаляемыми и, со-

ответственно, их концентрация задает предел обогатимости сырья. Поэтому на стадиях поисково-оценочных работ сведения о структурных примесях могут быть положены в основу первичной экспрессной верификации кварца на предмет его пригодности для получения концентратов ОЧК.

Наличие и количество элементов-примесей в кристаллической решетке минерала наиболее достоверно определяются структурно чувствительными методами спектроскопии. В частности, в случае кварца дефекты кристаллической решетки, связанные с гетеровалентными замещениями кремния ионами алюминия как основной структурной примеси в этом минерале устанавливаются методами оптического и ИК-поглощения, люминесценции, ЭПР. Люминесцентный метод, особенно в исполнении импульсной катодолюминесценции, является наиболее экспрессным и не нуждается в специальной подготовке препарата. Однако люминесцентная диагностика примесных дефектов в кварце косвенная и до сих пор остается дискуссионной. В приложении к природному зернистому минеральному материалу основным недостатком методов, основанных на изучении спектров оптического и ИК-поглощения, является высокий уровень фона от включений и других макронеоднородностей объекта. Несмотря на ряд сложностей при концентрационных определениях, связанных в основном с электронно-дырочным характером неравновесной системы взаимодействующих примесных дефектов, прямым и наиболее эффективным методом их изучения является ЭПР. Метод позволяет селективно и однозначно диагностировать различные структурные состояния дефектов при изоморфных замещениях в кварце ионов кремния ионами алюминия, титана, германия, железа, устанавливать наличие в интерстициях щелочных элементов и водорода. Прогнозная оценка испытуемого кварца на содержание структурных примесей может быть проведена при сравнении с определениями, выполненными параллельно для промышленных концентратов с известными содержаниями структурных элементовпримесей.

Данный подход нами апробирован на примере кварцевых объектов Тиманской субпровинции. Ее привлекательными чертами являются масштаб и минералого-геохимическое разнообразие кварцевой минерализации, близость к производителям энергии и топливо-энергетическим ресурсам, к коммуникациям. К одному из перспективных участков для добычи кварца относится комплексное алмаз-золото-редкометалльное месторождение Ичеть-Ю, расположенное на севере Вольско-Вымской гряды Среднего Тимана. Продуктивный пласт имеет региональное распространение и представлен кварцевыми гравелитами, конгломератами и крупнозернистыми песчаниками с галькой и гравием кварца [2]. Он приурочен к базальной части пижемской свиты среднего девона (рис. 1). В коренном залегании ресурсы кварца в пласте оценены по категории P₁₋₂, а в его четвертичных россыпях – P₂ [1].

Специальные аналитические работы по изучению кварца продуктивного пласта данных объектов не проводились. Нами произведено изучение методом ЭПР структурных элементовпримесей в кварце галек из двух четвертичных россыпей (Бредихинской и Тумановской) на выходах продуктивного пласта Ичеть-Ю и получены результаты, позволяющие оценить предел обогатимости данного вида кварцевого сырья.

Бредихинская россыпь расположена на правом берегу р. Умба на участке Ичетью и левом берегу руч. Встречный. Она маркируется высыпками кварцевой гальки и гравия полупрозрачного, белых и серых, реже синих и красных, цветов. Тумановская россыпь расположена на левом берегу р. Печорская Пижма у выходов металлоносного золото-алмазоносного пласта на участке Сидоровский. Разрез россыпи вскрыт канавами на глубину 1,5 м; с поверхности маркируется высыпками кварца мелких валунов, гальки и щебня белого, реже иных цветов. Повышенная мощность золото-алмазоносного пласта, разнообразие минералов и их крупность указывают на близость участка к коренному источнику.

Съемка спектров ЭПР производилась при 77 К (Al- и Ti-центры) и 290 К (Ge-центры) на радиоспектрометре SE/X-2547. В качестве эталонов абсолютной концентрации спинов были использованы $CuSO_4 \times 5H_2O$ и аттестованный образец ДФПГ. Гальки были разделены на прозрачные, белые и цветные разности. Пробы были приготовлены в виде порошков (+0,1-0,25 мм), прошедших обработку в 15 % HCl. Концентрации [AlO₄]⁰-центров измерены в двух сериях проб, отожженных при 530 °C и 1000 °C, а затем облученных дозой 30 Мрад. Первая является оценкой содержания в кварце алюмощелочных комплексов [AlO₄M⁺]⁰ (С γ), а вторая – общей концен-

трации структурного алюминия (C^тγ). Концентрация электронных центров (Ge- и Ti-центры) определена в отожженных при 530°С и затем облученных дозой 0,5 Мрад препаратах. Полученные концентрации сравнивались с определенными параллельно значениями в промышленной крупке особо чистого кварца Кузнечихинского месторождения, любезно предоставленные нам сотрудниками ИМин УрО РАН В.Н. Быковым и М.А. Игуменцевой.

По полученным данным, в кварце участка Ичетъ-Ю в среднем только около 35 % (Су = 2,5-5 ppm) примесного Al находится в форме [AlO₄M⁺]⁰-комплексов. Высокотемпературный отжиг повышает их концентрацию в 3 раза, доводя ее до 5-20 ррт (С^тү). Поля разновидностей галек данного участка на диаграмме концентраций Al-центров перекрываются, а величины С γ и С^T γ не скоррелированы (рис. 2, а). Напротив, гальки участка Сидоровский демонстрируют прямую корреляцию концентрации [AlO₄M⁺]⁰-комплексов и общего содержания примесного Al $(C^T\gamma = 2, 1 \times C\gamma, r = 0, 8, n = 11)$. Значения общей концентрации Al варьируют примерно в том же диапазоне, что и для кварца предыдущего участка (С^тү = 3-19 ppm), но доля алюмощелочных комплексов повышена до 45 %, а диапазон их концентраций расширен (Cg = 1-9 ppm). Кварц галек участка Сидоровский четко дифференцирован по концентрациям алюминиевых центров: белые гальки формируют часть тренда в области низких концентраций, причем более низких в сравнении с промышленной крупкой особо чистого кварца Кузнечихинского месторождения (рис. 2, а). Следует заметить, что именно белый кварц представляет более чем 90 % галечного материала этой россыпи. Пониженные значения структурных примесей в белых участках жильного кварца в сравнении с прозрачными, вероятно, как и в случае кварцевых жил Приполярного Урала, связаны с процессами выноса примесей из решетки минерала в ходе деформаций и залечивания трещин [3, 4].

Почти во всех пробах кварца обнаружены Ge-центры. Они представлены двумя парамагнитными разновидностями с литиевым ($[GeO_4Li^+]^0$) и натриевым ($[GeO_4Na^+]^0$) компенсаторами. Методика ЭПР раздельного определения концентрации таких центров описана ранее [5]. Суммарная концентрация Ge-центров в кварце галек достигает 0,3 ppm в пересчете на вес Ge, в среднем составляет 0,06 ppm. Как и в случае общей концентрации примесного Al и его части в виде [AlO₄M⁺]⁰-комплексов, в кварце Сидоровской россыпи, в отличие от кварца участка Ичетью,



намечается прямая корреляция концентраций Ge- и Al-центров (см. рис. 2, б). Наличие скоррелированности концентраций примесных центров в этом кварце указывает на формирование россыпи участка Сидоровский за счет разрушения одного близкого коренного источника. Содержание Ge-центров в белом кварце этого участка почти вдвое ниже в сравнении с кварцем Кузнечихинского месторождения.

По видовому составу Ge-центров кварц двух россыпей не различается, но весьма примечательным является наличие в нем как Li-, так и Na-разновидностей с равномерным распределением тех и других в диапазоне долей от 0 до 100 %. По нашим данным, повышенные

Рис. 1. Стратиграфическая колонка продуктивной части разреза месторождения Ичетъ-Ю (по материалам УГРЭ)



Рис. 2. Диаграммы содержаний примесных парамагнитных центров в гальках продуктивного пласта Ичеть-ю:

а – алюмощелочные комплексы (С γ) и общее содержание примесного Al (С^т γ); б – алюмощелочные комплексы (С γ) и суммарное содержание Li- и Na-разновидностей Ge-центров.

Для сравнения показаны поля кварца промышленной крупки с Кузнечихинского месторождения. Кругами и шестиугольниками обведены маркеры проб, в которых зарегистрированы Ті-центры и органические радикалы.

содержания Na-разновидностей Ge-центров характерно для участков жил, подверженных деформационным преобразованиям и грануляции [4, 5]. Вероятно, галечный кварц продуктивного пласта Ичетъ-Ю происходит из жил с интенсивным проявлением таких процессов, возможно, они и приводят к очистке кварца от структурных примесей, что наиболее полно проявлено в белом кварце участка Сидоровский в сравнении с его прозрачными разностями.

В некоторых пробах кварца обеих россыпей выявлены также Ті-центры с литиевым и протонным компенсаторами в сопоставимых концентрациях. Суммарная концентрация Ті-центров – 0,3 до 0,5 ppm. Эта примесь в основном сопровождает высокие содержания Al-центров (см. рис. 2). В некоторых окрашенных и прозрачных гальках, в основном участка Ичетъ-Ю, зафиксированы органические радикалы, связанные с закупоренным в порах галек органических остатков морских организмов.

Таким образом, изучение кварца продуктивного пласта месторождения Ичеть-Ю выявило его латеральную неоднородность, отражающую, по-видимому, различную удаленность от источников коренных кварцевых жил. Данные ЭПР согласуются с геологической интерпретацией участка Сидоровский как наиболее близкого к коренному источнику. Основная масса кварца белых галек из этой россыпи обладает минимальными концентрациями структурных примесей Al, Ge и Ti. Их содержание ниже, чем в особо чистом промышленном сырье среднеуральских месторождений гранулированного кварца, а также в кварце гидротермально-метаморфогенных месторождений на Приполярном Урале, ранее изученном нами. С этой точки зрения кварц участка Сидоровский может быть выдвинут на претенденты в группу нового особо чистого кварцевого сырья.

Литература

1. Котов А.А. Кварц Тимана / Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Межд. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 400-401.

2. Котов А.А., Швецова И.В. Интегральная модель среднетиманских палеороссыпей // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006. С. 77-78.

3. *Кузнецов С.К., Лютоев В.П.* Деформации и распределение элементов-примесей в минеральных индивидах // Докл. РАН, 1999. Т. 367. № 5. С. 674-676.

4. *Лютоев В.П.* Генетическое и материаловедческое значение структурных дефектов в кристаллозернистом кварце / В кн. «Минералы и минералообразование, структура, разнообразие и эволюция минерального мира, роль минералов в происхождении и развитии жизни, биоминеральные взаимодействия». Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 124-189.

5. *Lutoev V.P.* Decomposition of Powder ESR Spectra: Ge Centers in Natural Quartz // Appl. Magn. Reson., 2007. V. 33 P. 1-17.

применение эпр для изучения сухих аэрозолей

Лютоев В.П.*, Тентюков М.П.**

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар, vlutoev@geo.komisc.ru **Институт биологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар, tentukov@ib.komisc.ru

Широкий спектр процессов, контролирующих экологическую обстановку, связан с аэрозолями в приземном слое атмосферы [1, 4, 5]. Результаты эколого-геохимических исследований показывают, что значительная доля загрязняющих веществ локализована в сухих аэрозолях, содержание в общем объеме атмосферных осадков которых составляет 10÷20 % [3, 6]. Кроме того, на долю сухих аэрозолей приходится около 70 % частиц с размерами меньшими 0,3 мкм, представляющих наибольшую гигиеническую опасность. Вследствие малых размеров такие частицы не задерживаются фильтрами датчиков контроля и пылеулавливающими установками, что обусловливает необходимость совершенствования методов аналитического контроля и мониторинга загрязненности воздуха сухими аэрозолями.

Основной целью работы является развитие методов спектроскопической диагностики нанои микрочастиц в стоке сухих аэрозолей в наземные экосистемы, позволяющих проводить аналитический и экологический контроль приземного слоя атмосферы в районах предприятий, чья деятельность сопровождается неконтролируемыми выбросами нано- и микрочастиц в атмосферу на новом технологическом и индикаторном уровнях. В данной статье приводятся результаты апробации методики сбора сухих аэрозолей с использованием минеральных сорбентов и ЭПР-диагностики осажденных частиц.

Примененная методика сбора мелкодисперсных сухих аэрозолей основана на процессе пассивного осаждения из турбулентного воздушного потока, обеспечивающим фиксацию на субстрате частиц размером 0,1-10,0 мкм. В качестве депонирующего субстрата были использованы тонкодисперсные минеральные порошки, для которых характерно наличие большой площади активной поверхности. В этом случае естественным образом обеспечивается пассивное осаждение сухих аэрозолей нужной размерности на поверхность субстрата. В качестве субстрата использованы химически инертные тонкодисперсные порошки Al₂O₂, MgO, CaCO₂ (все порошки марки ХЧ). Порошок (300-500 мг) насыпали тонким слоем на подложку. В лаборатории в закрытом пакете оставлялась контрольная навеска порошков. Сорбент помещался в специальный контейнер, конструкция которого обеспечивала его защиту от атмосферных осадков и сбор тонкодисперсных аэрозольных частиц за счет контролируемых конвективных и турбулентных воздушных потоков (рис. 1). Сбор сухих аэрозолей был осуществлен в пригородной зеленой зоне г. Сыктывкар, контейнеры устанавливались на высоте 0,6-2,0 м. Всего было установлено девять устройств на участке. Время экспонирования составило 18 дней. Спектры ЭПР были изучены на серийном радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) при комнатной температуре образцов. Пары контрольный и экспонированный образцы (Al₂O₂, MgO, CaCO₂) изучены с тройной повторностью. Навеска образцов при регистрации спектров составляла около 200 мг.

На рис. 2 представлены спектры контрольного и экспонированного порошка Al₂O₃. В спектре эталонного образца (см. рис. 1, линия 1) присутствуют уширенные компоненты, которые отож-

дествляются с сигналом от ионов Fe^{3+} , локализованных в замещающих структурных позициях оксида алюминия, а наложенный сигнал от ионов Fe^{3+} в стекле ампулы (g = 4,27). В области спектра g = 2,1 присутствует также широкая полоса, связанная с наличием небольших количеств примесей ионов. В спектре ЭПР экспонированного образца (см. рис. 1, линия 2) линии примесных ионов железа в решетке оксида алюминия остались неизменными, а форма широкой полосы усложнилась, и несколько выросла ее интенсивность, что свидетельствует об адсорбции поверхностью оксида алюминия аэрозольных частиц оксидов железа и, возможно, соединений меди. Оксид алюминия относится к очень устойчивому химическому соединению: экспонирование не нарушило структуры вещества.

В спектре ЭПР контрольного образца порошка MgO (рис. 3) фиксируются секстет узких пиков и одиночная узкая линия, обусловленные соответственно ионами Mn²⁺ и Cr³⁺ в позициях замещения ионов Mg²⁺. Отмечаются также сигналы от ионов Fe³⁺, локализованных в аналогичных структурных позициях оксида магния (g \approx 2). Вещество содержит небольшое количество примесных окси-гидроксидных фаз железа, дающих широкие компоненты в спектрах ЭПР в области (g \approx 2). В экспонированном образце зафиксировано небольшое понижение интенсивности линий структурных примесей ионов марганца и существенное уменьшение интенсивностей сигналов от структурных ионов железа и хрома. Эти изменения можно связать с гидратацией MgO. Увеличение интенсивности широкой линии свидетельствует о наличии сорбции железосодержащих соединений на поверхности вещества. Можно отметить, что данное увеличение интенсивности вафиксирован сигнал ЭПР с очень интенсивной широкой полосой, в других случаях – рост сигнала незначителен. Возможно, что это связано с неравномерным оседанием аэрозольных частиц на поверхность субстрата в результате турбулентной диффузии.

В спектре ЭПР контрольного образца порошка $CaCO_3$ (рис. 4) фиксируются две системы линий, связанные с наличием в структуре вещества замещающих кальций ионов Fe³⁺и Mn²⁺. Также отмечается малоинтенсивный широкий компонент примесных фаз железа. В спектре ЭПР экспонированного образца интенсивность сигнала Mn²⁺ осталась неизменной, а линии структурных ионов железа понизились в интенсивности, при этом появилась интенсивная асимметричная линия адсорбированных фаз оксидов железа. Понижение интенсивности линий ионов структурного железа, в отличие от линий ионов марганца, можно объяснить тем, что ионы железа локализованы в приповерхностных участках зерен CaCO₃, и поэтому их парамагнетизм в большей степени зависит от загрязнения поверхности зерен магнитными частицами. Эти изменения зарегистрированы в спектрах ЭПР всех экспонированных проб CaCO₃. Хорошая воспроизводимость полосы мелкодисперсных оксидных фаз железа открывает перспективы индикации железосодержащих соединений в составе сухих аэрозолей при аэротехногенном загрязнении поверхности на основе ЭПР карбонатных сорбентов.

Особенностью экспонированного образца карбоната кальция при сравнении его с контрольным образцом является появление в спектре ЭПР поликомпонентного сигнала ЭПР в области свободных радикалов. Четко регистрируется только центральная часть спектра в виде пары пиков с g-факторами 2,0059 и 2,0035 (рис. 5). После компьютерной обработки спектров проявились дополнительные компоненты, почти симметрично расположенные относительно центральной пары линий. Ввиду низкой интенсивности сигнала довольно сложно идентифицировать радикал или их композицию, обуславливающие данный спектр. Можно предполагать, что радикал является органическим. Выделенный поликомпонентный спектр имеет явные следы ориентационного уширения линий в «анизотропные» полосы. Следовательно, ответственные за спектр парамагнитные молекулы образуют связь с ионами карбонатной матрицы так, что их пространственная ориентация фиксирована или возможно только сильно заторможенное анизотропное вращение. Сигнал медленно деградирует в условиях хранения экспонированных образцов в темноте при комнатной температуре и полностью исчезает из спектров ЭПР в течение года. Вероятно, появление данного спектра обусловлено свободно-радикальным окислением органического вещества, фотоиндуцированным солнечной радиацией, и связыванием продуктов реакции с ионами поверхности субстрата. Основанием для данного предположения являются результаты исследований взаимодействия органических соединений с поверхностью порошкообразных окси-



Рис. 2. Спектры ЭПР контрольного, экспонированного сорбента Al₂O₃ и навеленный сигнал.

дов кремния, алюминия и магния [1, 2].

Рис. 3. Спектры ЭПР контрольного, экспонированного сорбента MgO и навеленный сигнал.

Следует отметить, что отмеченный спектр наблюдался устойчиво на всех экспонированных образцах карбоната, но не выявлен ни в одном из образцов других веществ. Присутствие следов органических радикалов в количествах, детектируемых методом ЭПР, является обычным для природных дисперсных карбонатов самого различного происхождения. Возможно, фотохимический механизм фиксации органических молекул на карбонате реализуется и в естественных геологических условиях.

Таким образом, ЭПР-спектроскопия позволяет селективно фиксировать как адсорбированные минеральные фазы, так и органические молекулы на поверхности зерен субстрата. С учетом последнего становится возможным исследовать качественный состав органической фазы сухих аэрозолей. Наличие линий ЭПР структурных примесных ионов металлов в контрольных образцах позволяет использовать их в качестве устойчивых внутренних стандартов при сравнении интенсивности спектра экспонированных образцов при изучении атмосферного цикла миграции тяжелых металлов и аэротехногенного загрязнения поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарного проекта УрО РАН (2009 г.).

лей.

100



Рис. 4. Спектры ЭПР контрольного, экспонированного сорбента CaCO₃ и наведенный сигнал.

Рис. 5. Спектр ЭПР органических радикалов, адсорбированных на поверхности СаСО₃

Литература

1. Аэрозоли Сибири / И. С. Андреева и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 548 с.

2. Захаренко В.С., Мосейчук А.Н., Пармон В.Н. Фотоиндуцированные химические процессы на твердых аэрозолях тропосферы // Аэрозоли Сибири: тезисы докладов 8 Рабочей группы. Томск, 2001. С. 35-36.

3. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 258 с.

4. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. и др. Кислотные дожди. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 270 с.

5. *Набиев Ш.Ш., Сенников П.Г.* Молекулярные комплексы воды с атмосферными газами // Оптика атмосферы и океана, 2001. Т. 14. № 3. С. 189-210.

6. *Хорват Л*. Кислотный дождь / Пер. с венг. под ред. Ю.Н. Михайловского. М.: Стройиздат, 1990. 80 с.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИОГЕННЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Потапов С.С.*, Титов А.Т.**, Ракин В.И.***

*Институт минералогии УрО РАН, spot@ilmeny.ac.ru **Институт геологии и минералогии СО РАН, titov@uiggm.nsc.ru ***Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, rakin@geo.komisc.ru

Настоящие исследования проведены в рамках относительно новых и слабо разработанных направлений минералогической науки – спелеоминералогии, криоминералогии и минералогии техногенеза [3, 5]. Изучены современные криоминеральные образования в Октябрьских пещерах на Среднем Урале и техногенные минеральные образования на российской станции Беллинсгаузен в Антарктике. Минеральные образования из Октябрьских пещер предоставлены О.И. Кадебской (Горный институт УрО РАН, г. Пермь), техногенные минералы со станции Беллинсгаузен переданы для исследований Б.Р. Мавлюдовым (Институт географии РАН, г. Москва).

Предварительно был проведен рентгенофазовый анализ минералов на дифрактометре ДРОН-2.0; СиКα-излучение (ИМин УрО РАН, оператор Т.М. Рябухина). Изучение морфологии минералов проведено с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) LEO1430VP. СЭМ-исследование основывается на использовании эффективного взаимодействия с веществом электронов, ускоренных напряжением до 30 кВ и сфокусированных электромагнитными линзами. Минеральные образования наносились на двусторонний угольный токопроводящий скотч. Для просмотра в сканирующем электронном микроскопе производилось их напыление золотом. Поскольку при просмотре в электронном микроскопе порошковых материалов происходит смещение отдельных кристалликов и, соответственно, нарушение сплошности токопроводящей плёнки золота, съемка во вторичных электронах становилась невозможной изза электрической зарядки образца. Поэтому съемка была проведена в режиме обратно-рассеянных электронов, который менее чувствителен к зарядке. При съёмке в режиме обратнорассеянных электронов детектируются первично ускоренные электроны, рассеянные на ядрах атомов, составляющих исследуемое вещество. При этом детектируются электроны, рассеянные под углом, близким к 180° к направлению первичного тока ускоренных электронов. Настоящий режим съемки чувствителен к атомным номерам элементов (Z), входящих в состав исследуемого вещества, и позволяет наблюдать неоднородности химического (фазового) состава по площади сканирования. Всего получено 7 СЭМ-изображений общего вида, деталей строения кристаллических агрегатов одной пробы криогенных образований (так называемой «горной муки») из Октябрьских пещер и 8 снимков техногенных минеральных образований со станции Беллинсгаузен.

При анализе СЭМ-фото криогенных минеральных образований из Октябрьских пещер не выявлено индукционных поверхностей совместного роста гипса со льдом. Следовательно, кристаллы росли в свободном пространстве жидкой фазы (воды). Таким образом, кристаллы и их сростки образовались не синхронно с кристаллизацией льда, а опережали его образование и лишь впоследствии консервировались кристаллизующимся льдом. Идеальных плоскогранных монокристаллов гипса в этой пробе практически нет. Чаще всего это адгезионные агрегаты или агрегаты слипания (рис. 1, а), цепочечные агрегаты и двойники парижского типа с двойникованием по плоскости $\{10\bar{1}\}$ (рис. 1, б) и сложные сферолитоподобные сростки (рис. 1, в).

Несмотря на различие форм кристаллических агрегатов гипса, в целом можно выделить следующие общие особенности, характерные для криогенных образований горной муки из Октябрьских пещер:

- адгезионное агрегирование;

- широкое развитие не плоскогранных, а скелетных кристаллов;
- наличие двойниковых кристаллов, преимущественно двойников парижского типа.

Все эти особенности отражают кинетический режим роста гипса при высоком пересыщении. Высокая скорость роста при криогенезе обусловлена падением температуры, приводящим к пересыщению пещерных вод, что приводит к быстрому спонтанному кристаллогенезу. Эффект этот можно назвать взрывной или шоковой кристаллизацией. То же самое мы отмечали ранее и для криогенного гипсообразования в пещерах Пинежья [4].

Другим объектом исследований являлись современные техногенные минеральные образования на водоводе российской антарктической станция Беллинсгаузен, расположенной на югозападной оконечности острова Ватерлоо (Кинг Джордж) на полуострове Файлдс. На трудопроводе хозяйственного водоснабжения в одном из домов станции из-за подтекания воды образовались минеральные натечные корки и даже небольшие рыхлые сталактиты.

Водоснабжение организовано следующим образом: воду насосом раз в 3-4 дня (по мере истощения запасов) подают из запруды на ручье Станционном, вытекающем из озера Китеж, в бак из нержавеющей стали объемом порядка 2 м³, расположенный под потолком жилого здания, откуда она самотеком распределяется по системе трубопроводов к местам пользования. В результате неплотных сочленений элементов системы водоснабжения или при деформации труб из-за постоянного наполнения и опорожнения бака происходила протечка воды. Поскольку непосредственно под трубой в месте протечки находился постоянно включенный масляный ради-

атор, то испарение воды происходило довольно быстро, и на испарительном барьере отлагались минеральные соли.

Поскольку эти соли выпадали из воды озера Китеж, то важно знать особенности этого озера, в том числе, его минерализацию. Озеро Китеж находится почти в центре полуострова Файлдс, который представляет собой свободную ото льда юго-западную оконечность (длиной 10 км, шириной до 2,5-3 км) острова Кинг Джордж (Ватерлоо) в группе Южных Шетландских островов. Озеро по своему происхождению относится либо к тектоническому, либо к магматическому. Максимальная толщина льда на озере Китеж достигает 80-120 см. Во второй половине лета, когда средняя месячная температура воздуха положительна, все водоемы полуострова Файлдс, в том числе, и озеро Китеж, свободны от ледяного покрова. По условиям питания озеро относится к одному типу - снежно-дождевому. В течение всего теплого времени года озеро Китеж имеет сток в океан. Зимой же сток воды почти полностью прекращается. Озеро Китеж – самое большое озеро полуострова Файлдс, являющееся основным источником пресной воды для обеспечения жизнедеятельности чилийской станции Фрей и российской станции Беллинсгаузен. Наблюдается значительное сокращение площади озера, что связано с большой антропогенной нагрузкой, которую озеро Китеж, да и полуостров Файлдс в целом, испытывали в течение нескольких последних десятилетий [6]. В летнее время общая минерализация воды озера Китеж небольшая и составляет 60-80 мг/л. Мониторинг состава воды не велся; за 40 лет работы станции химический анализ воды производился лишь один раз (!) в летний период, и он приведен в работе А.И. Орлова (табл. 1).

Общая минерализация воды в озере Китеж зимой на порядок выше, чем летом, и достигает 600 мг/л (измерение выполнено Б.Р. Мавлюдовым с помощью кондуктометра). Связано это с вымораживанием и образованием льда. Эта более минерализованная вода озера Китеж, поступая в систему водоснабжения станции, при протечке образует в зимний период соответственно более мощные минеральные отложения.

Рентгенофазовый анализ этих образований показал, что они состоят из кристаллогидратов – гидратированных сульфатов железа: роценита $FeSO_4 \times 4H_2O$, ссомольнокита $FeSO_4 \times H_2O$, гидроярозита $Fe_3(SO_4)_2(OH)_2 \times 2H_2O$ (табл. 2).

На сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO1430VP проба минеральных новообразований, в целом, имеет «землистый» вид. Местами обнаруживаются идеальные плоскогранные призматические кристаллы и сростки роценита (рис. 2). Кристаллы роценита пластинчатые, уплощенные по [$\overline{1}$ 01] и удлиненные по [010]. Они имеют следующий набор из трех простых форм: {101}, ($\overline{1}$ 01} и { $\overline{1}$ 33} (рис. 3). Все кристаллы роценита (см. рис. 3) ориентированы так, что ось b – [010] – ось удлинения, близка к нормали к поверхности матрикса. Вероятно, наибольшая скорость роста у кристаллов как раз в направлении [010]. Наблюдается упорядоченное срастание между кристаллами роценита, в том числе, встречаются и параллельные сростки.

Подобные минеральные новообразования роценита $FeSO_4 \times 4H_2O$, ссомольнокита $FeSO_4 \times H_2O$, гидроярозита $Fe_3(SO_4)_2(OH)_5 \times 2H_2O$, по-видимому, являются продуктами сероводородной коррозии водопровода по схеме:

$$2Fe + 2H_2S + 2H_2O + O_2 = 2FeSO_4 \times 4H_2O.$$

При дегидратации роценит трансформируется в ссомольнокит, что является обычным делом, т. е. ссомольнокит является псевдоморфозой по роцениту. Образование сероводорода связано с экологическими проблемами. Для пресноводных озер Антарктики, в частности, для озера Степпед (район российской станции Прогресс и китайской станции Зонгшан) начиная с 2003 г. отмечаются признаки эвтрофирования, вода озера пахла сероводородом [1]. Известно, что под влиянием загрязняющих веществ в пресноводных экосистемах отмечается падение их устойчивости вследствие нарушения пищевой пирамиды и ломки сигнальных связей в биоценозе, микробиологического загрязнения, эвтрофирования и других крайне неблагоприятных процессов. Они снижают темпы роста гидробионтов, их плодовитость, а в ряде случаев приводят к их гибели.

Естественный процесс эвтрофирования водоемов характерен для всего геологического прошлого планеты и обычно он протекает очень медленно и постепенно. Но в последние десятилетия, в связи с возросшим антропогенным воздействием, скорость его развития резко увеличи-





Рис. 1. СЭМ-фото криогенного гипса из Октябрьских пещер:

а – адгезионное агрегирование кристаллов гип са; б – цепочечные сростки и двойник гипса парижс кого типа; в – сферолитоподобный агрегат гипса.

Таблица 1

Химический состав воды (в мг/л) из разных слоев озера Китеж (Орлов, 1973 г.)

Глубина отбора, м	Ca ²⁺	Mg^{2+}	Na ⁺	K^+	CO3 ²⁻	HCO ₃	SO4 ²⁻	Cl	Σ	pН
0,0-0,1	2,6	2,2	15,3	0,9	-	10,5	4,0	26,2	61,7	7,1
4,5	3,9	2,8	19,0	0,9	-	15,9	7,0	30,6	80,1	7,0
9,0	4,0	2,9	19,2	0,9	-	14,4	4,0	34,7	80,1	6,7

лась. Ускоренная или, так называемая, антропогенная эвтрофикация связана с поступлением в водоемы значительного количества биогенных веществ – азота, фосфора и других элементов. Антропогенное (техногенное) эвтрофирование весьма отрицательно влияет на пресноводные экосистемы, приводя к перестройке структуры трофических связей гидробионтов, резкому возрастанию биомассы фитопланктона благодаря массовому размножению синезеленых водорослей, вызывающих «цветение» воды, ухудшающих её качество и условия жизни гидробионтов (к тому же, выделяющих опасные не только для гидробионтов, но и для человека, токсины). При гниении отмершей и осевшей на дно водоема взвеси фитопланктона образуется сероводород. Возможно, что подобные процессы начались и в озере Китеж.

Таким образом, установление в системе хозяйственного водоснабжения станции Беллинсгаузен минеральных новообразований сульфатно-железистых кристаллогидратов, отложившихся из воды озера Китеж, может быть связано с сероводородной коррозией, что характеризует экологическую среду близ озера как неблагоприятную или как потенциально неблагоприятную. В связи с этим необходимо организовать мониторинг состава воды в озере Китеж.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00618 «Минералогия и экология пещер карбонатного и сульфатного карста Урала, природный и техногенный сталактитогенез».

Таблица 2

	1 2 (JCPDS, 16-699)			3 (JCPDS, 21-925)			4 (JCPDS, 21-932)			
d. Å	I	d. Å	I	hkl	d. Å	I	hkl	d. Å	I	hkl
6,88	2	6,85	50	011,020	-	-	-	-	-	-
5,504	100	5,46	90	110	-	-	-	-	-	-
5,115	8	5,17	5	021	-	-	-	5,10	100	012
4,752	3	4,73	10	101	4,79	16	11 1	-	-	-
4 4 8 4	21	4 47	100	111 120	-	_	-	-	_	-
4.365	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,975	24	3,97	70	002	-	-	-	-	-	-
3,608	2	3,61	10	130	-	-	-	-	-	-
3,545	1	-	-	-	-	-	-	3,54	4	104
3,469	5	-	-	-	3,44	100	111,200	-	-	-
3,4	6	3,40	60	040	3,37	25	$21\overline{1}$	-	-	-
3,284	3	3,27	10	131	3,28	25	120	-	-	-
3,227	6	3,22	50	$\bar{1}$ 12	-	-	-	-	-	-
3,12	12	-	-	-	3,12	40	$20\overline{2}$	3,13	90	021
3,085	10	-	-	-	-	-	-	3,09	65	113
3,002	14	2,985	40	032	-	-	-	3,00	2	015
2,962	4	2,953	50	140	-	-	-	-	-	-
2,913	2	2,906	5	210	-	-	-	-	-	-
2,843	1	-	-	-	-	-	-	2,835	4	006
2,774	7	2,770	10	$\overline{1}$ 41	-	-	-	-	-	-
2,726	3	2,722	10	220, 211	-	-	-	-	-	-
2,575	8	2,569	40	051, 221	2,579	25	$12\overline{2}$	-	-	-
2,546	1	-	-	-	-	-	122	2,549	10	024
2,473	2	2,470	5	150,023	-	-	-	-	-	-
2,432	4	2,430	30	$\frac{1}{1}03$	2,432	6		-	-	-
2,375	3	2,371	20	$\overline{2}31, \overline{1}42+$	-	-	-	-	-	-
2,357	1	2,360	20	142, 151+	-	-	-	-	-	-
2,33	0	2,333	5	212	2,326	10	031	-	-	-
2,269	4	2,266	30	123,060	-	-	-	2,271	10	107
2,244	2	-	-	-	2,242	16	11 3	-	-	-
2,195	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,18	8	2,179	5	061	-	-	-	-	-	-
2,129	5	-	-	-	-	-	-	2,125	<2	030
2,047	1	2,049	5	$\overline{1}$ 61, 161	-	-	-	-	-	-
1,985	7	-	-	-	-	-	-	1,990	20	033
1,948	2	1,944	10	213, 2 51+	-	-	-	-	-	-
1,91	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,896	2	1,890	20	053, 223	-	-	-	1,891	2	009
1,832	6	-	-	-	-	-	-	1,839	30	220
1,8	4	1,796	20	153, 260+	1,795	4		-	-	-
1,758	2	1,755	10	2 61, 261	-	-	-	-	-	-
1,736	1	-	-	-	-	-	-	1,730	4	312
1,726	2	1,725	20	063	-	-	-	-	-	-
1,0//	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,039	2	-	-	-	-	-	-	1,031	4	134
1,382	1	-	-	-	- 1 574	- 8	-	1,385	4	401
1,572	1			_	1,577	4	12.4	150	-	042
1,561		-	-	-	1,558	4	404,420	1,566	4	042
1,544	5	- 1	- 1		-	-	-	1,542	8	226

Дифрактограммы пробы Ант-01-08 отложений на водопроводных трубах станции Беллинзгаузен (1) и эталонных роценита FeSO₄×4H₂O (2), ссомольнокита FeSO₄×H₂O (3), гидроярозита Fe₃(SO₄)₂(OH)₅×2H₂O (4)

Примечание. Условия съёмки: Дифрактометр ДРОН-2.0, CuK $_{6}$ -излучение. Оператор Т. М. Рябухина (Институт минералогии УрО РАН).



Рис. 2. СЭМ-фото фрагмента вещества современных минеральных образований на станции Беллинсгаузен.



Рис. 3. Идеальная форма кристалла роценита.

Отчетливо видны идеальные плоскогранные призматические кристаллы и сростки роценита.

Литература

1. *Немировская И.А., Чернявский Н.Г.* Исследования углеводородов // Информационный бюллетень. Новости МПГ 2007/08, 2008. № 16. С. 12-16.

2. *Орлов А.И.* Географические исследования на полуострове Файлдс // Труды САЭ, 1973. Т. 58. С. 184-207.

3. Потапов С.С., Паршина Н.В., Потапов Д.С. и др. Спелеоминералогия (на примере Кунгурской ледяной пещеры) // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 71-74.

4. Потапов С.С., Паршина Н.В., Титов А.Т. и др. Криоминеральные образования пещер Пинежья // Минералогия техногенеза-2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 18-43.

5. Потапов С.С., Мавлюдов Б.Р., Титов А.Т., Низовский А.И. Минеральный состав отложений при протечке системы хозяйственного водоснабжения на станции Беллинсгаузен (Антарктика) // Минералогия техногенеза-2009. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 28-40.

6. *Фомичев Н.И*. Уменьшение площади зеркала озера Китеж // Состояние природной среды Антарктики. Оперативные данные российских антарктический станций. / Под ред. В.В. Лукина. СПб, 2002. С. 51-52.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАЛИЯ ДЛЯ K-AR ГЕОХРОНОМЕТРИИ НА РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОМ СПЕКТРОМЕТРЕ EDX-900HS

Хиллер В.В., Степанов А.И.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, hilvervit@mail.ru

Методы исторической геологии дают возможность устанавливать только относительный возраст того или иного геологического события, судить же об абсолютном возрасте невозможно [1]. Задача определения возраста Земли, продолжительности отдельных геологических периодов, установление возраста какого-либо месторождения и т. д. в обычных единицах времени очень важна. Для определения абсолютного возраста Земли и различных горных пород обширно применяют радиоактивные методы, которые основаны на определении соотношения между количеством радиоактивных элементов и количеством устойчивых продуктов их распада в данРис. 1. Схема прессованной таблетки:

1 – кольцо-шаблон 1 с пробой, 2 – кольцо-шаблон 2 (устанавливается на поверхность камеры образцов прибора), 3 – слой таблетки из борной кислоты.





Рис. 2. Рентгенофлуоресцентный спектр стандарта ДВР с выделенным пиком калия, полученный при количественном анализе.



Рис. 3. Калибровочная кривая второго порядка калия.

ной горной породе. Скорость распада в природных условиях принято считать величиной постоянной – зная количество исходного радиоактивного элемента и продуктов его распада можно выяснить возраст горной породы, заключающей этот элемент.

В классическом К-Аг методе геохронологии (метод изотопного разбавления с трассером Ar³⁸) точное измерение содержания калия в анализируемом материале имеет определяющее значение. В лаборатории радиогеологии Института определение калия долгие годы проводилось химическим методом пламенной фотометрии, затем на спектрометре CPM-18 с фиксированными рентгеновскими каналами. Отличие от методики силикатного рентгеноспектрального анализа валовых проб состоит в значительно меньшей аналитической навеске при пробоподготовке с ограничительным кольцом и в обязательном дублировании установки измеряемого образца [2].

Цель работы. Разработать пропись аналитической методики определения содержания калия (для геохронологических исследований) на современном энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре EDX-900HS (фирмы SHIMADZU, Япония), имеющем коллимацию образца 10 мм, что более соответствует небольшим навескам проб.

Объекты исследования. Для анализа предоставлен разнообразный материал проб: пироксены, фенгиты, стильпномеланы, глаукофаны и др. При разработке прописи аналитической методики использовались государственные стандартные образцы (ГСО) и стандартные образцы предприятия (СОП), а также серия контрольных образцов.

Пробоподготовка. Пробы всех образцов и стандартов, предварительно растёртые до 300 меш, прессовались в таблетки-излучатели при одинаковых условиях, для чего были разработаны и изготовлены специальные калиброванные шаблоны (рис. 1). Навеска пробы (весом 50-60 мг) в кольце-1 (см. рис. 1) помещалась в пресс-форму и при давлении 200 кг/см² в течение 8-10 с спрессовалась на гидравлическом прессе ДП-36 («Карл Цейсс», Германия) в форме таблетки с матрицей из борной кислоты. При процессе измерения таблетка помещалась в кольцо-2, которое прочно крепилось на столе прибора, обеспечивая строго одинаковые условия положения всех таблеток при непосредственном анализе проб.

Выбор условий регистрации спектра. Первоначально опытным путём при использовании СО подобраны оптимальные условия регистрации спектра, которые обеспечивали максимальную интенсивность сигнала: выбрана линия, по которой затем проводились измерения; выбран диапазон энергий для пика калия; проведены учёт и коррекция фона производились в автоматическом режиме и, в зависимости от диапазона содержания калия учитывалось влияние на него соседнего пика кальция. На рис. 2 представлен рентгенофлуоресцентный спектр для ГСО альбитизированного риодацита (стандарт ДВР), полученный на энергодисперсионном спектрометре EDX-900HS [3]. Линия Са К₂ на спектре накладывается на линию К К₂.

Условия возбуждения и измерения спектров. Оптимальные условия измерения: анализ проб проводился в среде воздуха, напряжение на рентгеновской трубке 15 кВ, сила тока 100 мкА, время измерения 60 с, диаметр коллиматора 10 мм, компонента определялась в виде металла (не в виде оксида), содержание калия рассчитывалось по площади пика с учётом разрешения от соседнего пика кальция; интенсивности элемента измерялись по K_a линии. Программное обеспечение предусматривает цифровую обработку профилей полученных спектров (измерение интенсивности пиков по площади и разделение контуров спектральных линий), режим матричной коррекции и статистическую обработку полученных результатов анализа. Сглаживание спектра проводилось по методу Савицкого-Галэя. При построении калибровочного графика применены стандартные эталоны (16 стандартов) с содержанием калия от 0,09 до 11,5 % (рис. 3): А-2976, А-2972, Урал-4, Ч. Салма МКЛ, Урал-3, 70-А, 2156-81, СТ-1а, СО 16-74, СГД-2, СГ-1а, МО-4, ДВР, МЩ-3, ДВМ, МЩ-1. Порядок аппроксимации калибровочного графика - квадратичный. Погрешность измерения содержания калия составляет от 0,09 до 2,78 % (табл. 1). При этом наибольшая погрешность характерна для СОП (А-2976), что, вероятно, связано с более низким качеством приготовления этого образца СОП.

В результате проведённой методической работы на энергодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре EDX-900HS получено:

- погрешность составляет от 0,09 до 2,78 %, что лучше, чем для многих ранее применяемых методик и рекомендуется для определения калия в К-Аг в геохронологии;

Таблица 1

	Стандарт	Измеренное солержание		Погрешность измерений, %	
Шифр	Содержание калия, мас. %	калия на EDX-900HS, мас. %	Отклонение, мас. %		
ДВМ	0,09	0,088	0,002	2,22	
A-2976	0,36	0,35	0,01	2,78	
MO-4	1,868	1,896	0,028	1,50	
CO 16-74	2,34	2,308	0,032	1,37	
ДВР	3	3,028	0,028	0,93	
МЩ-3	4,284	4,28	0,004	0,09	
МЩ-1	5,08	5,14	0,06	1,18	
2156-81	5,778	5,723	0,055	0,95	
70-A	7,79	7,84	0,05	0,64	
Урал-3	8,19	8,27	0,08	0,98	
МКЛ	10,98	11,03	0,05	0,46	
Урал-4	11,26	11,21	0,05	0,44	

Погрешность измерения содержания калия в СОП и ГСО

- количество используемого материала для анализа составляет 50-60 мг.

Использование разработанной нами прописи методики измерения содержания калия в пробах, применяемых в K-Ar методе геохронологии, является более предпочтительным.

Литература

1. Ходалевич А.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. Учебник для студентов негеологических специальностей высших учебных заведений. Москва: Высшая школа, 1972. 296 с.

2. *Калеганов Б.А.* Методика рентгеноспектрального определения калия для целей К-Аг датирования // Ежегодник-1996. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. С. 161-162.

3. *Хиллер В.В., Горбунова Н.П., Пупышев А.А., Киселёва Д.В.* Применение энергодисперсионного рентгеновского спектрометра EDX-900HS для определения состава горных пород // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2006. С. 444-450.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ (ELAN 6100 DRC И ELAN 9000) Q-ICP/MS АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЙ РЗЭ В УЛЬТРАМАФИТАХ УРАЛА

Чащухин И.С., Ронкин Ю.Л., Киселева Д.В., Лепихина О.П.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, chashchukhin@igg.uran.ru

В связи с изучением вещественного состава ультрамафитов Урала методом ICP-MS были выполнены анализы 16 образцов пород на редкоземельные элементы в Лаборатории физико-химических методов Института геологии и геохимии УрО РАН с использованием различных способов разложения и анализом на двух квадрупольных (Q) ICP-MS масс-спектрометров – Elan 6100 DRC и Elan 9000. Ниже приведены результаты сопоставления полученных данных.

Лаборатория ФХМИ аккредитована в системе СААЛ на техническую компетентность при проведении количественного химического анализа горных пород и минералов различного состава (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.516761). Для определения содержаний редких и рассеянных элементов в горных породах используется аттестованная методика масс-спектрального анализа с различными способами пробоподготовки.

Выборка образцов включала максимально полный диапазон петрографических составов ультрамафитов. Были проанализированы дунит-гарцбургит-лерцолитовые серии Урала в шпинелевой и плагиоклазовой фациях, гарцбургиты и апогарцбургитовые дуниты, продукты постсер-

пентинового прогрессивного метаморфизма – магнетит-хризотил-лизардитовые серпентиниты, Сгмагнетит-клинохлор-тальк-тремолит-оливиновые породы, Сг-магнетит-клинохлор-тремолит-антигорит-оливиновые породы и Сг-магнетит-пеннин-диопсид-антигорит-оливиновые породы (войкариты), а также дуниты Платиноносного пояса Урала.



Elan 6100 DRC

Рис. 1. Сопоставление результатов определения концентраций La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm.



Рис. 2. Сопоставление результатов определения концентраций Yb и Lu.

Исходный материал представлял собой тщательно истертую пудру. Начиная с взятия раздельных навесок, пробоподготовка и анализы выполнены полностью автономно.

При подготовке проб к анализу на масс-спектрометре Elan 6100 DRC исходный материал весом 50-100 мг помещался в тефлоновые стаканы и разлагался в автоклавах смесью плавиковой и азотной кислот в соотношении 5:1 при температуре 180 °C в течение 24 часов. После медленного упаривания исследуемое вещество переводилось в раствор 3 %-ной азотной кислотой с коэффициентом разбавления исходной пробы 10³ и затем анализировалось с помощью ICP-MS анализатора Elan 6100 DRC. В качестве внутреннего стандарта использовался индий. Параллельно с анализом ультрамафитов с периодичностью 1:5-1:10 проводилось измерение стандартных образцов горных пород (CO), аттестованных с точностью 2-10 %. Использовались стандартные образцы (CO) СГ-1А, СГД-1А, ВСR-1, ВСR-2. Параллельные измерения CO позволили оперативно оценить качество анализов всей серии исследуемых образцов ультрамафитов и обеспечили учет дрейфа чувствительности прибора во всем диапазоне измеряемых масс. Вариации результатов параллельных анализов CO в зависимости от конкретного элемента и его концентрации были в пределах 3-12 относительных %.

Для анализа на масс-спектрометре Elan 9000 при разложении проб помимо автоклавного использовалось микроволновое вскрытие. Для автоклавного разложения навеску пробы массой 50 мг помещали в тефлоновые стаканы, заливали смесью 1,5 мл HCl + 1 мл HNO₃ + 1 мл HF и выдерживали на «холоде». Разложение проводилось в аналитическом автоклавом модуле «Анкон-АТ» (Россия) при температуре 200 °С в течение 18 часов. Если оставались нерастворенные частицы, добавляли 0,1 мл HClO₄ и продолжали разложение в течение 4-6 часов до полного растворения осадка. Для микроволнового вскрытия навеску пробы массой 50-100 мг заливали смесью 3 мл HCl + 1 мл HNO₃, выдерживали сначала на холоде, а затем на водяной бане в течение 10 минут. После охлаждения добавляли 1 мл НF и проводили вскрытие в СВЧ-печи «Урал-Гефест» (Россия) по программе последовательного набора давления и выдержке при 450 кПа в течение 10 минут. После окончания как автоклавного, так и микроволнового разложения содержимое сосудов охлаждали, переводили во фторопластовые бюксы, выпаривали до влажных солей, отгоняли кремний в виде SiF₄ трехкратной обработкой концентрированной HNO₃. Полученные препараты солей растворяли в 1 % HNO₃ с добавлением 0,1 мл H₂O₂ и переводили в полипропиленовые контейнеры для масс-спектрального анализа. В качестве внутреннего стандарта использовался индий. Для контроля качества полученных результатов использовались стандартные образцы (например, ОРУ-1 – ультрамафитовая порода).

Результаты сопоставления полученных данных приведены на рис. 1, 2.

Коэффициент корреляции между аналитическими данными всегда положителен и в большинстве случаев варьирует от 0,8 до 0,9, редко снижаясь до 0,65-0,75 (La, Lu). Статистически

концентрации РЗЭ по анализам на спектрометре Elan 9000 несколько более высокие по сравнению с таковыми на спектрометре Elan 6100 DRC. В среднем 60-70 % результатов анализов концентрируется в поле 10-% (отн.) отклонений от линии равных содержаний. Эта величина в большинстве современных публикаций принята в качестве относительной погрешности при анализах ультрамафитов на РЗЭ методом ICP-MS в апробированных лабораториях [1-8].

Учитывая низкие (до 0,00n) концентрации РЗЭ в изученных ультрамафитах, приведенные данные свидетельствуют о хорошей воспроизводимости и точности выполненных в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН анализов на редкоземельные элементы методом ICP-MS, что может служить основой для получения корректных научных результатов при исследовании различных горных пород.

Литература

1. Ackerman L., Mahlen N., Jelinek E. et al. Geochemistry and Evolution of Subcontinental Lithospheric Mantle in Central Europe: Evidence from Peridotite Xenoliths of the Kozakov Volcano, Czech Republic // J. Petrol., 2007. V. 48. № 12. P. 2235-2260.

2. *Bau M*. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib Mineral Petrol., 1996. V. 123. P. 323-333.

3. *Chalot-Prat F., Boullier A.-M.* Metasomatism in the subcontinental mantle beneath the Eastern Carpathians (Romania): new evidence from trace element geochemistry // Contrib Mineral Petrol., 1997. V. 129. P. 284-307.

4. *Ishimaru S., Arai S., Ishida Y. et al.* Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // J. Petrol., 2007. V. 48. № 2. P. 395-433.

5. *Niu Y.* Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges // J. Petrol., 2004. V. 45. № 12. P. 2423-2458.

6. *Pearce J.A. Barker P.F. Edwards S.J. et al.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib Mineral Petrol., 2000. V. 139. P. 36-53.

7. Sano S., Kimura J.-I. Clinopyroxene REE Geochemistry of the Red Hills Peridotite, New Zealand: Interpretation of Magmatic Processes in the Upper Mantle and in the Moho Transition Zone // J.Petrol., 2007. V. 48. № 1. P. 113-139.

8. Zanetti A., D'Antonio M., Spadea P. et al. Petrogenesis of mantle peridotites from Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc // Ofioliti, 2006, V. 31. № 2. P. 189-206.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ИК-СПЕКТРОСКОПИЯ ВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ ДЕФЕКТОВ В ГРАНУЛИРОВАННОМ КВАРЦЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Штенберг М.В., Быков В.Н.

Институт минералогии УрО РАН, shtenberg@mineralogy.ru

Гранулированный кварц является важнейшим сырьем для производства особо чистых материалов для оптоволоконной оптики и микроэлектроники. Процессы метаморфизма приводят к очищению кварца, но примеси воды в этом номинально безводном минерале оказывают большое влияние на качество получаемых материалов [1, 2].

Инфракрасная Фурье спектроскопия является наиболее эффективным методом изучения воды и водородсодержащих дефектов. В работах [3, 6] показано, что ИК спектр кварца в области фундаментальных валентных колебаний воды (3000-3800 см⁻¹) представляет собой широкую диффузную полосу, на которую накладываются узкие полосы так называемых Н-дефектов. Ши-

рокая полоса относится к воде в молекулярной форме, которая находится в межзерновом пространстве и газово-жидких включениях. Узкие полосы связаны со структурно-связанной водой, к которой относятся гидроксильные группы в различном окружении.

Объектом исследования в данной работе являлся гранулированный кварц различных месторождений Южного Урала (Кыштымское, Кузнечихинское, Аргазинское, Вязовское). Регистрация спектров кварца производилась на ИК Фурье спектрометре Nexus 870 Thermo Nicolet с использованием температурной приставки Specac. Охлаждение приставки жидким азотом позволяет производить регистрацию спектров до температуры -150 °C. Исследованные образцы представляли собой пластинки толщиной ~1 мм. Для всех зарегистрированных спектров пропускания была выполнена коррекция базовой линии и пересчет в оптическую плотность с нормировкой на толщину образца. Регистрация и первичная обработка спектров была выполнена с помощью программного пакета OMNIC Thermo Nicolet.

С помощью программы Peakfit было выполнено разложение водной области (3000-3800 см⁻¹) инфракрасных спектров кварца на суперпозицию отдельных гауссовских линий. ИК спектр кварца при комнатной температуре можно представить в виде 9 линий (рис. 1). Интерпретация полос детально рассмотрена в работах [3, 5, 6]. Линии с максимумами 3200 см⁻¹ и 3300 см⁻¹ относятся к обертонам и составным частотам колебаний связи Si-O в решетке кварца. Полосы 3220 и 3410 см⁻¹ относятся, соответственно, к симметричным и антисимметричным валентным колебаниям связи O-H в молекулах воды. Узкие полосы с максимумами 3378, 3432 и 3596 см⁻¹ при-



Рис. 1. Моделирование ИК спектра кварца суперпозицией гауссовских линий (образец 523-1).





Рис. 2. Нормированные ИК спектры кварца при охлаждении (образец 523-1).

Цифрами указана температура регистрации.



писаны к колебаниям группировок Al-OH в тетраэдрах SiO₄, в которых центральный атом кремния замещен атомом алюминия [5, 7]. Полосы 3600 и 3740 см⁻¹ приписаны к колебаниям силанольных группировок Si-OH [6, 8]. В работах [4, 9] обсуждаются полосы в области 3600-3650 см⁻¹, которые связаны с колебаниями гидроксильных группировок в составе тонкодисперсных минеральных включений, например, в слюдах.

Поведение инфракрасных спектров кварца при охлаждении показано на рисунке 2. При понижении температуры происходит смещение широкой полосы 3400 см⁻¹ к 3220 см⁻¹, что связано с замерзанием молекулярной воды и образованием кристаллической фазы льда. На фоне полосы обертона 3300 см⁻¹ при -150 °C отчетливо проявляется полоса 3305 см⁻¹, связанная с точечными дефектами Al³⁺ (Al-OH). На рис. 3 показано изменение интенсивности полосы 3378 см⁻¹ в зависимости от температуры. Во всех изученных образцах интенсивность данной полосы при -150 °C приблизительно в семь раз больше, чем при комнатной температуре. Одновременно происходит смещение и уменьшение ширины этой полосы. В образце Вязовского месторождения, кроме вышеперечисленных полос, наблюдается полоса 3475 см⁻¹, которая относится к колебаниям группировок Al-OH, ассоциированных с точечными дефектами Li⁺.

Таким образом, регистрация ИК спектров при низких температурах позволяет улучшить разрешение и информативность спектров, а также значительно повысить точность определения концентрации Н-дефектов в кварце.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта РНП 2.1.1/5741 и гранта Правительства Челябинской области.

Литература

1. *Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1988. 272 с.

2. *Мельников Е.П.* Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.

3. *Aines R.D., Rossman G.R.* Water in minerals? A peak in the infrared // Journal of Geophysical Research, 1984. V. 89. № 6. P. 4059-4071.

4. *Ito Y., Nakashima S.* Water distribution in low-grade siliceous metamorphic rocks by micro-FTIR and its relation to grain size: a case from the Kanto Mountain region, Japan // Chemical Geology, 2002. V. 189. P. 1-18.

5. Kats A. Hydrogen in Alpha-quartz // Philips Research Reports, 1962. V. 17. P. 201-279.

6. *Kronenberg A.K.* Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. // Reviews in Mineralogy, 1994. V. 29. P. 123-176.

7. *Niimi N., Aikawa N., Shinoda K.* The infrared absorption band at 3596 cm⁻¹ of the recrystallized quartz from Mt. Takamiyama, southwest Japan // Mineralogical Magazine, 1999. V. 63. P. 693-701.

8. Yamagishi H., Nakashima S., Ito Y. High temperature infrared spectra of hydrous microcrystalline quartz // Phys. Chem. Minerals, 1997. V. 24. P. 66-74.

9. Zalkind O.A., Gershenkop A.Sh. IR spectral determination of mica in multicomponent systems // Journal of Analytical Chemistry, 2006. V. 61. № 7. P. 644-646.