Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство образования и науки РФ
Южно-Уральский
государственный университет

Российское минералогическое общество

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2013

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Материалы Девятнадцатой научной молодежной школы

METALLOGENY OF ANCIENT AND MODERN OCEANS–2013

ORE POTENTIAL OF SEDIMENTARY AND VOLCANIC COMPLEXES

Materials of the XIX Scientific Youth School

Миасс
2013

УДК 553, 549
Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. – 328 с.

ISBN 978-5-7691-2356-6

В сборник вошли материалы XIX научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов» (22–26 апреля 2013 г.). Рассмотрены вопросы, касающиеся геодинамических, петрологических, минералогических и геохимических аспектов формирования месторождений в разновозрастных осадочных и вулканогенных комплексах. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных, цветных, редких и благородных металлов в палеоокеанических структурах Европы, Урала, Сибири, Кавказа, Алтая, Дальнего Востока и Африки, а также Атлантического и Тихого океанов. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудовмещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 13-05-06807-моб_г), Президиума УрО РАН и ЮУрГУ.

Илл. 72. Табл. 36.

Ответственные редакторы:
профессор, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева
Члены редколлегии: к.г.-м.н. Д. А. Артемьев, к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, к.г.-м.н. Е.В. Зайкова, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов

UDK 553, 549
Metallogeny of ancient and modern oceans–2013. Ore potential of sedimentary and volcanic complexes. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2013. – 328 p.

ISBN 978-5-7691-2356-6

Proceedings of the XIX Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2013. Ore potential of sedimentary and volcanic complexes” (April 22–26, 2013) include abstracts dedicated to the geodynamic, petrological, mineralogical, and geochemical aspects of mineral deposit formation. The individual chapters are devoted to the geology of ferrous, non-ferrous, rare and precious metal deposits in paleooceanic structures of the Europe, Urals, Siberia, Caucasus, Altai and Far East and modern oceanic structures (Atlantic and Pacific oceans). The chapter “Topical geological and mineralogical studies” contains information about non-metallic mineral deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 13-05-06807-моб_г), Presidium of RAS, and South-Urals State University.

Figures 72. Tables 36.

Editors-in-Chief:
V. V. Zaykov and I. Yu. Melekestseva
Editorial board: D. A. Artem’ev, N. R. Ayupova, E. V. Belogub, V. V. Maslennikov, K. A. Novoselov, V. A. Popov, E. V. Zaykova

Посвящается
25-летию Института минералогии
УрО РАН

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XIX научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов», посвященной 25-летию Института минералогии УрО РАН. Школа проводится ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2012 гг. в Школе участвовало более 950 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А. П. Лисицын и В. А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилогов, В. Н. Пучков, Е. В. Скляров, академики РАЕН Е. К. Мархинин и Ю. А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуя, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов по гидротермальным полям и рудам современных и древних океанов, месторождениям Палеоуральского и Палеоазиатского океанов. Тематика работ разнообразна – от глобальных проблем

тектоники, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы реферативные сообщения по различным тематикам, в том числе подготовленные юными геологами. Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях.

В программу Школы входит полевая экскурсия на золоторудное месторождение Золотая Гора в зоне Главного Уральского разлома. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

Финансовая поддержка Школе в 2013 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 12-05-06801-моб_г), Президиумом УрО РАН и Южно-Уральским государственным университетом.

Оргкомитет XIX научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2013»

Зайков В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс – *председатель*
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс – *зам. председателя*
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс – *ученый секретарь*
Анфилогов В. Н., член-корреспондент РАН, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс
Баррига Ф., профессор, Лиссабонский университет, Португалия
Белогуб Е. В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс
Бортников Н. С., академик РАН, ИГЕМ РАН, г. Москва
Брусницын А. И., д.г.-м.н., СПбГУ, г. Санкт-Петербург
Жуков И. Г., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс
Коротеев В. А., академик РАН, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург
Лисицын А. П., академик, ИО РАН, г. Москва
Масленников В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс
Новоселов К. А., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс
Пучков В. Н., член-корреспондент РАН, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа
Симонов В. А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, г. Новосибирск
Синяковская И. В., к.г.-м.н., ЮУрГУ, ИМин УрО РАН, г. Миасс
Скотт С., профессор, Университет Торонто, Канада
Теленков О. С., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс
Чадченко А. В., к.г.-м.н., Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы
Юминов А. М., к.г.-м.н., ЮУрГУ, ИМин УрО РАН, г. Миасс

Часть 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. Н. Анфилогов
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru

Институту минералогии УрО РАН – 25 лет

В 2013 г. Институту минералогии УрО РАН исполняется 25 лет. Институт был организован постановлением Президиума Уральского отделения АН СССР № 2–10 от 1 февраля 1988 г. на базе научных подразделений Ильменского государственного заповедника им. В. И. Ленина с целью проведения комплексных фундаментальных исследований в области минералогии. В институте получили успешное развитие пять лабораторий: экспериментальной минералогии и физики минералов; региональной минералогии; минералогии рудогенеза; минералогии техногенеза и геоэкологии; физических методов исследования минерального сырья и отдел геоинформационных технологий.

Лаборатория экспериментальной минералогии и физики минералов оснащена современным оборудованием для изучения фазовых равновесий и физико-химических свойств магматических и оксидных расплавов и стекол. Создана уникальная экспериментальная установка для изучения строения оксидных расплавов непосредственно при высоких температурах (вплоть до 1300 °С) методом спектроскопии комбинационного рассеяния света. Впервые получены высокотемпературные спектры КР ряда оксидных стеклообразующих расплавов – силикатных, боратных, германатных, фосфатных и т.д. На основе интерпретации полученных спектров рассмотрены механизмы изменения структуры расплавов в процессе их охлаждения и стеклования. Разработаны теория анионных равновесий в силикатных расплавах и методы расчета физико-химических свойств оксидных стеклообразующих систем. Подготовлена структурная модель расслаивания силикатных расплавов. Выполнены работы по изучению взаимодействия алюмосиликатных и боросиликатных стекол и расплавов с водой, по результатам которых предложены различные механизмы растворения воды в оксидных системах. Основные результаты представлены в нескольких монографиях, в том числе «Спектроскопия и структура силикатных расплавов и стекол» [Быков и др., 2001], «Силикатные расплавы» [Анфилогов и др., 2005], «Спектроскопия и структура щелочно-боратных стекол и расплавов» [Осипов и др., 2009].

В последние годы создана экспериментально-методическая база для изучения технологических свойств природного кварца, решения задачи оптимизации технологических процессов получения кварцевых концентратов, совершенствования методик наплава кварцевого стекла и аттестации оптических свойств синтезированных стекол. В 2011 г. получен патент РФ № 2431601 «Способ получения высокочистого концентрата из природного кварца». На основе лаборатории создана научная школа «Строение и свойства магматических расплавов» (основатель – чл.-корр. В. Н. Анфилогов).

Лаборатория региональной минералогии проводит изучение минерального состава крупных тектоно-магматических систем Урала, а также месторождений За-

байкалья, Дальнего Востока и Камчатки. В уникальном по размерам Ильменогорском миаскитовом массиве пробурена структурная скважина глубиной 2000 м. Установлено сложное полифациальное строение глубинных частей массива с широким проявлением пегматитообразования и метасоматоза, выделены фациальные разновидности миаскитовых пород и серия лампрофироидных пород. На основе геологических наблюдений, петрофизических измерений керна, геофизического каротажа и расчетов геофизических полей впервые была построена объемная модель миаскитового массива и вмещающих метаморфических толщ южного окончания Ильмено-Вишневогорского комплекса. Построена генетическая модель развития щелочной магматической системы на фоне переходов вмещающей среды от хрупкого состояния к пластическому. Установлена стадийность образования массива от сухих агпаитовых парагенезисов к водосодержащим миаскитовым и, позднее, образование дифференцированных парагенезисов шпатового, карбонатитового, лампрофироидного составов. Результаты представлены в монографии «Глубинное строение Ильменогорского миаскитового массива» [Макагонов и др., 2003].

Работы лаборатории сопровождались открытиями новых и редких минералов и их ассоциаций. В ряде работ обосновано выделение нового структурного класса минералов – трифосфатов цепочечной структуры. В процессе минералогических исследований открыто 9 новых минералов: канонеровит, поляковит (В. А. Попов, В. И. Попова и др.), макарочкинит (Е. П. Щербакова), фторомагнезиоарфведсонит, фторорихтерит, калийферрисаданагаит, ферривинчит (А. Г. Баженов и др.), калий-магнезиогастингсит (В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский), флоренсит-(Sm) (С. А. Репина и др.). Установлено более 30 новых минералов для России. Составлены фундаментальные обобщения по минералогии пегматитовых полей Мурзинки [Попова и др., 2002], Ильменских гор [Попов, Попова, 2006], Кочкарского и Уфалейского блоков [Белковский, 2006]. Существенно дополнены кадастры минералов более 20 месторождений. Открыто несколько новых разновидностей горных пород. Значительное место в исследованиях ЛРМ занимает анализ конституции и генезиса минералов. Разработаны теории симметрии сростков кристаллов, аффинной гомологии кристаллов, учение о парагенезисе форм кристаллов. Сделан вклад в теорию роста кристаллов (сокристаллизация полиморфов, синтаксия, элементная и изотопная секториальность кристаллов). Работы отмечены медалями РМО и «Почетными отзывами РМО» за лучшие работы в области минералогии (Е. П. Макагонов, В. А. Попов, В. И. Попова).

Деятельность **лаборатории минералогии рудогенеза** направлена на сравнительный анализ минералогии, геохимии, палеовулканических и физико-химических условий формирования рудообразующих систем в древних и современных океанах. Работами лаборитории охвачены крупнейшие колчеданоносные регионы мира, включая Урал, Рудный Алтай, Понтиды, Аппалачи, Иберийский и Западно-Тасманийский пояса, а также сульфидоносные гидротермальные проявления Атлантического и Тихого океанов. Лаборатория занимает лидирующие позиции в развитии минералого-геохимических теорий донного рудообразования в древних океанах. Получены достижения в минералогии колчеданных, золоторудных, марганцеворудных, железорудных, пирофиллитовых и нефритовых месторождений. Выявлены закономерности в развитии вулканизма и рудообразования в бассейнах континентальных окраин [Зайков, 2006].

В лаборатории разработан метод рудно-фациального анализа, на основе которого проведена морфогенетическая реконструкция древнейших придонных сульфидных холмов, показана связь формы рудных тел, соотношений рудных фаций и их минерального состава с региональными режимами вулканизма и седиментации [Масленников, Зайков, 2006]. При исследовании кобальт-медноколчеданных залежей в офиолитовых зонах Урала выявлены признаки их формирования на морском дне [Мелекесцева, 2007].

В рудах фанерозойских колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтид и Хокуроко определены палеогидротермальные трубы – аналоги «черных, серых и белых курильщиков» [Масленникова, Масленников, 2007]. Установлена зависимость минерального состава «курильщиков» от геодинамических обстановок формирования и состава рудовмещающих формаций, обнаружено явление гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей в халькогенидах сульфидных труб. Среди разнообразных редких минералов обнаружены промежуточные твердые растворы, входящие в новые изоморфные серии Ag–Pb–Bi–Sb–Te и Ag–Cu–Te–S. При проведении биофациального анализа сульфидных холмов Урала и Понтид распознаны древние оруденелые устьевые биоты – аналоги современных гидротермальных оазисов, открыты новые виды оруденелой пригидротермальной фауны, а также разработаны критерии глобального прогнозирования палеогидротермальных сульфидных тафоценозов [Масленников, 2006].

В лаборатории активно ведутся работы по изучению минералогии субмаринного [Аюпова, Масленников, 2005] и субаэрального [Белогуб и др., 2006] гипергенеза колчеданных месторождений Урала, в результате которых обнаружены редкие минеральные ассоциации, выявлена зональность преобразований руд, диагенетическая и гипергенная химическая и изотопно-геохимическая дифференциация в халькогенидах в зависимости от условий их формирования. Впервые для Южного Урала систематически изучены геологическое строение и вещественный состав зон окисления развитых над сульфидными месторождениями различных формационных типов, установлено закономерное положение класса селенидов в гипергенном профиле колчеданных месторождений [Белогуб и др., 2006].

В лаборатории создана теория литогенеза сульфидных, оксидно-железистых и оксидно-марганцевых металлоносных отложений, включающая модели гальмиролиза для объяснения литолого-минералогического разнообразия колчеданоносных палеогидротермальных полей [Масленников, 1999]. Фундаментальные труды лаборатории посвящены характеристике малоизученных генетических типов металлоносных отложений, сульфидных турбидитов и их диагенитов, госсанитов, джаспери тов, умбритов и пиритовых кварцитов, и на этой основе разработаны новые литолого-минералогические и геохимические критерии прогнозирования колчеданных месторождений.

За работу «Создание научных основ развития рудной минерально-сырьевой базы Урала» одному из авторов (В. В. Масленников) присуждена Премия Правительства РФ в области науки и техники (2004 г.). За развитие многостадийной минералого-геохимической модели накопления золота в углеродистых металлоносных отложениях и выявление источника золота для золоторудных месторождений-гигантов Обществом Экономической Геологии (SEG) В. В. Масленникову присуждена международная награда им. Б. Скиннера (2012 г.). На основе лаборатории создана ведущая научная школа «Металлогения древних океанов» (основатели – проф. В. В. Зайков и проф. В. В. Масленников).

В последние годы в лаборатории успешно развивается новое для минералогии геоархеологическое направление. Интересными являются работы по изучению минеральных включений в шлаках и золотых изделиях. В последних выявлены микровключения осмия – индикатора россыпного источника благородных металлов [Основы…, 2011].

Значительные успехи достигнуты в изучении минералогии новых и нетрадиционных видов минерального сырья, связанных с рудообразующими вулканогенными формациями. Сотрудниками лаборатории открыт ряд месторождений нового для России кварц-пирофиллитового сырья, впервые дана генетическая типизация пирофиллитовых месторождений [Зайков и др., 1989; Синяковская, Зайков, 2010]. Совместно с сотрудниками лабораторий региональной минералогии и экспериментальной минералогии и физики минералов открыты многочисленные проявления нефрита в ультамафитовых комплексах Учалино-Миасской зоны с выделением крупнейшей в мире нефритоносной провинции и завершением поисково-оценочной стадии изучения крупного Академического проявления нефритов.

В **лаборатории минералогии техногенеза и геоэкологии** создано и методически обосновано новое научное направление в области наук о Земле – «Минералогия техногенеза». На модельном полигоне (горелые отвалы Челябинского угольного бассейна) изучены процессы минералообразования в широких диапазонах температур и газовой фазы [Чесноков и др., 2008]. Разработана теория формирования минерализации в аноксических условиях техногенных объектов при пирометаморфизме. Установлен и детально изучен 51 новый минеральный вид, 8 из которых утверждены Комиссией по новым минералам Международной минералогической ассоциации. Выделены новые классы минералов: силикооксиды, силикохлориды и силикофториды. Совокупность знаний, полученных в процессе изучения высокотемпературных минеральных ассоциаций, позволяет прогнозировать процессы минералообразования в бескислородной атмосфере планет Солнечной системы.

В лаборатории успешно развивается современное научное направление, связанное с изучением геохимии техногенеза. Определены масштабы атмосферной миграции микроэлементов и их роль в трансграничных и региональных уровнях переноса вещества на Южном Урале. Для транспортных и депонирующих сред определены статистические параметры миграции и накопления 48 микроэлементов. Впервые для поверхностных вод природных и горнопромышленных ландшафтов с использованием каскадной ультрафильтрации установлены преимущественные формы миграции халькофильных элементов и определен баланс их поступления в промежуточные и конечные бассейны седиментации. На основе этой же лаборатории совместно с лабораторией физических методов изучения минерального сырья создана экспериментально-аналитическая база для изучения элементного состава вещества – «Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального сырья», имеющий аттестат аккредитации в течение двух пятилетних сроков.

Для выполнения аналитических задач большое значение имеет лаборатория **физических методов исследования минерального сырья**, оснащенная сканирующими электронными микроскопами РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой Link Oxford и VEGA3 TESCAN, трансмиссионным электронном микроскопом TESLA, рентгеноспектральным микроанализатором JEOL-733 JXA, компьютеризированным дериватографом Q-1500, дифрактометрами Shimadzu XRD-6000 с узкофо-

кальной трубкой и ДРОН-2.0, программным пакетом для количественного анализа методом Ритвельда SIROQUANT, рентгенофлюоресцентным анализатором INNOV-x-ά и электронографом ЭММА-100.

В 1996 г. в Институте был создан **отдел геоинформационных технологий.** Основным направлением работ отдела является создание и развитие научной и научно-образовательной телекоммуникационной инфраструктуры в Челябинском научном центре и горнозаводской зоне Челябинской области. Отдел обеспечивает информационную поддержку проведения фундаментальных исследований в Институте минералогии и реализует ряд проектов информатизации на региональном уровне. В отделе разрабатываются корпоративные и прикладные информационные системы на базе портальных решений в сети интернет и интранет.

Результаты исследований сотрудников Института минералогии УрО РАН представлены в более чем 1000 научных публикациях, из них в 40 фундаментальных монографиях, а также в крупных статьях в международных высоко-рейтинговых журналах (Nature, Geology, Geochimica et Cosmochimica Acta, Mineralogy and Petrology, Mineralogical Magazine, Economic Geology, Ore Geology Reviews, Recourse Geology, Economic Geology Monographs). Исследования сотрудников института поддержаны российскими и международными грантами, среди которых следует упомянуть гранты РФФИ, Президиума РАН, УрО–СО–ДВО РАН, ФЦП «Интеграция» Минобрнауки, Президента РФ, а также гранты МНФ, TACIS, GEODE, INTAS, DAAD, CODES, ЮНЕСКО–IGCP, $5^{ой}$ и $7^{ой}$ рамочных программ Евросоюза. Сотрудники Института минералогии УрО РАН участвуют в международных конференциях геологической и минералогической направленности, среди которых важнейшими являются регулярно проводимые: Международный Геологический Конгресс (IGC), конгресс Международной ассоциации геологии рудных месторождений (IAGOD), Международный конгресс по прикладной геологии (SGA), Съезд международной минералогической ассоциации (IMMA), Международный конгресс по прикладной минералогии (ICAM), а также в рабочих совещаниях в рамках программ IGCP (486, 502), CERCAMS-6,9.

Сотрудники Института минералогии УрО РАН активно сотрудничают с коллегами российских академических институтов, университетов и производственных организаций. В их числе ИГГ УрО РАН и УГГУ (Екатеринбург), ИГ УНЦ РАН (Уфа), ИГЕМ РАН, ИО РАН, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, МГУ (Москва), СПбГУ, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ (Санкт-Петербург), ИГМ СО РАН, НГУ (Новосибирск) и др. Среди зарубежных партнеров – Музей Естественной Истории (Лондон), Фрайбергская Горная Академия (Фрайберг), Университет Тасмании (Хобарт), Геологическая служба Франции (Орлеан) и др.

Научные контакты с исследователями современных гидротермальных систем дали возможность сотрудникам Института минералогии УрО РАН принять участие в рейсах научно-исследовательских судов для изучения продуктов современной гидротермальной подводной деятельности. В. В. Масленников на НИС «Академик Келдыш» с учеными Института Океанологии РАН и И. Ю. Мелекесцева на НИС «Профессор Логачев» в сотрудничестве со специалистами ФГУНП ПМГРЭ работали на гидротермальных полях Атлантики.

Институт минералогии – учредитель геологического факультета ЮУрГУ. С момента основания геологического факультета Миасского филиала Южно-Ураль-

ского государственного университета (1998 г.) 22 сотрудника института принимают активное участие в учебном процессе в качестве лекторов и руководителей дипломных работ. Преподаватели факультета опубликовали ряд методических пособий, среди которых выделяются работы [Масленников, Зайков, 2006; Попов, 2011; Кабанова, 2008]. С 1995 г. в институте проходит международная молодежная научная школа «Металлогения древних и современных океанов».

В настоящее время один из новых объектов минералогических исследований – Челябинский метеорит. Сотрудники Института уверенно смотрят в будущее и нацелены на решение актуальных научных задач, стоящих перед учеными России.

Литература

Анфилогов В. Н., Быков В. Н., Осипов А. А. Силикатные расплавы. М.: Наука, 2005. 357 с.

Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.

Белковский А. И., Белковская Я. А. Биотиты и вермикулиты Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 202 с.

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Яковлева В. А. Зона окисления Западно-Озерного цинково-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 182 с.

Быков В. Н., Анфилогов В. Н., Осипов А. А. Спектроскопия и структура силикатных расплавов и стекол. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 180 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Зайков В. В., Кораблев Г. Г., Удачин В. Н. Пирофиллитовое сырье палеовулканических областей. М.: Наука, 1989. 129 с.

Кабанова Л. Я. Петрография магматических горных пород. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.

Макагонов Е. П., Баженов А. Г., Вализер Н. И. и др. Глубинное строение Ильменогорского миаскитового массива. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 180 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 2006. 224 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Осипов А. А., Осипова Л. М., Быков В. Н. Спектроскопия и структура щелочноборатных стекол и расплавов. Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2009. 174 с.

Основы геоархеологии: учебное пособие / *В. В. Зайков, А. М. Юминов, Е. В. Зайкова, А. Д. Таиров*. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 2011. 263 с.

Попов В. А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

Попов В. А., Попова В. И. Минералогия Ильменских гор // Минералогический альманах. М.: Ассоциация Экост, 2006. Т. 9. 152 с.

Попова В. И., Попов В. А., Канонеров А. А. Мурзинка: Алабашское пегматитовое поле // Минералогический альманах: М.: Ассоциация Экост, 2002. Т. 5. 128 с

Синяковская И. В., Зайков В. В. Пирофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау (Башкортостан). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 154 с.

Чесноков Б. В., Щербакова Е. П., Нишанбаев Т. П. Минералы горелых отвалов Челябинского угольного бассейна. Миасс УрО РАН, 2008. 139 с.

В. Н. Анфилогов[1], Ю. В. Хачай[2]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru
[2] – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Происхождение Луны

Вопрос о происхождении Луны имеет первостепенное значение для объяснения механизма образования Земли, спутником которой она является. До появления гипотезы мегаимпакта в литературе обсуждались три основных механизма образования Луны: 1) гипотеза отделения Луны от Земли; 2) гипотеза захвата и 3) гипотеза совместного образования или коаккреции Земли и Луны. Недостатки этих гипотез рассмотрены в работе [Левин, Маева, 1975]. Идея отделения вещества Луны от Земли была высказана Дж. Дарвиным еще в 1880 г. Ее несоответствие законам небесной механики также обсуждаются в работе [Левин, Маева, 1975]. Как отмечают авторы этой работы, в случае возникновения ротационной неустойчивости, которая является причиной отделения части вещества от вращающегося тела, невозможно плавное отделение спутника от основного тела. Выброшенное в результате ротационной неустойчивости вещество либо улетает прочь, либо возвращается обратно.

Гипотеза совместного образования Земли и Луны рассматривается в работах [Шмидт, 1950; Рускол, 1975]. О. Ю. Шмидт предполагал, что Луна аккумулировалась в окрестностях растущей Земли из околоземного роя тел, непрерывно пополнявшегося из протопланетного облака. Как отмечают Б. Ю. Левин и С. В. Маева [1975], «гипотеза О. Ю. Шмидта опирается на процессы, которые неизбежно должны протекать в ходе аккумуляции Земли и, с механической точки зрения, она представляется наиболее перспективной». Однако в рамках этой гипотезы следует ожидать, что Луна и Земля имеют одинаковый состав и попытка доказать, что этот процесс может привести к различному составу этих тел, по мнению авторов, является сомнительной.

Существенный прогресс в изучении Луны был достигнут при изучении материалов, доставленных на Землю беспилотными станциями Луна-16, Луна-20 и экспедициями Аполлон. Детальный анализ этих результатов и проблем, которые появились в связи с получением новых данных, сделан в работах [Левин, Маева, 1975; Каула, 1975; Warren, 1989]. Отметим наиболее важные из них. Установлено, что Луна претерпела магматическую дифференциацию, которая происходила одновременно с ее ростом, и что в настоящее время ее недра находятся в частично расплавленном состоянии. Следствием этого открытия является необходимость высокой начальной температуры Луны. Пока никто не смог предложить источник энергии, необходимой для реализации этого состояния. У. М. Каула [1975] считает, что астеносфера Луны радиусом 700 км свидетельствует о том, что эта область была слишком холодна, чтобы принять участие в ранней дифференциации. Попытки объяснить высокую температуру в недрах Луны повышенным содержанием радиоактивных элементов выглядят не совсем убедительными и создают новую проблему источника повышенных содержаний этих элементов. Установлен резкий дефицит железа по сравнению с Землей. Третьей особенностью Луны является ее обогащение минералами с высоким содержанием Ca и Al [Левин, Маева, 1975]. Наличие на Луне мощной анортозитовой коры и частично расплавленной центральной части заставляют предполагать, что весь ее объем прошел через расплавленное состояние, и что на завершающей стадии

формирования у ее поверхности существовал слой расплава мощностью не менее 400 км [Рускол, 1975].

Неадекватность трех основных гипотез образования Луны и перечисленные выше проблемы, главная из которых разогрев вещества Луны до температуры плавления, привели к появлению гипотезы мегаимпакта [Cameron, 1976; Taylor, 1987]. Гипотеза мегаимпакта предполагает, что материал, из которого была сформирована Луна, был выбит из мантии Земли при ударе о Землю космического тела размером с Марс или более. Таким образом, по мнению авторов, решаются две проблемы: дефицит железа в Луне и разогрев выброшенного материала выше температуры плавления. Гипотеза мегаимпакта не решает проблему, а заменяет ее решение умозрительной схемой. Произвольно варьируя составом и размером импактора, эта гипотеза позволяет объяснить любые установленные различия в составе Земли и Луны, но какие либо алгоритмы ее проверки отсутствуют.

Прежде чем объяснять природу различия химического состава Земли и Луны и механизм разогрева вещества Луны на начальном этапе ее формирования, мы должны выбрать определенную модель образования Луны. Наиболее корректной является модель, предложенная О. Ю. Шмидтом [1950], которая в дальнейшем была развита в работах Е. Л. Рускол [1975]. Е. Л. Рускол и У. М. Каула считают, что динамически вероятным является способ, в котором Луна является побочным (сопутствующим) продуктом образования Земли. Однако этот тезис может иметь двоякое толкование. В варианте, принятом Е. Л. Рускол и У. М. Каулой, Луна формируется из спутникового роя, частицы которого, до того как стать спутниками растущей Земли, обращались по гелиоцентрическим орбитам. В этом варианте предполагается, что Земля и Луна формировались из одного и того же вещества. Это создает непреодолимые трудности при объяснении различия химического состава Земли и Луны.

Принимая за основу гипотезу О. Ю. Шмидта, мы считаем, что на начальном этапе Луна формировалась из фрагментов, которые образовались при разрушении первичных зародышей Земли. Этот вариант логически вытекает из предложенной нами модели гетерогенной аккумуляции Земли, в основе которой лежит двухстадийный механизм формирования зародышей планеты [Cameron, 1976; Stolper, 1982]. Согласно нашей модели, на первой стадии образуются первичные зародыши, центральная часть которых сложена наиболее высокотемпературными конденсатами, близкими по составу к CAI – обогащенными Ca и Al включениям, которые присутствуют в метеорите Алленде. Средняя оболочка этих зародышей сложена железо-никелевым материалом, который конденсируется из газовой фазы вслед за высокоглиноземистыми конденсатами. В процессе роста первичных зародышей происходил их разогрев, в результате распада коротко живущих радиоактивных изотопов, главным из которых является ^{26}Al с периодом полураспада $\tau = 7.38 \cdot 10^5$ лет. Отношение $^{26}Al/^{27}Al$ в протопланетном веществе оценивается в $5 \cdot 10^{-5}$ [Cameron, 1976]. При таком содержании ^{26}Al по мере роста массы зародышей температура их центральных областей увеличивается и в центре зародыша радиусом более 200 км может достигать 2200 K [Cameron, 1976; Анфилогов, Хачай, 2005]. Этого вполне достаточно для плавления Ca–Al материала в центральной части зародыша, температура плавления которого равна 1830 K [Stolper, 1982], и железо-никелевой смеси в его средней оболочке. Внешняя оболочка зародыша, отдающая тепло в пространство, останется твердой.

Дальнейшее развитие процесса формирования планет идет по следующей схеме. В соответствие с моделью аккумуляции В. Сафронова, число зародышей образованных на начальном этапе процесса агломерации продуктов конденсации велико, и

они будут часто сталкиваться друг с другом. Столкновение двух зародышей, имеющих близкие размеры, расплавленное алюмосиликатное ядро, среднюю железную и твердую силикатную внешнюю оболочки, приведет к их разрушению. Средние, расплавленные оболочки при столкновении сольются, образуя новый зародыш, ядро которого состоит из железо-никелевого сплава. Вещество алюмосиликатных ядер первичных зародышей будет выдавлено из их центров и выброшено за пределы нового зародыша, образованного в результате столкновения. Частично вместе с ним будет выброшен расплавленный железо-никелевый материал. Внешние твердые оболочки, нижняя часть которых могла состоять из вещества близкого к составу палласитов или обыкновенных хондритов, будут разрушены и часть обломков также будет выброшена за пределы области питания растущей планеты. Таким способом формируется металлическое ядро Земли и происходит разделение химических резервуаров ядра и силикатной мантии.

Рассмотренный выше двухстадийный механизм формирования Земли позволяет предложить согласованный с ним вариант образования Луны, объясняющий существующий дефицит железа в составе Луны и высокую первичную температуру в ее недрах. Как мы отметили выше, принципиальное отличие нашей модели от модели Шмидта–Рускол заключается в том, что материал, из которого на начальном этапе формируется Луна, представлен не частицами, находящимися на гелиоцентрических орбитах, а, главным образом, фрагментами первичных зародышей Земли, выброшенных при их разрушении на спутниковые орбиты. Это вещество состоит из расплавленного материала, близкого по составу к CAI и частично из расплавленного железа и обломков внешних твердых оболочек.

Неравномерное распределение железа между Землей и Луной возникает на начальном этапе формирования Луны. При формировании вторичных зародышей Земли основная масса железа переходит в их центральные части, из которых затем формируется ядро Земли. На Луну попадают только фрагменты первичных зародышей, в которых значительная часть представлена материалом CAI. После завершения формирования основной части ядра Земли на его поверхности и на поверхности растущей Луны отлагается силикатный хондритовый материал с относительно невысоким содержанием железа.

Второй проблемой, которую должна решить адекватная модель формирования Луны, является дефицит Na, K, Rb, Cs и Mn и практически полное отсутствие в составе лунных пород воды и углекислоты. Согласно предложенной модели гетерогенной аккумуляции Земли [Анфилогов, Хачай, 2012], в последнюю очередь на ее поверхности должно отлагаться вещество близкое по составу к углистым хондритам CI, которое содержит наиболее низкотемпературные, обогащенные летучими компонентами, продукты конденсации протопланетного вещества. Могут быть две причины, по которым следы этого материала отсутствуют на Луне. По мере роста гравитационного радиуса Земли, поток осколков, выходящих из зоны питания Земли, будет уменьшаться. Поэтому поздние, низкотемпературные конденсаты могли не выходить за пределы области притяжения Земли, и Луна оказалась обедненной этими компонентами. Более вероятным представляется другой вариант, который предполагает, что вещество углистых хондритов выпадало не только на Землю, но и на поверхность Луны, и его доля, выпавшая на Луну, была пропорциональна отношению масс Луны и Земли, равному 0.012. В период магматической активности Луны и бомбардировки ее поверхности метеоритами, этот материал мог быть полностью переработан, и входящие в его состав летучие компоненты диссипировали в пространство. Возмож-

ность реализации второго варианта подтверждается наличием на Луне пород щелочной серии, в том числе гранитов, которые могли образоваться только в присутствии воды в первичном веществе.

Литература

Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // ДАН. 2005. Т. 403. № 6. С. 803–806.

Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры // Литосфера. 2012. № 6. С. 3–13.

Левин Б. Ю., Маева С.В. Загадки происхождения и термической истории Луны // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 283–298.

Каула У. М. Механические процессы, влияющие на дифференциацию протолунного вещества // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 630–637.

Рускол Е. Л. Происхождение Луны // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 638–644.

Шмидт О. Ю. Возникновение планет и их спутников // Изв. АН СССР. Серия физ. 1950. Т. 14. № 1. С. 29–45.

Cameron A. G. V., Ward W. The origin of the Moon // Sci. Proc. Lunar. Conf. 7th. Houston, 1976. P. 120–122.

Stolper E. Crystallization sequences of Ca-Al-rich inclusions from Allende meteorite: an experimental study // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1982. Vol. 46. № 11. P. 2159–2180.

Taylor S. The unique lunar composition and its bearing on the origin of the Moon // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987. Vol. 51. № 5. P. 1297–1310.

Warren P. H. Growth of the continental crust: a planetary-mantle perspective // Tectonophysics, 1989. Vol. 161. P. 165–199.

Ю. И. Бакулин

Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

gpr@mail.kht.ru

Минеральное сырье – основа экономики России

Минерально-сырьевая база (МСБ) является общенациональным достоянием и материальной базой экономики. Такой высокий статус требует к ней особого отношения, направленного, прежде всего, на защиту МСБ от комплексного использования недропользователями и на восполнение добытого минерального сырья вновь разведанным за счет государственного финансирования работ. Эти проблемы существовали всегда, но есть механизмы их разрешения. В новых экономических условиях, называемых «рыночной экономикой», трудно представить такие производственные обстоятельства, которые влияли бы на цену ежедневно и даже чаще, как это происходит на бирже. Охарактеризовав основные особенности МСБ, сконцентрируем внимание на необходимых действиях по защите ее от истощения.

Стоимость разведанных и предварительно оцененных запасов России составляет около 29 трлн. долл. Основную ценность составляет углеводородное сырье (газ, нефть, конденсат, угли), составляющие вместе более 70 %, далее следуют черные

металлы (~7 %), цветные и редкие металлы (~7 %), благородные металлы и алмазы (~1 %), на другие виды важных рудных и нерудных полезных ископаемых приходится ~15 %. В годовом валовом продукте минеральное сырье составляет ~38 % стоимости и ~80 % экспортной выручки. Цифры внушительные, но они занижены. Имеются разные подходы к оценке реального удельного веса горнодобывающей деятельности. Автору в большей мере импонируют подходы, учитывающие образование производственных комплексов как обеспечивающих деятельность горнодобывающих предприятий, так и использующих их продукцию. По финансовым отчетам можно оценить интегральное влияние минерально-сырьевого комплекса на валовый продукт в объеме 70–80 %.

Минеральные ресурсы обладают целым рядом уникальных свойств. Сравнительно простая процедура превращения их в товарный продукт (т.е., извлечение из недр) формирует значительную часть бюджета России. Но очень важное, правда, несколько отдаленное негативное последствие имеют такие свойства, которые относят его к исчерпаемым, невозобновляемым и в значительной мере незаменимым ресурсам. Известно, что минеральное сырье закончится. Оценки возможного исчерпания ресурсов известны по каждому виду минерального сырья по России и в целом по миру. Обеспеченностью разведанными запасами заинтересовалась Счетная палата [Заключение..., 2009]: по данным Счетной палаты на 2012 г. из 150 учитываемых видов твердых полезных ископаемых лишь по 60 видам с 2008 г. обеспеченность увеличилась или осталась неизменной, но добыча компенсировалась приростом только по 19 видам, а по 44 видам наблюдается снижение добычи. Обеспеченность разведанными запасами нефти в России – 23 года при мировой обеспеченности 45 лет (в основном, за счет стран ОПЕК, которые обеспечены запасами на 85 лет). Мировая проблема для нефтедобычи – это коэффициент извлечения нефти (КИН), не превышающий 30–35 % (~70 % нефти рассеивается в недрах в процессе нефтедобычи).

Еще одна особенность минерального сырья заключается в том, что чем выше его цена, тем большее его количество можно выделить в недрах при заданном качестве, а при уменьшении цены количество уменьшается. Осознание этого обстоятельства побуждает собственника недр, т.е. государство, стимулировать полноту извлечения, чтобы полезного ископаемого хватило на возможно больший срок.

Другая проблема заключается в различии принципов формирования цены на минеральное сырье, которая устанавливается на бирже, и стоимости товаров, работ и услуг, которыми пользуются горнодобывающие предприятия при производстве товарного продукта. Стоимость определяется произвольно по примеру естественных монополий (точнее, вслед за энергетиками и транспортниками). В этом случае в недрах остаются «нерентабельные» запасы из-за более высоких темпов роста стоимости работ и услуг по сравнению с ценой металлов. Рассматривается влияние двух рыночных механизмов на состояние минерально-сырьевой базы: 1) определение цены минерального сырья на бирже и 2) соотношение темпов роста цен минерального сырья и стоимости товаров, работ и услуг.

Для обозначения проблемы важно осознание необходимости специального исследования, чтобы показать пагубность рыночных механизмов для состояния минерально-сырьевой базы и обосновать минимизацию или полное исключение их влияния. Это возможно следующим образом: 1) на основе обстоятельных геолого-экономических расчетов необходимо фиксировать стоимость минерального сырья на сроки, сопоставимые с длительностью цикла воспроизводства минерально-сырьевой базы (~10–15 лет) и 2) на этот срок фиксировать курс национальной валюты по уров-

ню обеспеченности ликвидным минеральным сырьем. Автор осознает возможные сложности в реализации подобных намерений, но, в то же время, убежден в необходимости скорейшего и неизбежного их разрешения.

В структуре затрат цеховые расходы по добыче и переработке руд составляют 23–25 %. Основные затраты (~75 %) связаны с транспортировкой и содержанием коммуникаций, капитальными вложениями (или их компенсацией), созданием социальной инфраструктуры, налогами и платежами.

Таким образом, средства горнодобывающих компаний поглощаются не собственно горнодобывающей деятельностью, а, так сказать, сопутствующими расходами. Они не образуют накоплений, а являются чистыми затратами. Они непреклонно растут ежегодно и ежеквартально, отражая, в первую очередь, рост цен монополистов, которые маскируют под «инфляцию» рост своих доходов. Этих 23–25 % средств недостаточно для обновления фондов и внедрения новых технологий. В более выгодном положении оказались компании, вложившие ранее крупные средства в создание основных фондов, но период благополучия слишком короток, всего 7–10 лет: первые 5–7 лет – возврат инвестиций, затем благополучие, а потом снова нужно вкладывать деньги в модернизацию и развитие производства.

Экономическая система, называемая рыночной экономикой, не имеет ни одного твердого эталонного показателя. Ценность рубля декларируется, а не измеряется национальным продуктом, который имеет только физические показатели (объем, вес), а его стоимостные показатели плавают. Деньги (новые деньги – прибыли) создаются не в сфере производства, а в сфере распределения (на рынке), в финансовой сфере. Их прибыли – это убытки производителей продукта. Базовая часть экономики, прежде всего минерально-сырьевые ресурсы, не развивается, а находится в поиске инвесторов. Вывод напрашивается самопроизвольно: сфера обслуживания экономики, в том числе финансы и распределение, нуждаются в постоянном государственном регулировании в таком объеме, чтобы свобода и регулирование составляли диалектическую пару противоположностей [Бакулин, Жукова, 2009].

Периодически возникает мысль о том, что необходимо «слезть» с минерально-сырьевой «иглы» и заняться инновациями. Но зачем их противопоставлять? Минерально-сырьевой комплекс представляет собой благодатную сферу разработки и внедрения инноваций в разнообразные, интересные в научном и практическом отношении проблемы. Взять хотя бы коэффициент извлечения нефти – на каждую добытую тонну нефти в недрах теряется 2 т. Много направлений в вопросах охраны окружающей среды. В заключение следует еще раз повторить главную мысль – минерально-сырьевая база требует целенаправленных действий по ее защите как главного национального достояния.

Литература

Бакулин Ю. И., Жукова И. В. Объективные закономерности развития. Введение в проблему. Хабаровск: Изд. ТОГУ, 2009. 56 с.

Заключение по результатам аудиторской проверки МПР РРФ аудитора Счетной палаты РФ А. А. Пискунова. Бюллетень Счетной палаты Российской Федерации № 4 (136), 2009 (http://www.ach.gov.ru).

В. А. Коротеев[1], А. Н. Савичев[2], В. Н. Огородников[2], Ю. А. Поленов[2]
[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
koroteev@igg.uran.ru
[2] – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
FGG.GL@m.ursmu.ru

Техногенные кианитовые россыпи – перспективные объекты комплексного сырья

Вовлечение минералов группы силлиманита (кианит, силлиманит, андалузит) в производство высокоглиноземистых огнеупоров с целью последующего их использования в металлургической промышленности невозможно без освоения новых источников высокоглиноземистого сырья [Коротеев и др., 2011, 2012]. Одним из таких сырьевых источников является Андрее-Юльевская группа кианитсодержащих техногенных образований [Огородников и др., 2012].

Андрее-Юльевская группа техногенных месторождений кианита накоплена в результате отработки Еленинской и Андреевской аллювиальных золотоносных россыпей, разработка которых велась гидравлическим способом вплоть до середины 90-х годов XX века. Из других потенциально полезных компонентов в золотоносных россыпях присутствовали кианит, рутил, ильменит, хромит, монацит и др. В связи с низкими содержаниями этих минералов в аллювиальных отложениях в качестве попутных компонентов вышеназванные минералы в процессе золотодобычи не рассматривались.

Во время отработки золотоносных россыпей материал подвергался неоднократному механическому воздействию (промывке, перемещению, гравитационной дифференциации, сегрегации и т.п. технологическим процессам), в результате чего его первоначальное качество существенно изменилось: золото извлекалось, а остальной материал перемещался в хвостохранилища или сбрасывался вблизи полигонов добычи. Разведанные запасы аллювиального золота к середине 1990-х годов выработаны полностью. В результате эксплуатации россыпей было накоплено около 10 млн $м^3$ техногенных образований, локализованных на площади более 20 $км^2$. Наблюдаемая в их пределах кианитовая минерализация послужила основанием для постановки геологического изучения на кианит. В пределах техногенных образований были изучены техногенные разрезы, включающие техногенные пески вблизи бывших полигонов добычи (0–1.6 м), техногенные пески и илы в бывших хвостохранилищах (0–2.5 и 2.5–6.0 м соответственно).

Проведенные исследования показали, что в процессе гидравлической добычи произошло вторичное накопление минералов тяжелой фракции в техногенных песках, что привело к их концентрации до значений, представляющих интерес для коммерческой добычи (табл. 1).

Среди техногенных образований выделены следующие основные разновидности, положенные в основу литологического расчленения техногенного материала.

Песок техногенный. Макроскопически представлен несортированной рыхлой гравийно-песчаной смесью различной степени лежалости с незначительными (до 3–5 %) включениями щебнистого материала. Цвет песков в интервале 0–30 см – бурый, коричневый, глубже – белый, бежевый, желтый, светло-коричневый. Текстура – слоистая, косослоистая. Структура – псефито-псаммитовая. По гранулометрическому

Таблица 1

Сравнительная характеристика содержания минералов в золотоносных (первичных) россыпях и в техногенных образованиях

Минералы	Содержание минералов в золотоносных россыпях*			Содержание минералов в техногенных песках		Степень техногенной концентрации, разы
	Ед. изм.	Андреевская	Еленинская	n ? 10^{-3} %	г/м^3	
Золото	мг/м^3	216	213		54 мг/м^3	
Кианит	г/м^3	4.7	26		7722	500
Рутил		2.1	2.3	0.073	2080**	900
Ильменит		4.7	5.2	0.074	3953**	790
Пиролюзит		н.д.	0.2	25	425**	Более 2000
Хромит		1.8	1.2	27	469**	390
Сфалерит		н.д.	2.4	8.3	141**	58

Примечание. н.д. – нет данных, * – по данным геологоразведочных работ, ** – пересчитано на минералы.

составу техногенные пески относятся к средним, крупным и гравелитистым. Минеральный состав техногенных песков довольно однообразный, и их можно отнести к мономинеральным кварцевым пескам (%): кварц (90–95), кианит (0–5), лимонит (0–7), карбонаты (0–5), прочие минералы (рутил, турмалин, пирит, хлорит, магнетит, титаномагнетит, минералы группы слюд, <1 %). Техногенные пески содержат основное количество кианита и отнесены к продуктивным толщам.

Ил техногенный. В эту группу включены высокоглинистые образования (преимущественно глина) белого, серого, коричневого и бурого цветов. Отдельные участки сложены алевритовыми глинами и алевритами. Текстура – массивная и слоистая. Структуры алевритовые и пелитовые, часто смешанные. Консистенция – мягкопластичная, тугопластичная.

Песок глинистый техногенный – гетерогенная порода, образованная в результате техногенной седиментации во время сброса песчано-глинистой пульпы в хвостохранилища. В полевых условиях порода диагностировалась как суглинки, глинистые пески, песчанистые глины, алевролиты. Характеризуется значительным количеством глинистого или тонко-алевритового материала в составе «основной» массы (50–80 %) с примесью песка.

Техногенные образования были оценены на всю глубину с использованием горно-буровой системой разведки по сети 200 ? 100 м и опробованы бороздовым и керновым способом. Сокращенный количественный минералогический анализ техногенных песков на кианит и золото показал наличие в них промышленных содержаний кианита и убогие содержания золота. Результаты опробования техногенных образований показаны в таблице 2.

По данным химических анализов содержание Al_2O_3 в кианите колеблется от 55.5 до 60.2 мас. % и зависит от фракционного состава кианита. Изменение химического состава кианита в зависимости от фракции приведено на рисунке 1.

Таблица 2

Средние содержания минералов в основных литологических разностях техногенных образований

Литологические разности	ПТ	ПГТ	ПАТ	ИТ	КВ
Среднее содержание кианита, кг/м^3	7.722	0.391	0.263	0.053	0.164
Среднее содержание золота, г/т	0.032	0.038	0.022	0.039	0.038

Примечание. ПТ – пески техногенные, ПГТ – пески глинистые техногенные, ПАТ – пески алевритовые техногенные, ИТ – илы техногенные, КВ – кора выветривания.

Возможность определения золотороссыпного потенциала техногенных песков с убогим содержанием золота связывается со способностью части золота концентрироваться с использованием современных центробежных концентраторов. Для усовершенствования методологии геологического изучения техногенных образований на золото нами был использован «концентратный» метод опробования [Афанасенко,

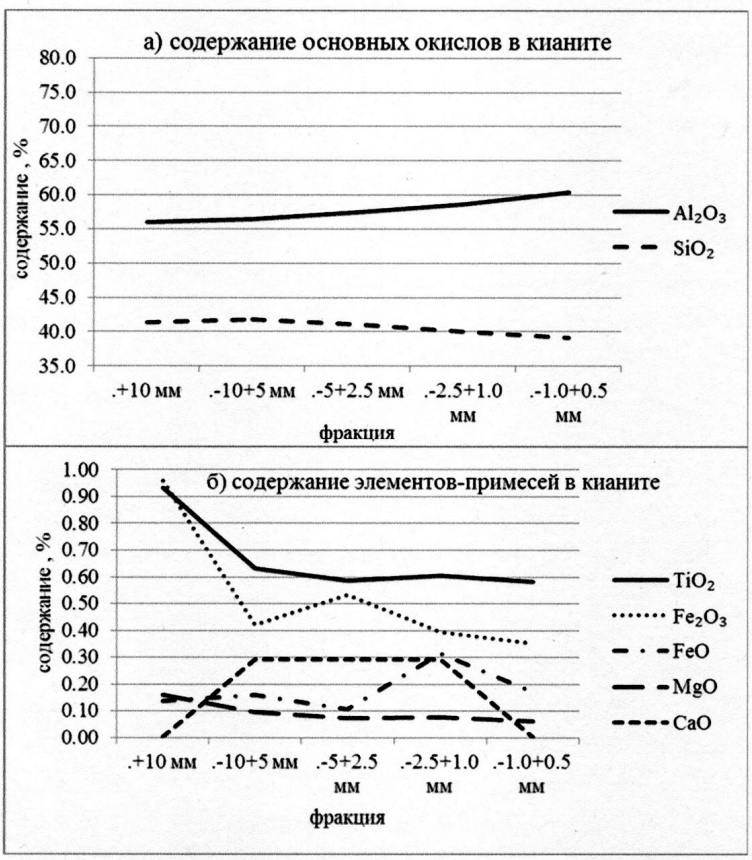


Рис. 1. Изменение содержания основных окислов Al_2O_3 – SiO_2 (а) и элементов-примесей (б) в монофракциях кианита разного фракционного состава.

Лазариди, 2012; Афанасенко и др., 2012]. При опробовании техногенных песков в схему пробоподготовки была включена операция гравитационного обогащения (один цикл) с использованием центробежного концентратора «ИТОМАК-0.1». Проведено опробование на золото по схеме: рядовая проба (шламы промывки) – концентратная проба – хвосты. Результаты опробования показали, что даже при убогих содержаниях валового золота в техногенных песках (на уровне 0.02–0.03 г/т) 55.2 % проб обладают способностью к концентрации золота в продуктах обогащения (рис. 2), т.е. из техногенных песков с убогим содержанием золота возможно извлечение золотосодержащего концентрата – попутного «промпродукта» при добыче кианита.

Спектральный анализ исходных проб показал повышенные концентрации в техногенных песках Cr, Mn, Ti, Zn, Ba, Zr. Они связываются с наличием в песках хромита, марганцевых минералов (пиролюзита и псиломелана), рутила и ильменита, сфалерита, барита и циркона. Использование «концентратного» метода опробования для изучения техногенных песков совместно со спектральным анализом на 31 элемент позволило выделить в них наиболее извлекаемые минералы. Результаты спектрального анализа техногенных песков показывают увеличение содержаний Cr, Mn, Ti, Zn, Ba и Zr в концентрированных пробах, что говорит о возможном извлечении связанных с этими элементами минералов в концентраты.

Из этой группы элементов наибольший интерес представляет Ti. По данным Геологической службы США [2011], стоимость рутилового концентрата в период с 2007 по 2011 г. выросла с 488 $/т до 1400 $/т, что делает коммерчески привлекательной попутную добычу рутила из техногенных песков.

На основании проведенных исследований была разработана принципиальная технологическая схема обогащения техногенных песков Андрее-Юльевского техногенного месторождения кианита. Согласно этой схеме предполагается получение трех товарных продуктов: 1) кианитового концентрата (основной продукт); 2) золотосодержащего концентрата (попутный продукт) и 3) рутилового концентрата (попутный продукт).

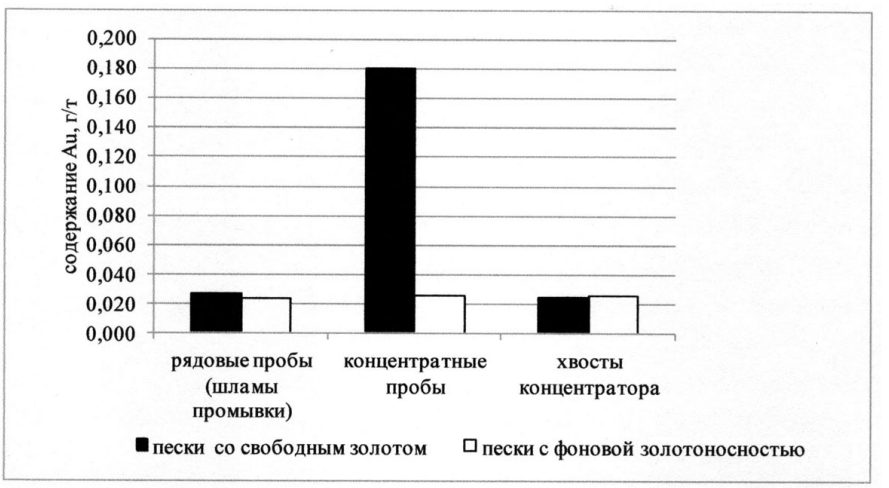


Рис. 2. Увеличение содержания извлекаемого золота в концентратных пробах из техногенных песков с фоновой убогой золотоносностью с использованием в процессе пробоподготовки лабораторного центробежного концентратора «ИТОМАК -0.1».

Таким образом, в результате геологических исследований Андрее-Юльевского техногенного месторождения кианита, использование в процессе работ «концентратного» метода опробования позволило выявить золотороссыпной потенциал техногенных песков с убогим содержанием золота и дополнительно выделить в качестве полезного компонента рутил. Комплексное использование полезных компонентов содержащихся в техногенных песках Андрее-Юльевского месторождения значительно улучшит технико-экономические показатели эксплуатации.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев. Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме 5.4667.2011 (Г-3 УГГУ) «Исследование генетических типов месторождений группы кианита», руководитель профессор В. Н. Огородников.

Литература

Афанасенко С. И., Лазариди А. Н. Практика применения концентраторов «Итомак» для добычи мелкого, тонкого и связанного золота из техногенного сырья. http://www.itomak.ru, 2012.

Афанасенко С. И., Лазариди А. Н., Петров В. Г. Опыт использования центробежно-гравитационного аппарата «Итомак-0.1» при разведке золоторудного месторождения. http://www.itomak.ru, 2012.

Коротеев В. А., Савичев А. Н., Перепелицын В. А. и др. Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пирофиллита, каолины, золы и др. – МГС) // Проблемы минерагении России. М.: ГЦ РАН, 2012. С. 189–203.

Коротеев В. А., Огородников В. Н., Войтеховский Ю. Л. и др. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 227 с.

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л. и др. Кианитовые руды России. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 334 с.

U.S. GEOLOGICAL SURVEY: October 20, 2011. http://www.usgs.gov/pubprod.

Е. Б. Дайнеко[1], А. М. Юминов[2], А. Г. Токарев[1]

[1] – Национальный технический университет «ХПИ», г. Харьков

Caterine@i.ua

[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе;

umin@mineralogy.ru

Пирофиллитсодержащие породы Курьяновского и Овручского месторождений (Украина) как сырье для производства плотноспеченной керамики

(научные руководители В. В. Зайков, Е. Ю. Федоренко)

В современной керамической промышленности повышаются требования к качеству готовой продукции, что особенно относится к технической керамике, от качества которой зависит работа целого комплекса. Для производства изделий из фарфора разного функционального назначения одной из наиболее актуальных задач является повышение их механической прочности. Традиционно это достигалось пу-

тем повышения содержания высококачественного глиноземсодержащего сырья. Однако данный подход ведет к повышению температуры формирования фарфоровых изделий и, как следствие, увеличению их себестоимости. Более перспективным является использование нетрадиционных глиноземсодержащих сырьевых компонентов, в частности, пирофиллита, что позволяет не только заменить часть дорогостоящего сырья, но и снизить температуру обжига изделий без ухудшения их эксплуатационных свойств.

Предварительные исследования пирофиллитов Чистогоровского месторождения (Челябинская обл., Россия) показали положительные результаты использования этого сырья в качестве компонента масс для получения плотноспеченной керамики при 1150 °С [Федоренко и др., 2012; патент, 2012]. Также была изучена возможность применения данного пирофиллита в составах масс электроизоляционного фарфора с пониженной температурой термообработки 1200 °С [Дайнеко и др., 2012]. Полученные образцы отличаются тонкодисперсной стекломуллитовой структурой, характеризуются водопоглощением 0.1 %, электросопротивлением $c_v = 6 \cdot 10^8$ Ом·м и удовлетворяют требованиям действующего стандарта на керамические изделия электротехнического назначения [Материалы…, 1983].

Цель настоящего исследования – определить возможность применения пирофиллитового сырья украинских месторождений в производстве плотноспеченной керамики разного функционального назначения. Основной задачей работы являлось определение структурно-текстурных, минералогических и химических особенностей пирофиллитсодержащих пород Курьяновского и Овручского месторождений.

Наиболее крупные пирофиллитовые месторождения Украины (Нагорянское, Девошинское, Курьяновское, Шишаловское и др.) находятся на северо-западе Украинского щита в Овручской рифтогенной зоне, верхняя часть которой сложена метаморфизированными вулканогенно-осадочными образованиями верхнего докембрия [Гурський и др., 2006]. По мнению Е. М. Танкилевича [1963], генезис пирофиллита связан с процессом метасоматического преобразования тонкослоистых туфов и переотложения туфо-каолинитового материала.

Курьяновское месторождение пирофиллитовых сланцев расположено в 16.5 км к юго-западу от г. Овруч (Житомирская обл., Украина). Рудная залежь представлена серией пластообразных тел пирофиллитсодержаших пород, секущих вмещающие кварциты. Параметры тела: длина 250–300 м, ширина – 150 м, мощность – 30–40 м. Падение северо-западное под углом 10–15?. Запасы месторождения по состоянию на 1987 г. оценены в 35.3 тыс. т [Зайков и др., 1989].

Месторождение интенсивно разрабатывалось в 30х–80х гг. прошлого века, но в связи с распадом Советского Союза его эксплуатация была прекращена. В настоящее время на месторождении находятся руины промышленных зданий, засыпанное устье шахты и многочисленные отвалы, сложенные глинисто-щебнистым материалом плотных жирных кремовых и розовато-серых пирофиллитсодержащих пород плитчатого облика. Структура пород тонкозернистая, текстура полосчатая, выраженная в ритмичном чередовании красновато-коричневых слойков мощностью 0.3–1.2 мм, содержащих небольшое количество пылеватого гематита.

Рентгенофазовый анализ бороздовой пробы ОВ-12, отобранной на поверхности большого отвала, показал присутствие (%) каолинита (51), пирофиллита (25), кварца (14) и серицита (10) (здесь и далее: дифрактометр Shimadzu XRD-6000 с узкофокальной трубкой, аналитик П. В. Хворов, Институт минералогии УрО РАН). Пирофиллит

образует игольчато-призматические и пластинчато-лапчатые агрегаты размером 50–100 мкм. Акцессорная минерализация представлена рутилом, эпидотом, гетитом и пиритом.

Пирофиллитовая минерализация установлена на Толкачевском участке Овручского месторождения кварцитов, которое в настоящий момент разрабатывается ГОКом «Кварцит». Предприятие осуществляет добычу, помол и обогащение пород для производства динасовых огнеупоров. Пирофиллитовая минерализация во вмещающих кварцитах образует несколько последовательно соединенных зон поперечником 20–50 м и прослеживается на глубину более 100 м. Пирофиллиты образуют отдельные линзы или прослои мощностью до 1–7 см. Наибольшие слои выдержаны по мощности и прослеживаются на расстояние 4–8 м. Рентгенофазовый анализ материала бороздовой пробы показал присутствие (%) пирофиллита (39), кварца (31), каолинита (14), гематита (8) и серицита (7). Акцессорная минерализация представлена рутилом, сидеритом, пиритом.

Результаты многочисленных технологических испытаний свидетельствуют о том, что наиболее высококачественным сырьем на территории бывшего СССР являются пирофиллиты Курьяновского месторождения [Зайков и др., 1989].

Химический анализ пирофиллитсодержащих отвальных пород Курьяновского месторождения (проба ОВ-12) и сланцев Овручского месторождения (проба ОВ-1) выполнен в Институте минералогии УрО РАН, аналитики М. Н. Маляренок и М. С. Свиренко (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав исследуемого технического сырья

Проба	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Сумма
ОВ-1	64.60	0.92	22.70	5.52	0.18	0.01	0.05	0.09	0.05	0.32	4.68	99.34
ОВ-12	61.36	0.68	29.53	1.05	<0.10	<0.01	0.02	<0.01	0.05	0.04	6.44	99.35

Результаты анализа указывают на значительное содержание в породах оксидов железа и титана. Тем не менее, количество красящих оксидов (Fe_2O_3+FeO+$TiO_2 \leq 2.5$ %) в курьяновских породах удовлетворяет требованиям к сырью для керамической промышленности [Бакунов и др., 2011]. Количество щелочных окислов в породе крайне мало и составляет <0.1 %, что свидетельствует о перспективности использования такого сырья в огнеупорной промышленности. По содержанию оксида алюминия сырье относится к глиноземистому (Al_2O_3 29.53 %).

Учитывая, что Овручское и Курьяновское месторождения расположены во второй чернобыльской зоне, для определения безопасности его использования при производстве керамических материалов широкого потребления изучены радиационные свойства сырья. Исследования проводили с использованием сцинтилляционного гамма-спектрометра СЕГ-001 «АКП-С» на кафедре химии ХНАДУ, аналитик М. И. Игнатенко. Определены удельные активности естественных радионуклидов (C_i) в образцах и суммарная эффективная удельная активность ($C_{эфф}$) естественных радионуклидов (ЕРН) в соответствии с Нормами радиационной безопасности Украины [Нормы… , 1997]. Результаты анализа представлены в таблице 2.

Таблица 2

Результаты гамма-спектрометрического анализа проб

Проба	$C_{эфф}$, Бк/кг	$C_{сум}$, Бк/кг	C_i, Бк/кг (вклад, %)		
			^{232}Th	^{226}Ra	^{40}K
ОВ-1	192 ± 17.0	241.0	106 (44.0)	45.6 (18.9)	89.4 (37.1)
ОВ-12	305 ± 24.6	455.7	187 (41.0)	39.7 (8.7)	229 (50.3)

Результаты гамма-спектрометрического исследования показали, что в состав исследованных образцов входят следующие ЕРН: ^{40}K (в, г – излучатель) и представители радиоактивных семейств ^{226}Ra, ^{232}Th (б, г – излучатели). Основной вклад в суммарную активность ($C_{сум}$) исследованных образцов вносят изотопы ^{40}K и ^{232}Th. Полученные данные свидетельствуют о том, что по величине суммарной активности ЕРН исследованные образцы пород относятся к первому классу радиационной опасности ($C_{эфф} \leq 370$ Бк/кг), что позволяет рекомендовать их для использования в производстве строительной и технической керамики без ограничения.

На наш взгляд, использование пирофиллитовых пород украинских месторождений в производстве плотноспеченной керамики разного функционального назначения позволит не только расширить сырьевую базу производств и частично заменить традиционно используемое дорогостоящее сырье, но и улучшить качество химически стойких, санитарных и электротехнических изделий.

В настоящее время с использованием комплекса расчетных методик с учетом технологических особенностей производства разработаны шихтовые составы низкотемпературного фарфора разного функционального назначения. Прогнозные расчеты позволили предварительно оценить свойства материалов, которые могут быть получены при использовании спроектированных сырьевых композиций. Так, для электротехнического фарфора с температурой формирования 1200–1250 °С определены диэлектрическая проницаемость ε = 7.1973 (при регламентируемом для муллитокремнеземистой керамики значении данного показателя 6.5–9.0) и тангенс угла диэлектрических потерь $tg\,\partial$ = 0.0041 (при требуемом уровне в пределах 0.003–0.006). Численно оценить химическую стойкость проектируемых материалов не представляется возможным, однако расчет фазового состава продуктов обжига свидетельствует о вероятном формировании значительного количества муллита, что, при условии максимальной степени спекания материала, обеспечит его высокую кислото- и щелочестойкость.

В дальнейшем в лаборатории функциональной керамики и композиционных покрытий НТУ «ХПИ» будут изучены процессы, сопровождающие формирование низкотемпературного фарфора и изготовлены пробные партии образцов фарфора разного назначения: санитарно-технического, химически стойкого и электротехнического.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить химико-минеральный состав пирофиллитовых пород Овручского и Курьяновского месторождений, изучить радиологические свойства материалов и установить возможность их использования при производстве строительной и технической керамики. Основываясь на положительном опыте получения энергоэффективной плотноспеченной керамики строительного и электротехнического назначения с использованием пирофиллитов Чистогоровского месторождения (Челябинская обл., Россия), принято решение

о проведении поисковых исследований с целью установления целесообразности и возможных перспектив применения пирофиллитовых пород украинских месторождений в производстве низкотемпературного фарфора разной номенклатуры.

Литература

Бакунов В. С., Мурзакова А. Р., Шаяхметов Р. У. и др. Пирофиллитовое сырье месторождения Куль-Юрт-Тау как основа керамических композитов // Стекло и керамика. 2011. № 12. С. 23–27.

Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І. та ін. Металічні та неметалічні корисні копалини України. Том 2. Неметалічні корисні копалини. Київ-Львів: Центр Європи, 2006. 174 с.

Дайнеко Е. Б., Юминов А. М., Рыщенко М. И. и др. Низкотемпературный электротехнический фарфор // Новейшие достижения в области импортозамещения в химической промышленности и в производстве строительных материалов: Международная научно-техническая конференция: материалы конф. Минск: БГТУ, 2012. Ч. 1. С. 91–94.

Зайков В. В., Кораблев Г. Г., Удачин В. Н. Пирофиллитовое сырье палеовулканических областей. М.: Наука, 1989. 128 с.

Материалы керамические электротехнические. Классификация и технические требования: ГОСТ 20419–83 (2002). М.: Межгосударственный стандарт, 1983. 8 с.

Нормы радиационной безопасности Украины (НРБУ-97). К.: МОЗ, 1997. 121 с.

Пат. № 73894 Україна, МПК^{6} С 04 В 33/00. Керамічна маса для виготовлення білого керамограніту / Г. В. Лісачук, Ю. Д. Трусова, Л. О. Білостоцька, Л. В. Павлова, О. Ю. Федоренко, В. В. Зайков, А. М. Юмінов; заявник та власник патенту Національний технічний університет «ХПІ» – № u 201203768; заявл. 28.03.2012; опубл. 10.10.2012, Бюл. № 16.

Федоренко Е. Ю., Дайнеко Е. Б., Юминов А. М. и др. Перспективы получения плотноспеченной керамики на основе кварц-пирофиллитовых и плагиоклаз-серицитовых пород // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 317–323.

А. И. Голубев, А. Е. Ромашкин
Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск,
golybev@krc.karelia.ru

Минерагения углеродсодержащих формаций протерозоя Карелии (Онежская структура)

Онежская синклинорная структура Карелии, расположенная в юго-восточной части Фенноскандинавского щита, является областью развития палеопротерозойских образований в диапазоне возрастов 2.5–1.75 млрд лет. Здесь широко представлены магматические и вулканогенно-осадочные толщи, а также широкий спектр морских и субаквальных осадочных формаций значительной мощности [Онежская…, 2011]. Онежский синклинорий является уникальным объектом, хранящим записи геологической истории о большом количестве событий, в т.ч. и глобальных, произошедших в течение примерно 500 млн лет геологического развития Земли. Среди целого ряда последовательных событий, отмечающих глобальные изменения архейско-протерозойского перехода, здесь отчетливо проявлены такие из них, как гуронское оледенение (2.4 млрд лет), появление свободного кислорода в атмосфере (ятулийские

красноцветы, 2.2 млрд лет), строматолитовое карбонатонакопление с аномально тяжелым изотопным составом углерода (событие Ломагунди–ятулий, 2.1 млрд лет), древнейшие эвапоритовые толщи ятулия, массовое накопление свободного углерода изотопно-легкого состава (событие Шуньга, 2.0 млрд лет). Эти события отмечают резкие перестройки в режимах осадконакопления, глобальных циклах кислорода, углерода, а также серы и фосфора [Melezhik et al., 2013]. Стратиграфическая последовательность, отражающая трансгрессивные циклы и импульсы магматизма, рассмотрена в ряде работ [Онежская…, 2011; Голубев и др., 2010]. В данной публикации основное внимание уделено углеродсодержащей формации Онежского синклинория, содержащей свободный или органический углерод ($C_{орг.}$) в породах людиковийского (2.1 млрд лет) и калевийского (1.92–1.8 млрд лет) надгоризонтов. Образования этого уровня соответствуют трансгрессивно-регрессивному циклу с нарастанием напряженности магматизма и его вспышкой на максимуме прогибания бассейна.

Выделяемая в составе людиковийского надгоризонта заонежская свита отвечает трансгрессивному этапу с накоплением большого количества биогенного углерода в формирующихся осадках. Породы углеродсодержащей свиты залегают непосредственно на ятулийских строматолитовых карбонатах. Биогенное накопление углеродсодержащих осадков прерывается мощной вспышкой мафит-ультрамафитового магматизма, подавившего биологическую активность в бассейне. Этот уровень представлен осадочно-вулканогенными образованиями суйсарской свиты людиковийского надгоризонта, а регрессивный этап – турбидитами кондопожской свиты калевийского надгоризонта. В это время территория перешла в пассивный тектонический режим, где в условиях континентального склона формируются толщи ритмичных турбидитных осадков с участием размывающихся людиковийских углеродсодержащих образований, что привело к переотложению части свободного углерода в терригенных породах кондопожской свиты [Голубев и др., 2010]. Основная масса $C_{орг.}$ находится в составе заонежской свиты людиковия, что определяет минерагеническую специализацию пород этой свиты: формирование вторичных высокоуглеродистых пород, являющихся полезным ископаемым; концентрацию уран-ванадиевого и благороднометального оруденения в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД) и появление древнейших микропрослоев фосфатов.

Высокоуглеродистые шунгитовые породы. Породы заонежской свиты содержат углерод, относимый по структурному состоянию к шунгиту, поэтому и породы традиционно называются шунгитсодержащими. Содержание $C_{орг.}$ варьирует от долей до 70 мас. % в породах и до 98 мас. % – в антраксолитах. В настоящее время фирма «Карбон-Шунгит» ведет промышленную разработку максовитов – шунгитсодержащих пород с существенно кремнистой минеральной основой и содержанием $C_{орг.}$ ~ 30 мас. %, находящих применение в металлургии, производстве алюминия, фильтров для воды, наполнителей пластмасс и в ряде других областей. Максовиты – черные пелитовые (реже алевритовые) породы с раковистым изломом, массивной или брекчиевидной текстурой, без первичной осадочной слоистости. Для этих высококремнистых (~ 80 мас. % SiO_2) и высокоуглеродистых (20–40 мас. % $C_{орг.}$) пород характерно присутствие слюд (фенгит, флогопит), иногда КПШ. По данным СЭМ, структура породы представлена аутигенными сростками плохо раскристаллизованного кварца (нередко с реликтами халцедоновой или тридимит-опаловой структуры) со слюдами и КПШ, «плавающими» в углеродном матриксе. Максовиты, как правило, сосредоточены в резко локализованных обособлениях, часто куполовидной формы мощностью до 120 м и размерами в плане до 500 ? 800 м (Максовская залежь). Эти особенности

не позволяют считать максовиты первично осадочными породами. Модель формирования залежей таких пород предусматривает образование органоминеральных комплексов, их дифференциацию, концентрирование и пластичные деформации.

Зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД). Уран-ванадиевое и благороднометальное оруденение в зонах СРД – еще один феномен, связанный с углеродистыми толщами Онежской структуры. Согласно [Голубев, Новиков, 2005; Кулешевич, Голубев, 2011], зоны СРД представляют собой линейные системы СЗ простирания, содержащие гребневидные складки ятулийских пород и серии сближенных продольных и оперяющих разломов, клиновидные зоны дробления во вмещающих заонежских породах. Узкие протяженные складки («линейные диапиры») карбонатных пород быстро затухают вверх и не прослеживаются вниз по разрезу. Система продольных и оперяющих дислокаций образует мелкоблоковое строение складок и зоны дробления как в карбонатных ядрах складок, так и, преимущественно, в бортовых углеродсодержащих осадках заонежской свиты. На зоны дробления накладывается интенсивный метасоматоз, телескопируется полиметальное оруденение так называемого падминского типа. Помимо преобладающего уран-ванадиевого оруденения, здесь концентрируются Au, ЭПГ, Ag, Mo, Bi, Cu, Se, Re и ряд других металлов. Ореолы концентрации различных элементов перекрываются, но не совпадают и образуют зональность. Как уже отмечалось, подавляющая часть рудных тел концентрируется на границе карбонатных ядер складок и их углеродсодержащих крыльев, непосредственно в заонежских осадках. Известно несколько месторождений и рудопроявлений падминского типа в зонах СРД Онежской палеопротерозойской структуры: Верхняя и Средняя Падма, Космозеро, Весеннее, Царевское и др. Следует отметить, что система линейных разломов распространяется по простиранию и в гранито-гнейсовое основание структуры, но значимого оруденения в них не выявлено.

Исходя из указанных особенностей, можно предполагать, что источником рудного вещества при формировании этих проявлений являлись углеродсодержащие породы заонежской свиты, осадившие на мощном восстановительном барьере и накопившие большое количество различных металлов. Толща этих осадков являлась резервуаром, ресурсы которого использовались для концентрации и переотложения рудных нагрузок в процессе последующих тектонических деформаций и метасоматической проработки в зонах СРД.

Древнейшие фосфоритовые прослои являются третьей особенностью Онежской структуры, проявленной в высокоуглеродистых и карбонатных породах заонежской свиты [Ромашкин и др., 2012; Melezhik et al., 2013]. В отличие от известных ранее протерозойских фосфоритов, являющихся преимущественно конкрециями и конкреционными горизонтами [Мележик и др., 1989; Созинов и др., 1989], заонежские представляют собой тонкие фосфатные прослои в высокоуглеродистой (шунгитовой) породе, а также перекристаллизованные остатки апатитовых микрослоев в карбонатах.

Фосфатные микропрослои в шунгитах мощностью в доли миллиметра группируются в прослои из сближенных слойков мощностью до 2–3, реже 5 мм. По данным микрозондового анализа фосфаты представлены фторапатитом. В этих обогащенных фосфатом прослоях, кроме собственно апатитовых выделений отмечаются микрослои и линзочки флогопита, а также высокоуглеродистой породы. Микрослойки фосфорита состоят из тесно сгруженных комковатых и линзовидных обособлений различной степени чистоты. Заметны пластичные деформации вещества, свидетельствующие об образовании микрослоев в нелитифицированном осадке. В составе фосфатных линзочек всегда присутствует органическое вещество (ОВ). Часто оно

располагается по их границам и обогащенным зонам. Отчетливо проявляется процесс перекристаллизации фосфата, приводящий к появлению чистого апатита по отдельным зонам и прожилкам (рис., см. вкладку, с. 157). Сонахождение флогопитовых и фосфатных микрослоев и линз, их общий слоисто-деформационный план, совпадающий со слоистостью вмещающих шунгитовых пород, указывает на их совместное образование.

Фосфор – элемент, входящий в биологический цикл и, соответственно, накапливающийся в первичном органическом веществе. Известны хемогенные и биогенные модели осаждения фосфата [Холодов, 2003], причем в последнее время приоритет отдается биогенно-осадочной модели. Вывод фосфора из биогенных соединений предполагает деструкцию ОВ. В состав микробного сообщества, провоцирующего фосфатогенез на редокс-клине в начале диагенетических преобразований осадка, можно включить анаэробных метанотрофов *archaea* [Qu et al., 2012], а также сульфат-редуцирующих и сероокисляющих бактерий. Таким образом, контрастные условия в колонке породы, при достаточной аэрации верхнего слоя рыхлого осадка, могут создавать условия для образования растворимых комплексов фосфора, а затем их выделения в виде франколита, который при метаморфизме перекристаллизовался во фторапатит.

Рассмотренные минерагенические феномены углеродсодержащей формации Онежского синклинория непосредственно связаны с присутствием здесь значительного количества первично осадочного органического вещества и его последующими преобразованиями.

Литература

Голубев А. И., Новиков Ю. Н. Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. С. 4–13.

Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск, 2010. С. 73–79.

Кулешевич Л. В., Голубев А. И. Благороднометальная минерализация в щелочных метасоматитах Средней Падмы Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск, 2011. С. 113–126.

Мележик В. А., Предовский А. А., Басалаев А. А. Эволюция докембрийского конкрецеобразования – отражение направленных изменений условий экзогенеза (Балтийский щит) // Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 35–44.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. *Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов*. Петрозаводск, 2011. 431 с.

Ромашкин А. Е., Лепланд А., Йусу и др. Фосфоритовый горизонт высокоуглеродистых пород людиковия Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск, 2012. С. 62–69.

Созинов Н. А., Горбачев С. В., Чистякова Н. Н. и др. Углеродисто-фосфатные конкреции в докембрии и фанерозое (сходство и различия) // Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 51–59.

Холодов В. Н. Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Сообщение 2. Источники фосфора на континенте и генезис морских фосфоритов // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 6. С. 563–585.

Qu Y., Crne A. E., Lepland A., Van Zuilen M. A. Methanotrophy in a Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega Formation, Karelia, Russia. // Geobiology. 2012. Vol. 10. P. 467–478.

Melezhik V. A., Kump L. R., Fallick A. E., Strauss H., Hanski E. J., Prave A. R., Lepland A. (eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project // Series: Frontiers in Earth Sciences. Springer, Heidelberg, 2013. P. 1049–1552.

А. В.Чадченко[1], Е. А. Мустакимова[1], В. А. Крылатов[1], И. Б. Моисеев[2], П. И. Пирожок[2], А. М. Кулбаков[2]
[1] – Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы
uchgeo1@yandex.ru
[2] – ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы
ogg_moiseev_ib@ugok.ru

Результаты поисковых и оценочных работ на флангах Озерного и Западно-Озерного медноколчеданных месторождений (Башкортостан)

Поисковые и оценочные работы на флангах Озерного и Западно-Озерного месторождений выполнялись Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология» по договорам подряда за счет собственных средств ОАО «Учалинский ГОК». Геологоразведочные работы (ГРР) проводились в соответствии с техническими (геологическими) заданиями и проектами, прошедшими в установленном порядке государственную экспертизу.

Целевым назначением работ на лицензионных участках было выявление медноколчеданных руд на глубинах до 600–700 м, локализация и оценка прогнозных ресурсов по категориям P_1 и P_2, а на установленных проявлениях и участках детализации – подсчет запасов руды и основных компонентов по категориям C_2 и C_1.

В пределах геологического отвода *Озерного месторождения* ГРР проводились в 2009–2011 гг. Для выполнения геологических задач было пробурено девять поисковых скважин (5483 м) глубиной от 400–810 м; отобрано 40 рядовых и 1054 литогеохимических проб для проведения химических и спектральных анализов; описано 50 шлифов и 10 полированных шлифов; проведены наземные (МЗТ) и скважинные геофизические исследования (КС, ПС, МСК, ГК); проведены геологическая документация керна, опробование, лабораторные и камеральные работы. Целевое назначение работ по выявлению медноколчеданных руд в пределах геологического отвода на флангах Озерного месторождения на глубинах до 700 м не выполнено, поскольку не встречены рудные подсечения. Несмотря на это получены обнадеживающие данные, которые позволят более целенаправленно проводить дальнейшие геологоразведочные работы.

В результате выполненных работ с учетом ранее проведенных исследований [Гаврилов, Баранов, Ипатов, 2001ф; Минеральные…, 1994; Пирожок и др., 2002] уточнено геологическое строение северного и западного флангов Озерного месторождения. Обозначены контуры северо-западной кислой вулкано-купольной постройки, выходящей на поверхность и резко погружающейся на северо-восточном и восточном флангах, где она перекрыта мощной толщей улутауских вулканогенно-

осадочных отложений, образующих палеодепрессию, что подтверждено бурением скважин отчетного периода. Рудоносный уровень колчеданного оруденения здесь, вероятно, находится на глубинах, превышающих 600 м, о чем свидетельствует разрез скважины 7073, вскрывшей лавокластиты плагиориолитов четвертой толщи карамалыташской свиты с рудокластами, послойной минерализацией, обломками сульфидизированных метасоматитов. Прогнозируемые рудные тела могут быть расположены как на верхнем (уровень Озерного месторождения), так и на нижнем (учалинском) рудоносном уровне второй толщи карамалыташской свиты, поскольку встреченные там кислые вулканиты различных фаций преобразованы продуктивными гидротермально-метасоматическими процессами.

По результатам минераграфических исследований полированных шлифов [Масленников, Аюпова и др., 2012ф] определены критерии отнесения обломков сульфидов к рудокластам (истинным обломкам, служащим прямым поисковым признаком на залегающие стратиграфически ниже колчеданные месторождения) или метакластам (обломковидным обособлениям сульфидов с включениями матрицы вмещающих пород, не имеющим прямой связи с рудой).

В пределах выявленной депрессии обозначен перспективный участок, даны конкретные рекомендации по проведению дальнейших геологоразведочных работ.

В пределах геологического отвода *Западно-Озерного месторождения* ГРР проводились в 2009–2012 гг. Для выполнения геологических задач было пробурено 15 поисковых скважин (9918 м) глубиной от 320–800 м; отобрано 95 рядовых и 1954 литогеохимических проб; описано 215 шлифов и 5 полированных шлифов; проведены скважинные геофизические исследования (КС, ПС, МСК, ГК); выполнены геологическая документация керна, опробование, лабораторные и камеральные работы.

Основные результаты проведенных поисковых и оценочных работ на лицензионном участке (фланги Западно-Озерного медноколчеданного месторождения) с учетом ранее проведенных исследований заключаются в следующем:

– на севере лицензионного участка детализировано геологическое строение западной части вулкано-купольной постройки (Межгорной антиклинали), представляющей собой сочетание локальных положительных и отрицательных структур. Перспективы верхнего уровня, связанного с четвертой толщей карамалыташской свиты, до глубин 650–700 м оценены отрицательно, тем не менее, не исключается возможность обнаружения новых рудных тел на нижнем уровне на глубинах до 1000–1200 м;

– в центральной части лицензионного участка установлено синклинорное строение кольцевой структуры, являющейся, предположительно, деформированной палеокальдерой; уточнены ее внутренние контуры, положение контактов субвулканических тел андезидацитов; подтверждено широкое распространение карбонат-серицитовых метасоматитов, являющихся надрудными и фланговыми образованиями, свойственными многим известным колчеданным месторождениям Урала; потенциально рудоносный уровень, предположительно, расположенный на дне палеокальдеры, пройденными скважинами не достигнут, вместе с тем, в результате бурения получены дополнительные поисковые признаки возможного присутствия рудной залежи;

– наибольшие перспективы, по заключению сотрудников ИГ УНЦ РАН [Серавкин и др., 2012ф] и нашему мнению, связаны с кольцевой структурой (палеокальдерой); даны конкретные рекомендации по заложению широтного профиля глубоких скважин (800–1200 м) для проверки бурением ее центральной части, где предполагается колчеданная залежь депрессионного структурного положения, и восточного бор-

та палеокальдеры, где возможно присутствие оруденения в положительной структуре карамалыташского уровня.

Таким образом, в результате проведенных поисковых и оценочных работ на флангах Озерного и Западно-Озерного месторождений выявлено два наиболее перспективных участка на медноколчеданное оруденение, которые могут быть рекомендованы в качестве первоочередных при дальнейшем проведении геологического изучения исследуемой площади.

Литература

Гаврилов В. А., Баранов Э. Н., Ипатов Ю. В. Прогноз медноколчеданного и золотого оруденений на Учалинской площади. Отчет по теме 91-7 за 1991–2001 гг. Уфа, 2001ф. Кн. 1, текст. 227 с.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р. и др. Научное сопровождение поисково-оценочных работ в пределах лицензионных участков Западно-Озерного и Озерного месторождений. Заключительный отчет. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012ф. 117 с.

Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината // *И. Б. Серавкин, П. И. Пирожок, В. Н. Скуратов и др.* Уфа: Башк. кн. изд., 1994. 328 с.

Мустакимова Е. А. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые и оценочные работы в пределах геологического отвода на флангах Озерного медноколчеданного месторождения в Учалинском районе Республики Башкортостан в 2009–2011 гг.». Учалы: УГОК, 2012ф. Кн. 1, текст. 146 л.

Мустакимова Е. А. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые и оценочные работы на лицензионном участке (фланги Западно-Озерного медноколчеданного месторождения) в Учалинском районе Республики Башкортостан в 2009–2012 гг.». Учалы: УГОК, 2012 ф. Кн. 1, текст. 148 л.

Пирожок П. И., Чадченко А. В., Баранов Э. Н. и др. О необходимости проведения поисково-оценочных работ в рудном поле Озерного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Материалы Республиканской научно-практической конференции. Уфа: Тау, 2002. С. 619–624.

Серавкин И. Б., Косарев А. М. и др. Уточнение геологического строения флангов Западно-Озерного и Озерного месторождений и оценки их перспектив на медноколчеданные руды. Заключительный отчет. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2012 ф. 80 с.

Часть 2. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНОВ

В. В. Масленников[1], Р. Р. Ларж[2], С. П. Масленникова[1], Н. С. Архиреева[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru
[2] – Университет Тасмании, центр CODES

Типохимизм пирита и пирротина как отражение эволюции золотоносности углеродистых отложений в окраинно-океанических структурах

В последние годы сотрудниками Института минералогии УрО РАН и Международного центра по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании) проводятся совместные исследования эволюции элементов-примесей в последовательно формирующихся разновидностях пирита золоторудных и колчеданных месторождений. Эти исследования направлены на решение проблемы источников золота в золоторудных месторождениях, относящихся, главным образом, к карлинскому или сухоложскому типам. Результатам изучения месторождений черносланцевых формаций посвящено огромное количество публикаций. Гораздо меньше известно о поведении золота и других элементов-примесей в рудоконтролирующих черносланцевых горизонтах колчеданных месторождений.

Несмотря на значительный прогресс в создании генетических моделей золоторудных месторождений, приуроченных черносланцевым формациям, остается еще много нерешенных вопросов [Large et al., 2011]. В настоящее время доминируют три позиции в модели золотонакопления: 1) богатые золотом флюиды формировались при глубинном метаморфизме или поступали из коровых гранитов или из мантии; 2) богатые органическим веществом осадочные породы являются ловушками, осаждающими золото из гидротермальных флюидов; 3) золото привносится позже – в синтектоническую или постектоническую стадии.

Еще в 1866 г. Р. Дантри [Dantree, 1866] высказал идею о поступлении золота из органического вещества осадочных пород. Впоследствии некоторые исследователи предположили, что золото освобождается из богатых органическим веществом и диагенетическим пиритом черных сланцев во время диагенеза и метаморфизма [Буряк, 1982]. Нами получены дополнительные доказательства в пользу этой модели [Large et al., 2007; 2009; 2011; Meffre et al., 2008; Thomas et al., 2011]. Основными объектами исследований являлись золоторудные месторождения-гиганты, такие как Сухой Лог (Россия), Кумтор (Казахстан), Карлин (США), Бендиго (Австралия), а также Сафьяновское (Урал) и Артемьевское (Рудный Алтай) колчеданные месторождения. Для сравнения были привлечены пиритовые конкреции безрудных вулканогенно-осадочных и осадочных черносланцевых комплексов. Поставленная задача решалась на основе парагенетического анализа минеральных ассоциаций с последующим анализом элементов-примесей методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) [Large et al., 2007, 2009].

Цель данной статьи – акцентировать внимание на главных этапах мультистадийной модели, полученной нами в результате многолетней (2006–2012 гг.) работы:

1) золото поступает в осадочный бассейн с реками и экстрагируется бактериями или абсорбируется органическим веществом, глинами и сульфидами железа; 2) богатые органикой металлоносные осадки – отличный источник Au и других элементов (As, Zn, V, Mo, Ag, Ni, Se, Te) по сравнению с магматическими породами; 3) золото концентрируется в поровых флюидах уже на стадиях диагенеза и катагенеза или раннего метаморфизма, а затем переотлагается локально в синтектоническую стадию. В золоторудных месторождениях, залегающих в черносланцевых формациях, золото может быть растворено в раннем мышьяковистом пирите или арсенопирите, а также представлено в виде крупных включений и прожилков самородного золота и теллуридов в метаморфогенно-гидротермальном пирите. Золото концентрировалось в широком диапазоне преобразований органических илов от стадии диагенеза до стадии раннего (зеленосланцевого) метаморфизма. Месторождения, испытавшие метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, показывают черты пострудного преобразования [Large et al., 2011].

В целом, валовые содержания Au, As и других элементов-примесей в углеродистых отложениях нельзя назвать слишком высокими, хотя их содержания существенно превосходят кларки магматических пород [Large et al., 2011]. Наиболее убедительные данные, включающие 9000 анализов, представлены М. П. Кетрис и Я. Э. Юдовичем (Ketris, Yudovich, 2009). Они подразделили черные сланцы на две группы: 1) фоновую – с содержаниями Au 3–20 мг/т и аномальную – с содержаниями Au 35–50 мг/т. Появление группы черных сланцев с аномальными содержаниями золота не объяснено. Содержания Au, определенные нами в органическом веществе вмещающих углеродистых алевропелитов золоторудного месторождения провинции Карлин, составляют 4.6 г/т, что значительно выше, чем в черных сланцах в целом. Содержания ряда других элементов-примесей в керогене провинции Карлин достигают высоких значений (г/т): As (75000), V (1800), Sb (780), Mo (690), U (425) и Ni (380). В целом, полученные данные согласуются с опубликованными ранее, за исключением некоторых определений, по которым содержания Au в керогене достигают 15–46 г/т [см. обзор в Large et al., 2011]. Положительная корреляция между Au и V, а также между упомянутыми элементами-примесями, чувствительными к изменениям окислительно-восстановительного потенциала, является хорошим индикатором процесса концентрации органических комплексов золота.

Во время диагенеза органических илов, некоторые элементы-примеси, связанные с органическим веществом (As, Au, Mo, Se, Te, Ni, Pb, Cu и Tl), концентрировались в структуре растущего диагенетического пирита. Осадителями золота и других элементов-примесей могли быть исходные моносульфиды железа, окислявшиеся до состояния фрамбоидального пирита. LA-ИСП-МС анализ тонкозернистого и фрамбоидального диагенетического пирита, сформированного на нескольких золоторудных месторождениях черносланцевой ассоциации, показывает максимальные содержания элементов-примесей (г/т): As (20400), Au (152), Mo (2700), V (4500), Zn (3400), Cu (4200), Se (4200), Ni (9600), Pb (4100), Co (3100), Sb (1200), Ba (670), Tl (440), Ag (340), Bi (68), Te (68), U (35) W (27). Большинство этих элементов присутствует в структуре пирита, другие (V, Cr, Ba, U и W) связаны с микровключениями оксидов и силикатов в пирите. Наши данные показывают, что содержания золота в диагенетическом пирите золоторудных месторождений обычно находятся в интервале 0.1–12 г/т.

Методом ЛА-ИСП-МС доказано, что существуют корреляции между содержаниями золота и мышьяка в диагенетическом пирите [Large et al., 2009]. На месторож-

дении Сухой Лог, например, маломышьяковистый диагенетический пирит (As 580 г/т) содержит немного Au (0.6 г/т). На этом же месторождении высокомышьяковистый пирит (As 3600 г/т) концентрирует 6 г/т Au. Сингенетическая аккумуляция золотоносного органического вещества и диагенетического пирита в органических илах редко приводит к формированию экономически значимых месторождений. У многих исследователей не оставляет сомнений, что к промышленным концентрациям золота (1–50 г/т) приводят последующие процессы преобразования органического вещества и раннедиагенетического пирита. В стадию позднего диагенеза и катагенеза тонкозернистый золотоносный мышьяковистый пирит может перекристаллизоваться с образованием субгедрального пирита или марказита вокруг конкреций фрамбоидального пирита или в виде мелкозернистого эвгедрального пирита, образующего слои, согласные с общей слоистостью. Уже на этой стадии начинается миграция золота с образованием обособленных включений самородного золота [Large et al., 2007, 2009]. Дальнейшие деформации и сопутствующий метаморфизм сопровождаются перекристаллизацией исходного пирита с образованием крупных кристаллов эвгедрального пирита, содержащих включения самородного золота, халькопирита, сфалерита, галенита и пирротина. Появление последнего, также как и рутила и теллуридов, вероятно, происходит на границе катагенеза и метагенеза. Псевдоморфный пирротин характеризуется минимальными содержаниями Au и других элементов-примесей, по сравнению с исходным пиритом [Thomas et al., 2011]. Фоновые содержания Au и других элементов примесей в более поздних «очищенных» разновидностях пирита обычно на несколько порядков ниже, достигая аномально высоких концентраций при попадании во включения самородного золота или теллуридов. Значительная часть золота концентрируется в раннеметаморфическом арсенопирите, формирование которого следует за процессами пирротинизации. Отложению золота, теллуридов, молибденита, шеелита, арсенопирита, блеклых руд способствует снятие тектонических напряжений с образованием трещин и кливажа, заполняющихся прожилками альпийского типа. В этот же период появляются обильные карбонаты и гематит, свидетельствующие о нарастании окислительных условий минералообразования. Интрузивные магматические массивы, встречающиеся в районе некоторых месторождений, могли быть дополнительным благоприятным фактором, обеспечивающим циркуляцию флюидов, в том числе магматического происхождения.

В представленной модели предполагается, что основное количество золота и мышьяка привносилось реками и сорбировалось на органическом веществе из морской воды окраинно-океанических бассейнов или внутренних эвксинных морей [Large et al., 2011]. В пользу участия морской воды как источника серы свидетельствуют изотопные исследования, указывающие на параллельное изменение изотопного состава серы в пирите и океанической воде в истории Земли [Chang et al., 2008]. Некоторые исследователи предполагают, что для обогащения морской воды и, соответственно, диагнетического пирита Au, As и другими элементами, типичными для золоторудных месторождений, необходимы гидротермальные эксгаляции [Emsbo, 2000]. ЛА-ИСП-МС анализ диагнетического пирита рудокластических черносланцевых горизонтов Сафьяновского и Артемьевского колчеданных месторождений показал, что максимальные содержания Au (6–125 г/т) и других-элементов-примесей колчеданной ассоциации действительно превышают содержания в аналогичном пирите фоновых углеродистых отложений и золоторудных месторождений, сформировавшихся на пассивной окраине континентов. Можно предполагать, что на колчеданно-

носных гидротермальных полях часть золота и других элементов-примесей переотлагались в составе конкреций при диагенезе кластогенного пирита.

Работы проводились в рамках Программы №23 Президиума РАН (проект12-П5-1003) в соответствии с договором о сотрудничестве между Институтом минералогии УрО РАН и Международным центром по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании).

Литература

Буряк В. А. Метаморфические процессы и рудообразование. М.: Недра, 1982. 212 с.

Chang Z., Large R. R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. 2008. Vol. 36. Is. 12. P. 971–974.

Dantree R. Report on geology of the District of Ballan, including remarks on age and origin of Gold // Victorian Geological Survey report. 1866. 11 p.

Emsbo P. Gold in Sedex deposits // Reviews in Economic Geology, 2000. Vol. 13. P. 427–437.

Ketris M. P., Yudovich E. Ya. Estimation of clarks for carbonaceous bioliths: world averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. Vol. 78. P. 135–148.

Large R. R., Bull S. W., Maslennikov V. V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 331–358.

Large R., Danyushevsky L., Hillit H. et al. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 635–668.

Large R., Maslennikov V. V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.

Meffre S., Large R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb isotopic composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.

Thomas H. V., Large R. R., Bull S. W. et al. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 1–31.

Г. А. Третьяков
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
genatret@yandex.ru

Осадочные породы как источник металлов для гидротермальных систем на дне океана: результаты физико-химического моделирования

Физико-химическое и экспериментальное моделирование в гидротермальных системах, связанных с осадочными породами, посвящено различным аспектам взаимодействия нагретой морской воды и осадка, обогащенного органическим веществом. Интерес к подобным исследованиям вызван открытием горячих источников, локализованных на осадочных толщах в бассейне Гуаймас, трогах Эсканаба и Окинава, Мидл Вэлли, хр. Хуан де Фука [Gieskes et al., 1988; Goodfellow, Blaise, 1988; Koski

et al., 1988 и др.]. Для руд, отлагающихся из таких гидротермальных источников, характерен обильный пирротин, а также присутствие дистиллятов нефти в гидротермах [Koski et al, 1985], что свидетельствует о высоком восстановительном потенциале систем, обогащенных органикой. Однако в ранних работах содержатся противоречивые сведения об экстрактивной способности раствора и источнике металлов для сульфидных построек над осадочными отложениями. Так, многие считают, что металлы экстрагировались из осадочной толщи [Thornton, Seyfried, 1988; Seewald et al., 1990; Cruse, Seawald, 2001 и др.], в то время как существует мнение, что они извлекались из нижележащих базальтов [Goodfellow, Franklin, 1993, Butterfield et al., 1994].

Нами предпринята попытка оценить, могут ли осадочные илы являться источником вещества для гидротермальных построек? Для этого с помощью программного комплекса «Селектор» выполнены физико-химические расчеты взаимодействия нагретой морской воды и донных диатомовых осадков бассейна Гуаймас Калифорнийского залива. Для моделирования использовалась базовая мультисистема, сформированная и отлаженная ранее [Третьяков, Мелекесцева, 2008], но дополненная новыми данными. Исходный состав осадка взят из работы [Thornton, Seyfried, 1987, page 1998, table 1], морская вода – [Encyclopedia…, 2008].

Предварительно в составе осадка содержания Ba, Sr и Cr были пересчитаны на окислы, органический углерод и часть H_2O – на фульвокислоту ($C_{135}H_{182}O_{95}N_5S_2$), Fe_2O_3 переведен в FeO, поскольку осадок восстановленный, в соответствии с формулой добавлены в состав O, N, S и содержания всех элементов приведены к 1 кг. Расчеты в программе «Селектор» проводились по методу проточного реактора для фиксированных соотношений порода/морская вода (S/W) с понижением температуры (350 °C, 250 бар → 325, 210 → 300, 210 → 250, 210 → 200, 210 → 150, 210 → 100, 210 → 50, 210 → 2, 210). Параметры температуры и давления в расчетах выбирались исходя из PT-условий гидротермальной системы бассейна Гуаймас (T ≤325 °C, P 210 бар [Peter, Scott, 1988]). Предположительно зона реакции нагретой морской воды с породой располагается на глубине 400 метров ниже поверхности дна [Peter, Scott, 1988]. Морская вода реагировала с осадком (350 °C, 250 бар), затем на каждой из перечисленных ступеней рассчитывалось равновесное состояние системы, раствор отделялся от твердых фаз и переходил в следующий резервуар, тем самым моделировалось кондуктивное охлаждение флюида, что имитирует процесс роста постройки курильщика на дне океана с некоторыми допущениями.

Установлено, что при взаимодействии морской воды и осадка, обогащенного органическим веществом, при 350 °C и 250 бар появляются минеральные ассоциации, которые по набору компонентов отвечают природным гидротермально измененным породам. Так, в области низких соотношений осадок/морская вода (S/W ≤ 0.0001) в окислительных условиях твердые фазы представлены гематитом, ангидритом, хлоритом, хризотилом, бруситом. В восстановительной области и 0.0001 < S/W ≤ 0.04 появляются кварц, тальк, монтмориллонит, селадонит, амезит, пирротин, кубанит, миллерит, пирит, джайпурит. При SW ≥ 0.06 дополнительно образуются клиноамфибол, актинолит, альбит, иллит, сфалерит, галенит – минералы, которые фиксируются в измененных осадках на современных гидротермальных полях [Koski et al., 1985; Goodfellow, Blaise, 1988; Goodfellow, Franklin, 1993].

Физико-химическое моделирование с изоляцией раствора от твердых фаз и последующим его охлаждением до температуры окружающей морской воды показало, что в окислительных условиях из раствора выпадают гематит и гетит (рис. а). В восста-

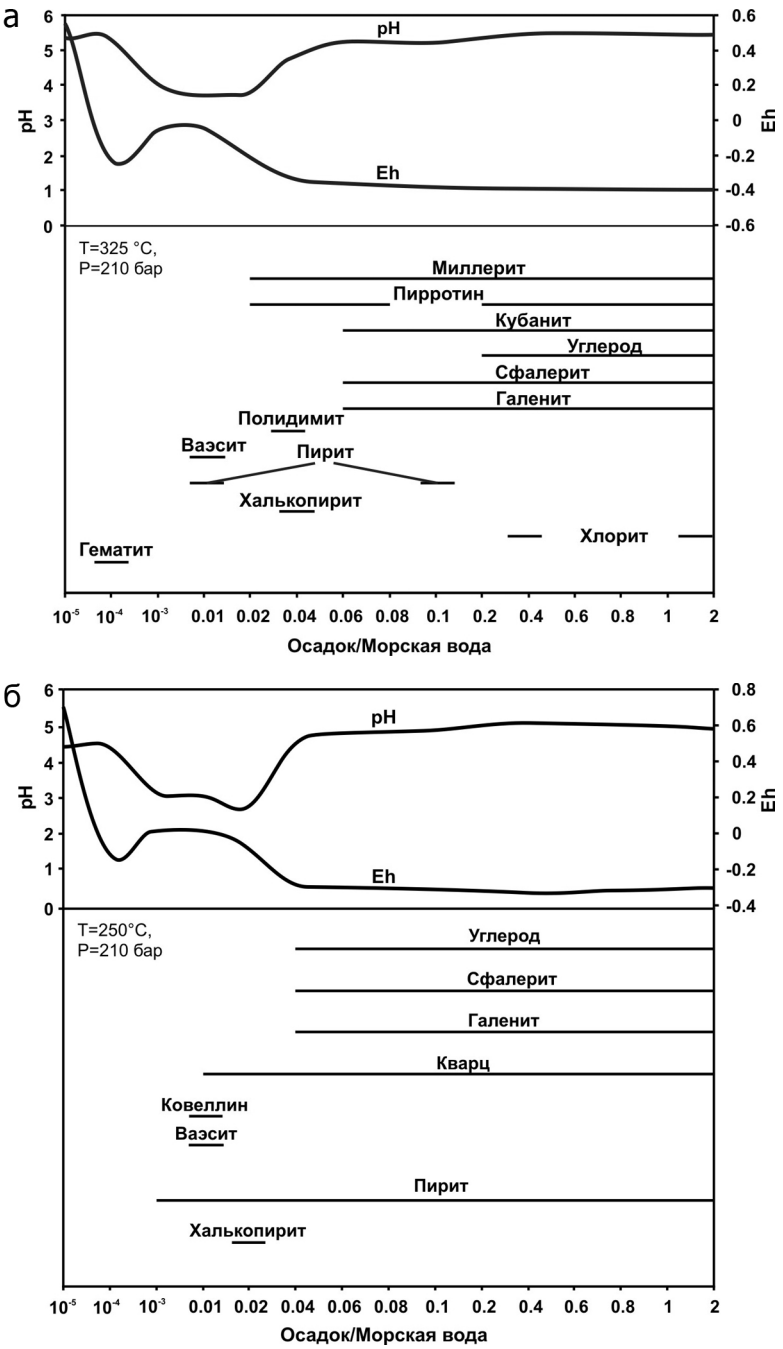


Рис. Диаграмма расчетных минеральных ассоциаций и графики pH и Eh системы при взаимодействии морской воды и диатомового осадка бассейна Гуаймас при различных соотношениях Осадок/Морская вода, а) T = 325 °C, P = 250 бар, б) 250 °C, P = 210 бар.

новительной области расчетные минеральные ассоциации, отлагающиеся из раствора при высоких температурах (325 °С, 210 бар), следующие: ваэсит + пирит (S/W 0.01); миллерит + пирротин (S/W 0.02); халькопирит + полидимит + пирротин + миллерит (S/W 0.04); галенит + сфалерит + кубанит + пирротин + миллерит (S/W ≥ 0.06). При снижении температуры раствора до 250 °С (рис. б) происходит отложение пирита (S/W 0.001), пирита + ковеллина + ваэсита (S/W 0.01), халькопирита + кварца (S/W 0.02) или кварца + пирита + сфалерита + галенита + углерода (S/W ≥0.04) (углерод в расчетах – это графит, получающийся в результате разложения органического вещества). Дальнейшее снижение температуры не приводит к существенной смене минерального состава отлагающихся продуктов, лишь для S/W ≥ 0.2 ниже 150 °С появляется барит. В целом, расчетный минеральный состав системы с охлаждающимся раствором соответствует минеральному составу рудных построек над осадочными толщами океанического дна [Koski et al., 1985; Goodfellow, Franklin, 1993], а Eh–pH условия контролируются разложением органического вещества и магниевым метасоматозом с образованием брусита, талька и Mg-смектитов [Seewald et al., 1990].

По результатам расчетов была оценена экстрактивная способность морской воды при повышенных температурах (таблица). Максимальные концентрации рудных

Таблица

Концентрации элементов (моль/кг), извлекаемых морской водой из осадка, обогащенного органическим веществом, при различных соотношениях осадок–вода (S/W), T = 350 °C, P = 250 бар

S/W	Ba	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Sr	Zn
0.00001	$1.0\cdot10^{-7}$		$1.0\cdot10^{-7}$				$8.9\cdot10^{-5}$	
0.0001	$5.0\cdot10^{-7}$		$1.7\cdot10^{-5}$	$3.0\cdot10^{-7}$	$1.0\cdot10^{-7}$		$8.9\cdot10^{-5}$	$1.0\cdot10^{-7}$
0.001	$4.0\cdot10^{-6}$	$5.0\cdot10^{-7}$	$1.7\cdot10^{-4}$	$2.9\cdot10^{-6}$	$6.0\cdot10^{-7}$	$2.0\cdot10^{-7}$	$9.1\cdot10^{-5}$	$1.2\cdot10^{-6}$
0.01	$3.9\cdot10^{-5}$	**$4.7\cdot10^{-6}$**	$1.9\cdot10^{-4}$	$2.9\cdot10^{-5}$	$2.0\cdot10^{-7}$	$1.7\cdot10^{-6}$	$1.1\cdot10^{-4}$	$1.2\cdot10^{-5}$
0.02	$7.7\cdot10^{-7}$	$1.6\cdot10^{-6}$	**$2.5\cdot10^{-3}$**	$5.7\cdot10^{-5}$	**$7.0\cdot10^{-7}$**	$3.3\cdot10^{-6}$	$1.2\cdot10^{-4}$	$2.3\cdot10^{-5}$
0.04	$1.5\cdot10^{-4}$	$1.8\cdot10^{-6}$	$2.7\cdot10^{-4}$	$1.1\cdot10^{-4}$	**$7.0\cdot10^{-7}$**	$6.7\cdot10^{-6}$	$1.6\cdot10^{-4}$	**$4.7\cdot10^{-5}$**
0.06	$2.3\cdot10^{-4}$	$1.1\cdot10^{-6}$	$2.1\cdot10^{-5}$	$1.7\cdot10^{-4}$	$6.0\cdot10^{-7}$	$1.0\cdot10^{-5}$	$1.9\cdot10^{-4}$	$3.0\cdot10^{-5}$
0.08	$3.1\cdot10^{-4}$	$1.1\cdot10^{-6}$	$2.7\cdot10^{-5}$	$2.3\cdot10^{-4}$	$6.0\cdot10^{-7}$	$1.3\cdot10^{-5}$	$2.2\cdot10^{-4}$	$3.6\cdot10^{-5}$
0.1	$3.9\cdot10^{-4}$	$9.0\cdot10^{-7}$	$2.4\cdot10^{-5}$	**$2.9\cdot10^{-4}$**	$6.0\cdot10^{-7}$	**$1.7\cdot10^{-5}$**	$2.6\cdot10^{-4}$	$3.2\cdot10^{-5}$
0.2	$7.7\cdot10^{-4}$	$5.0\cdot10^{-7}$	$1.6\cdot10^{-5}$	$2.4\cdot10^{-4}$	$5.0\cdot10^{-7}$	$7.8\cdot10^{-6}$	$4.3\cdot10^{-4}$	$1.8\cdot10^{-5}$
0.4	$1.5\cdot10^{-3}$	$2.0\cdot10^{-7}$	$8.3\cdot10^{-6}$	$1.3\cdot10^{-4}$	$4.0\cdot10^{-7}$	$5.6\cdot10^{-6}$	$7.7\cdot10^{-4}$	$7.6\cdot10^{-6}$
0.6	$2.3\cdot10^{-4}$	$1.1\cdot10^{-6}$	$2.1\cdot10^{-5}$	$1.7\cdot10^{-4}$	$6.0\cdot10^{-7}$	$1.0\cdot10^{-5}$	$1.9\cdot10^{-4}$	$3.0\cdot10^{-5}$
0.8	$3.1\cdot10^{-4}$	$2.0\cdot10^{-7}$	$7.8\cdot10^{-6}$	$1.2\cdot10^{-4}$	$5.0\cdot10^{-7}$	$5.3\cdot10^{-6}$	**$1.1\cdot10^{-3}$**	$7.9\cdot10^{-6}$
1	$3.9\cdot10^{-3}$	$2.0\cdot10^{-7}$	$7.6\cdot10^{-6}$	$1.2\cdot10^{-4}$	$5.0\cdot10^{-7}$	$5.3\cdot10^{-6}$	$1.0\cdot10^{-3}$	$7.7\cdot10^{-6}$
2	**$7.7\cdot10^{-3}$**	$2.0\cdot10^{-7}$	$6.8\cdot10^{-6}$	$1.0\cdot10^{-4}$	$6.0\cdot10^{-7}$	$5.5\cdot10^{-6}$	$9.6\cdot10^{-4}$	$6.8\cdot10^{-6}$

Примечание. Выделены максимальные концентрации элементов в растворе.

элементов Cu, Fe, Ni, Zn наблюдаются в растворе при соотношениях S/W = 0.01–0.04, а свинца – 0.1. Эти расчетные значения соответствуют точкам с минимальным *in-situ* pH раствора (рис. а). Полученные оценки соотношений осадок–морская вода для экстрактивной способности раствора значительно ниже, чем S/W-отношения по экспериментальным данным, которые выполнены для S/W = 0.25 [Seewald et al., 1990], S/W=0.625–0.1 [Cruse, Seewald, 2001].

В целом, наши расчетные данные подтверждают предположение [Cruse, Seewald, 1990 и др.] о том, что осадочные илы, на которых залегают рудные постройки на дне океана, могли служить источником металлов для их формирования.

Литература

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 26–30.

Butterfield D. A., McDuff R. E., Franklin J., Wheat C. G. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from Middle Valley, Juan de Fuca Ridge // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1994. Vol. 139. P. 395–410.

Cruse A. M., Seewald J. S. Metal mobility in sediment-covered ridge-crest hydrothermal systems: Experimental and theoretical constraints // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. Vol. 65. P. 3233–3247.

Gieskes J. M., Simoneit B. R. T., Brown T. et al. Hydrothermal fluids and petroleum in surface sediments of Guaymas Basin. Gulf of California: a case study // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 589–602.

Goodfellow W. D., Blaise B. Sulfide formation and hydrothermal alteration of hemipelagic sediment in Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 675–696.

Goodfellow W. D., Franklin J. M. Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2037–2068.

Encyclopedia of ocean sciences (second edition). Appendix 7. Estimated mean oceanic concentration of the elements // Editors: *J. H. Steele, K. K. Turekian, S. A. Thrope*. 2008. P. 386–388.

Koski R. A., Lonsdale P. F., Shanks W. C. et al. Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Journal of Geophysical Researches. 1985. Vol. 90. P. 6695–6707.

Koski R. A., Shanks W. C. III, Bohrson W. N., Oscarson R. L. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Trough, Gorda Ridge: implication for depositional processes // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 655–673.

Peter J. M., Scott S. D. Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, gulf of California // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 567–587.

Seewald J. S., Seyfried W. E. Jr., Thornton E. C. Organic-rich sediment alteration: an theoretical study at elevated temperatures and pressures // Applied Geochemistry. 1990. Vol. 5. P. 193–209.

Thornton E. C., Seyfried W. E. Jr. Reactivity of organic-rich sediment in seawater at 350 °C, 500 bars: Experimental and theoretical constraints and implications for the Guaymas Basin hydrothermal system // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987. Vol. 51. P. 1997–2010.

В. А. Симонов[1], В. В. Масленников[2], А. В. Котляров[1], С. В. Ковязин[1]
[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@igm.nsc.ru
[2] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
maslennikov@mineralogy.ru

Особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан)

В результате совместных экспедиционных работ с участием специалистов из Уральского и Сибирского отделений РАН были собраны представительные коллекции сульфидных руд и вмещающих пород на колчеданных месторождениях Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан). Анализ морфологии рудных тел, распределения и соотношения объемов рудных фаций, позволил построить морфогенетический ряд изученных месторождений от сульфидных холмов к пластообразным колчеданным залежам. Важнейшим достижением проведенных экспедиций явилось обнаружение фрагментов сульфидных труб, составлявших постройки палеозойских «черных курильщиков». Они однозначно свидетельствуют о том, что формирование рассмотренных месторождений происходило в ходе развития гидротермальных систем типа современных «черных курильщиков», с которыми связаны крупные проявления биоты [Масленников и др., 2007; Масленников, Симонов, 2012].

Обработка собранных коллекций продолжается, и получены новые данные об особенностях магматических систем, оказывавших непосредственное влияние на гидротермальные рудообразующие процессы на колчеданных месторождениях Рудного Алтая. Наиболее представительная информация получена в результате исследования расплавных включений в кварце из порфиров Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения, геологическое строение которого детально описано в работах [Наумов, 1975; Барышев и др., 1976]. Были изучены образцы кварцевых порфиров, отобранные из интрузивного тела мощностью 5–10 м, находящегося на дне карьера непосредственно рядом с сульфидными рудами. По этим характеристикам рассмотренные нами породы наиболее близки к «липаритовым» порфирам сопки Памятник, к которым приурочена рудная залежь Николаевского месторождения [Мергенов, 1987].

Исследования расплавных включений в кварце из порфиров Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения проводились согласно опубликованным ранее методикам [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Составы стекол прогретых расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

Во вкрапленниках кварца, расположенных в мелко-среднезернистой кварц-полевошпатовой основной массе кварцевого порфира, были найдены первичные расплавные включения (размерами 10–50 и иногда до 200 мкм), располагающиеся равномерно по кристаллу. Форма включений преимущественно округлая, четырехугольная или шестигранная. По внутреннему содержанию можно выделить три типа вклю-

чений, часто находящихся совместно в одной зоне. Преобладают преимущественно однофазовые включения, выполненные чистым гомогенным стеклом. Часть включений содержит в стекле газовый пузырек (с рудными микрокристалликами на поверхности), а также округло-ограненные рудные фазы (сульфиды?) и удлиненные светлые кристаллиты. Третий тип включений содержит множество мелких темных фаз и стекло. В ходе высокотемпературных экспериментов в микротермокамере большинство расплавных включений разгерметизировались, что свидетельствует о значительном флюидном давлении. Температуры гомогенизации сохранившихся включений составили ~1080 °С. Эти данные близки к полученной ранее информации по температурам гомогенизации расплавных включений в кварце порфиров сопки Памятник, непосредственно ассоциирующих с рудной залежью Николаевского месторождения – до 1000–1090 °С [Мергенов, 1987].

По химическому составу стекла изученных расплавных включений в кварце из порфиров Николаевского месторождения, обладая достаточно низкими содержаниями щелочей (до 5.3 мас. %), соответствуют породам нормальной щелочности и принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов. По соотношению $FeO/MgO–SiO_2$ точки составов расплавных включений располагаются в поле толеитов. Согласно невысоким значениям отношения Na_2O/K_2O (1.6–2.8) расплавы соответствуют калиево-натриевой серии.

На основе данных по включениям были выяснены особенности эволюции кислых расплавов Николаевского месторождения. В частности, с увеличением содержания SiO_2 отмечается падение титана (от 0.27 до 0.09 мас. %), алюминия (от 11.8 до 9.9 мас. %), железа (от 2.1 до 1.6 мас. %) и кальция (от 1.43 до 1.1 мас. %) с одновременным ростом содержаний хлора (от 0.11 до 0.23 мас. %). Характерным является снижение Al_2O_3 в расплавах, что свидетельствует о фракционировании плагиоклазов в ходе дифференциации магматических систем Николаевского месторождения. Сравнивая полученные результаты с данными по расплавным включениям в кварце из эффузивов других колчеданных месторождений, видим, что рассмотренные кислые расплавы по большинству петрохимических компонентов (TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O) близки к кислым магмам месторождений Юбилейное на Рудном Алтае [Симонов и др., 2005] и Яман-Касы на Южном Урале [Симонов и др., 2006]. Сравнение с опубликованными ранее материалами по расплавным включениям в кварце порфиров сопки Памятник [Мергенов, 1987] показывает сходство по большинству петрохимических компонентов с нашими данными.

Большое значение для распределения рудных компонентов в расплавах имеет хлор. Его содержания в расплавных включениях в кварце Николаевского месторождения (до 0.23 мас. %) практически такие же, как в кислых расплавах месторождений Яман-Касы и Юбилейного. Характерной чертой является накопление Cl в кислых расплавах Николаевского месторождения в ходе их фракционирования с ростом FeO/MgO.

Анализ на микроанализаторе показал заметные содержания меди в расплавных включениях в кварце Николаевского месторождения. В основной группе значения CuO достигают 430 г/т, есть единичные замеры до 640 г/т. Ранее высокие значения меди (844–7118 г/т) были установлены для расплавных включений в кварце риолитов колчеданно-полиметаллического месторождения Юбилейное (Рудный Алтай) и взаимно проверены тремя независимыми методами – на ионном зонде, на микроанализаторе «Camebax-micro» и на сканирующем микроскопе с рентгеноспектральной приставкой Link [Симонов и др., 2005]. Таким образом, полученные повышенные

содержания меди в кислых расплавах Николаевского месторождения являются вполне достоверными. Выяснено, что в процессах фракционирования кислых расплавов Николаевского месторождения с повышением их железистости и роли хлора идет накопление меди.

Исследования стекол расплавных включений с помощью ионного зонда показали, что кислые магмы Николаевского месторождения обладают повышенными содержаниями воды (2.4–5.7 мас. %), сравнимыми с данными для включений в кварце колчеданных месторождений Юбилейное (до 4.30 мас. %) [Симонов и др., 2005] и Яман-Касы (2.7–5.2 мас. %) [Симонов и др., 2006].

Анализ включений на ионном зонде свидетельствует о том, что расплавы Николаевского месторождения по характеру распределения РЗЭ близки к кислым вулканическим породам островных дуг. В области легких лантаноидов они совпадают с данными по включениям месторождения Юбилейное (Рудный Алтай) и по риолитам Курило-Камчатской островной дуги. Для тяжелых лантаноидов наблюдается определенное сходство только с расплавами месторождения Юбилейное. Устанавливается явное отличие от кислых расплавов Яман-Касы, для которых характерны значительно меньшие содержания РЗЭ в целом. Для всех отмеченных выше спектров РЗЭ фиксируется отчетливый Eu минимум, который свидетельствует о дифференциации магм при фракционировании плагиоклазов. В то же время, для графиков расплавов Николаевского месторождения характерен также Gd минимум, отсутствующий на других рассмотренных спектрах.

С помощью анализа стекол включений на ионном зонде устанавливается присутствие свинца в кислых расплавах Николаевского месторождения в пределах 5–6 г/т, что заметно меньше, чем таковое в магматических системах месторождения Юбилейное (6–10 г/т) [Симонов и др., 2005].

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

Барышев А. Н., Цетлин В. П., Швайковский М. И. Основные черты геологического строения и генезиса колчеданного оруденения Николаевского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. 1976. № 5. С. 38–52.

Масленников В. В., Симонов В. А., Жуков И. Г. и др. Первые находки сульфидных труб палеозойских «черных курильщиков» в Центральной Азии // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 2007. С. 47–49.

Масленников В. В., Симонов В. А. Некоторые проблемы развития пригидротермальной фауны в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 65–68.

Мергенов Б. М. Физико-химические особенности формирования порфировых пород и оруденения Николаевского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. 1987. № 1. С. 59–65.

Наумов В. А. Субвулканические порфиры и оруденение Николаевского месторождения // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. 1975. № 5. С. 55–99.

Симонов В. А., Гаськов И. В., Ковязин С. В., Борисенко А. С. Эволюция геохимических параметров кислых расплавов при формировании колчеданных месторождений Рудного Алтая // ДАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 674–677.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О. и др. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.

И. Ю. Мелекесцева[1], В. Е. Бельтенев[2], В. Н. Иванов[2], М. Б. Сергеев[2]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

melekestseva-irina@yandex.ru

[2] – ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов

Типы сульфидных руд гидротермального поля Ириновское (13°20? с.ш., Срединно-Атлантический хребет)

Введение. В 34-м рейсе НИС «Профессор Логачев» сотрудниками ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в Центральной Атлантике было открыто новое гидротермальное поле Ириновское (13°20? с.ш., 44°56? в.д.) [Бельтенев и др., 2012]. Поле находится между трансформными разломами 15°20? с.ш. и Марафон в привершинной части юго-восточного склона горы 13°20? с.ш. на глубинах 2700–2850 м (рис. 1). По данным [MacLeod et al., 2009], гора 13°20? с.ш. представляет собой выход глубинного океанического комплекса (*oceanic core complex*) на поверхность морского дна. С морского дна были подняты гидротермально-измененные основные и ультраосновные породы [Бельтенев и др., 2012]. Подводные теленаблюдения позволили установить, что рудное поле имеет размеры 350 ? 380 м и включает в себя два рудных тела. Еще одно рудопроявление было обнаружено в 1.8 км к северо-западу от гидротермального поля.

В настоящей работе приводится описание руд, макроскопически изученных непосредственно на борту НИС «Профессор Логачев» в 2011 г. В пределах рудного поля сульфидные образцы были подняты с помощью телегрейфера и скальной драги.

Сульфидные образцы поля Ириновское и северо-западного рудопроявления можно разделить на несколько типов.

Массивные руды с трубами «курильщиков» подняты с обоих рудных тел (тело № 1 – станции (далее ст.) 34л241, 34л246, 34л227; тело № 2 – ст. 34л247). На ст. 34л241 поднят крупный фрагмент сульфидной постройки размером 65 ? 25 см в основании и высотой до 75 см. В средней и верхней частях постройки присутствовали сросшиеся и, реже, отдельные трубы диаметром от первых до 10–15 см. Постройка сложена пирит-сфалерит-халькопиритовыми (~30 %, основание и центральная часть), халькопирит-пирит-сфалеритовыми (~30 %, трубы) и существенно халькопиритовыми (~20 %, нижняя часть) и сфалеритовыми (~20 %, боковые и верхние части) рудами. Для руд характерны массивные и концентрически-зональные текстуры и кристалличе-

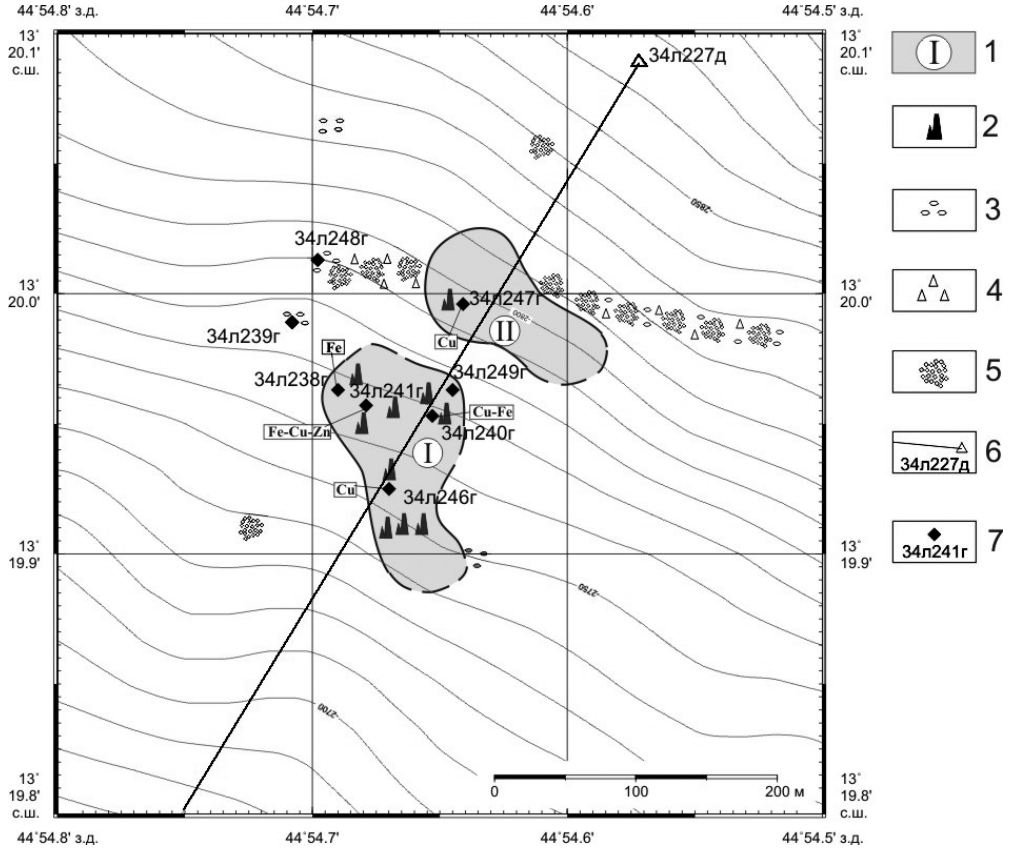


Рис. 1. Схема геологического строения гидротермального поля Ириновское по [Бельтенев и др., 2012] с упрощениями.

1 – рудные тела и их номера; 2 – трубные комплексы; 3 – участки развития гидротермальных рудных корок; 4 – обломки сульфидных руд; 5 – участки развития металлоносных осадков; 6, 7 – станции опробования и их номера: 6 – скальная драга; 7 – телевизионный грейфер. Fe, Cu, Cu-Fe, Cu-Fe,Zn – геохимическая специализация руд. Сечение изобат – через 10 м.

ски-зернистые структуры. Вокруг крупных каналов диаметром около 3–4 см в пирит-сфалерит-халькопиритовых рудах наблюдается зональное распределение минералов. Полость с опалом окаймлена зоной мощностью первые миллиметры, сложенной неокисленными копьевидными кристаллами халькопирита размером около 0.2 мм. Они окружены расплывчатыми участками более мелкозернистого халькопирита, покрытого пленкой опала. В трубах, сложенных сфалеритом, зональность выражена слабо или отсутствует. Главные минералы постройки – халькопирит, сфалерит и опал (~60 %), второстепенные – марказит, пирит, вюртцит, вторичные сульфиды меди (~39 %), редкие – ангидрит(?) (~1 %). В драге 34л227 присутствовал фрагмент трубы сложной формы диаметром 2.5–6 см и высотой около 7 см с тремя каналами. Краевая зона трубы толщиной 1–3 мм сложена тонкозернистым марказитом, следующая к центру зона – быстро окисляющимся массивным халькопиритом мощностью от 1 мм до 1 см. Зона вокруг каналов (мощность 3–6 мм) сложена плотно сросшимися шесто-

ватыми кристаллами халькопирита длиной до 2 мм. Каналы инкрустированы и запечатаны тетрагональными кристаллами халькопирита размером около 0.2 мм.

Образцы ст. 34л246 и драги 34л227 представлены массивными пирит-халькопиритовыми рудами с многочисленными полыми и запечатанными отверстиями диаметром от 1–5 до 0.7–1 см, которые характерны для сросшихся труб «курильщиков» (рис. 2, см. вкладку, с. 157). Для каналов характерны центростремительный рост кристаллов халькопирита, присутствие внешней тонкозернистой оболочки пирита и удлиненно-изогнутая, изометрично-округлая, сглаженно-треугольная морфология. Некоторые каналы характеризуются отсутствием пиритовой оболочки и, возможно, образованы внутри постройки. В местах слияния зональных агрегатов оболочек труб образуются пористые агрегаты, состоящие преимущественно из дисульфида железа. Многие образцы представляют собой фрагменты с продольным срезом каналов диаметром от первых миллиметров до 2–3 см. Структуры руд – кристаллическая и зернистая. Главный минерал – халькопирит (~50 %), второстепенные минералы – опал (~20 %), пирит (~20 %), вторичные сульфиды меди (~10 %).

С рудного тела № 2 были подняты сросшиеся трубы «черных курильщиков» в сильно окисленных массивных халькопиритовых рудах (ст. 34л247, рис. 2). Образцы характеризуются сажистой поверхностью с многочисленными полостями и боковыми каналами, заполненными опалом. Концентрически-зональные агрегаты минералов слабо выражены на поверхности, но хорошо проявлены на спилах. Структуры руд, главным образом, зернистые и, реже, кристаллические. Главные минералы – вторичные сульфиды меди (~40 %), халькопирит (~30 %); второстепенные – опал, гидроксиды железа, пирит (~29 %); редкие – марказит, арагонит (~1 %).

На северо-восточном рудопроявлении (драга 34л250) обнаружены несколько сильно окисленных труб «черных курильщиков». Они характеризуются каналами с единичными реликтами копьевидных кристаллов халькопирита, которые полностью замещены гидроксидами железа. Зоны кристаллического халькопирита вокруг каналов превращены в сливной гетитовый агрегат, местами с реликтовой шестоватой структурой. Канал заполнен дендритовидными сростками нитевидных агрегатов минералов марганца темно-бордового цвета либо почковидными агрегатами черного цвета.

Массивные руды включают несколько минеральных типов и подняты с рудного тела № 1 и северо-восточного рудопроявления.

Сажистые марказитовые руды (ст. 34л238, драга 34л227) характеризуются тонкодисперсной структурой, сильной пористостью и большим количеством опала, из-за которого на образцах наблюдаются белесые налеты. Главные минералы – марказит (~60 %), опал (~35 %), второстепенные и редкие (~5 %) – гидроксиды железа, пирит, халькопирит, барит, минералы группы атакамита, вюртцит(?), вторичные сульфиды меди. В некоторых образцах количество халькопирита и сфалерита увеличивается до халькопирит-марказитовых (драга 34л227) и халькопирит-сфалерит-марказитовых (ст. 34л240) разностей.

Образцы сильно окисленных халькопиритовых руд с раковистым изломом были подняты драгой 34л227. Структура руд чаще всего кристаллическая, реже – зернистая. На поверхности и внутри образцов встречаются мелкие (диаметром ~3 мм) отверстия-каналы без явной зональности. Главный минерал руд – халькопирит (~70 %), второстепенные – тенорит? (~20%), опал (~7%), редкие – гидроокислы железа (~3%).

Пиритовые руды были драгированы на северо-восточном рудопроявлении (ст. 34л245). Образцы характеризуются уплощенной формой, коркой сажистого черного

пирита с одной стороны и ноздреватой поверхностью с другой стороны. Внутри образцов наблюдались многочисленные полости и полосчатое распределение минералов. Рудные агрегаты имеют колломорфное и дендритовое строение. Главный минерал – пирит (~60 %), второстепенные минералы – марказит (~30 %) и барит (~9 %), редкий – опал (~1 %).

Халькопирит-пиритовые руды северо-восточного рудопроявления (ст. 34л250) представлены полосчатыми и обломочными текстурными типами. Полосчатость в рудах обусловлена параллельными друг другу разнозернистыми минеральными агрегатами. Мощность полос варьирует от 1 мм до 2–3 см. Местами маломощные полосы характеризуются раздувами. Главный минерал – пирит (~60 %), второстепенные – халькопирит (~20 %), вторичные сульфиды меди (~19 %), редкие – арагонит (~1 %).

Брекчии содержат остроугольные обломки сульфидов размером до 3 см, заключенные в мелкообломочный сульфидно-кварцевый цемент. Обломки сложены пиритовыми и халькопирит-пиритовыми агрегатами кристаллической, сажистой, тонкозернистой структур. На поверхности брекчий наблюдалась корка плотных гидроксидов железа рыжего цвета мощностью до 2 см, под которой имелась зона интенсивного окварцевания и ожелезнения мощностью от первых миллиметров до 1 см.

Прожилково-вкрапленные сульфиды нескольких минеральных типов подняты на северо-восточном рудопроявлении. Халькопирит-пиритовые гнезда и прожилки мощностью до 1 см обнаружены в интенсивно окварцованных обломочных породах (драга 34л226). Рудные минералы представлены пиритом (~50 %), халькопиритом (~30 %), вторичными сульфидами меди (~10 %) и гематитом (~10 %). Сульфиды совместно с кварцем образуют гнездовую вкрапленность в порах и полостях породы, а также прожилки, которые рассекают цемент и обломки. Гематит-пиритовые и кварц-пиритовые прожилки мощностью 1–3 мм рассекают серо-зеленые массивные хлоритизированные базальты **(**драга 34л226**)**. Хлорит-кварцевые, хлоритовые, тальковые метасоматитов и хлоритизированные базальты характеризуются рассредоточенно-, гнездово- и густовкрапленной сфалерит-халькопирит-пиритовой и сфалерит-пирит-халькопиритовой минерализацией (драга 34л237).

На рудном теле № 1 (ст. 34л240 и драга 34л227) также были собраны образцы черного цвета с раковистым изломом. Основная масса образцов сложена плотными непрозрачными агрегатами кварца с субмикроскопическими включениями сульфидов. Последние также инкрустируют в кварце многочисленные эллипсовидные полости-каналы размером до 2.5 ? 1.5 см. Главный минерал – кварц (~60 %), второстепенные минералы (~40 %) – халькопирит, марказит, опал, барит, вторичные сульфиды меди. В образцах драги 34л227 опал превалирует над сульфидами; образцы очень легкие и покрыты белым налетом опала. Поднятые фрагменты часто уплощены до 3–4 см и вытянуты в длину до 20 см.

Выводы. В результате текстурного анализа сульфидных образцов гидротермального поля Ириновское можно сделать вывод о том, что в районе горы 13°20? с.ш. существовала развитая гидротермальная система, неактивная в настоящее время. В результате высокотемпературной (>300 °С) гидротермальной деятельности были образованы халькопиритовые трубы «черных курильщиков» и массивные медные руды. Более низкотемпературная (<300 °С) гидротермальная деятельность привела к формированию сфалеритовых труб «белых курильщиков» и медно-цинково-колчеданных руд. Массивные колчеданные руды отлагались на флангах сульфидных холмов. Сульфидные брекчии свидетельствуют о процессах разрушения рудных тел. Штокверковая часть системы включала прожилково-вкрапленную сульфидную мине-

рализацию в гидротермально-измененных мафических породах. На заключительном этапе руды были подвергнуты интенсивным процессам субмаринного окисления.

Рейс НИС «Профессор Логачев» был организован ПМГРЭ и финансировался Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии РФ. Участие И. Ю. Мелекесцевой в рейсе было поддержано Президиумом УрО РАН и программой Президиума РАН № 23 (проект 12-П5-1003).

Литература

Бельтенев В. Е., Иванов В. Н., Сергеев М. Б. и др. Результаты поисковых работ на полиметаллические сульфиды в Атлантике в 2011 г. в свете подачи российской заявки в МОМД // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 50–55.

McLeod C. J., Searle R. C., Murton B. J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. P. 333–344.

Ф. Дж. А. С. Баррига, Х. М. Р. С. Релвас
Центр CREMINER, Университет Лиссабона, Португалия
f.barriga@fc.ul.pt

Подводные сульфидные залежи: вершина айсберга?

Постоянно растущий интерес к полезным ископаемым в «сыром» виде, главным образом, связанный с развитием гигантских экономик мира, показывает насущную потребность в новых ресурсах. Компания «Nautilus Minerals» в скором будущем (возможно, в 2013 г.) начнет добычу сульфидных залежей в водах Папуа-Новой Гвинеи (гидротермальное поле Солвара-1, море Бисмарка). Это станет важным событием, поскольку с добычей полезных ископаемых мирового океана связано много надежд. Компания «Nautilus Minerals» и некоторые другие компании будут специализироваться на добыче подводных сульфидов в районах государств Тонга, Вануату, Фиджи, Новая Зеландия и, в дальнейшем, в таких местах, как Азорские острова в Северной Атлантике.

Масштаб предполагаемой добычи весьма скромен, особенно, учитывая сравнение ее с добычей полезных ископаемых на континентах. Общие ресурсы меди на поле Солвара-1 составляют около 200 тыс. т, в то время как мировое производство меди – примерно $16 \cdot 10^6$ т в год. Размер гидротермального поля Солвара-1 типичен для многих гидротермальных сульфидных полей, ассоциирующих с мафитовыми породами. Сульфидные месторождения большего размера сравнительно редки: наибольшее из них – это впадина Атлантис II в Красном море ($90 \cdot 10^6$ т). Другие заслуживающие внимания примеры связаны с ультрамафитами [Fouquet et al., 2010; Cherkashov et al., 2010]. Количество известных полей с гидротермальной сульфидной минерализацией на морском дне в настоящее время составляет около 150. Общее количество меди, содержащееся с этих полях, может быть грубо оценено примерно в $20 \cdot 10^6$ т, что лишь несколько превышает годовое производство меди в мире. Конечно, такие ресурсы могут стимулировать экономически выгодную добычу, но радикально не изменят глобальную ситуацию по поставке металлов.

Однако существует мнение, что общее количество сульфидной минерализации мирового океана недооценивается. Большинство гидротермальных сульфидных полей открыто путем изучения гидротермального плюма. Слабые рассеянные плюмы не вызывают должный интерес, хотя они могут быть производными крупных подводных систем. Очень небольшое количество сульфидных полей было неактивно в момент их открытия. Сформированные и затем погребенные под осадками месторождения практически не обнаруживаются в современной практике. Подповерхностная сульфидная минерализация может быть также важна, поскольку считается, что многие гигантские месторождения в геологической истории образованы под поверхностью (рис.) [Barriga, Fyfe, 1988; Carvalho et al., 1999; Hannington et al., 2005; Relvas et al., 2006; Marques et al., 2007].

Сравнительный анализ колчеданных месторождений на континентах и гидротермальных сульфидных полей на современном морском дне предполагает, что первые не являются полными аналогами последних. Так, месторождения, ассоциирующие с ультрамафитами, обычные для современного морского дна, практически отсутствуют среди древних месторождений. С другой стороны, было установлено, что

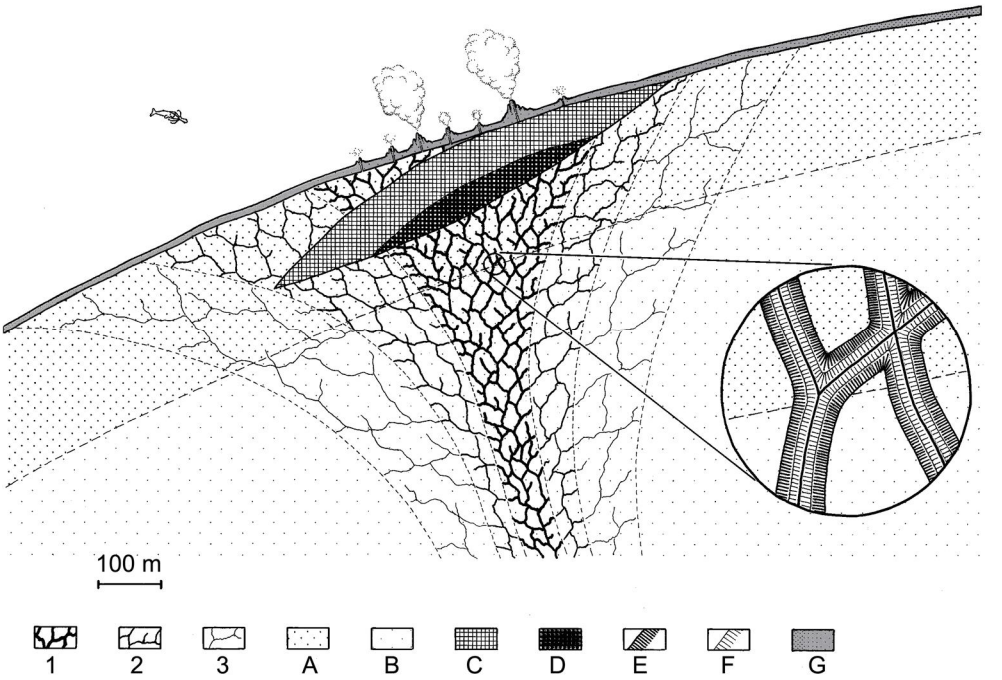


Рис. Схематический разрез через типичное месторождение Иберийского Пиритового пояса по [Carvalho et al., 1999].

1–3 – гидротермально-измененная рудная зона; A – зона придонного предрудного регионального стратиформного изменения; B – более глубокий горизонт регионального стратиформного изменения; C – пирит-сфалерит-галенитовые (± барит) массивные руды; D – пирит-халькопиритовые массивные руды; E, F – штокверковая минерализация; G – кремни, яшмоиды, металлоносные осадки.

океаническая кора – это гигантский генератор сульфидных полей, который, при эффективности в 3 %, должен образовать в 600 раз больше гидротермальных сульфидных полей, чем общее количество колчеданных месторождений, найденных на континентах [Cathles, 2011]: $530 \cdot 10^9$ т общих запасов металлов, отложившихся в виде колчеданных месторождений на континентах [Franklin et al., 2005]. Текущие подсчеты показывают, что сульфидные поля содержат $100 \cdot 10^6$ т металла. Если эти заключения верны, в настоящий момент найдено лишь 0.2 % сульфидных полей, которые могли бы сформироваться на современной океанической коре.

Из этого следует, что необходимо развивать методы поисков гидротермальных сульфидных полей, чтобы проверить эту гипотезу. Это может коренным образом изменить наше понимание баланса цветных и благородных металлов в земной коре, которое было предложено Р. В. Хатчинсоном и Р. В. Ходдером [1970]. С более практической точки зрения, поиски должны сосредоточиться на рифтах, покрытых осадками, и частично покрытых осадками регионах вне осевых долин. Гигантские гидротермальные сульфидные месторождения под несколькими метрами осадков могут в недалеком будущем быть доступны для подводной их разработки.

Литература

Barriga F. J. A. S., Fyfe W. S. Giant pyritic base-metal deposits: the example of Feitais (Aljustrel, Portugal) // Chemical Geology. 1988. Vol. 69. P. 331–343.

Carvalho D., Barriga F. J. A. S., Munha J. Bimodal siliciclastic systems – the case of the Iberian Pyrite Belt // in Barrie T. and Hannington M. (eds.) Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Reviews in Economic Geology. 1999. Vol. 8. P. 375–408.

Cathles L. What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits // Mineralium Deposita. 2011. Vol. 46. № 5. P. 639–657.

Cherkashov G., Beltenev V., Ivanov V. et al. Seafloor massive sulfides from the northern equatorial Mid-Atlantic Ridge: New discoveries and perspectives // Marine Georesources and Geotechnology. 2010. Vol. 28. P. 222–239.

Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge – ultramafic-hosted mineralization: a new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit // in *P. A. Rona, C. W. Devey, J. Dyment and B. J. Murton* (eds.) Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. American Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 2010. P. 440.

Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits // 100^{th} Anniversary Volume of Economic Geology. 2005. P. 523–560.

Hannington M. D., de Ronde C. E. J., Petersen S. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems // 100^{th} Anniversary Volume of Economic Geology. 2005. P. 111–142.

Hutchinson R. W., Hodder R. W. Possible tectonic and metallogenic relationships between porphyry copper and massive sulphide deposits // Canadian Mining Metall. Bull. 1970. Vol. 65. № 718. P. 34–40.

Marques A. F. A., Barriga F. J. A. S., Scott S. D. Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: From serpentinization to the formation of Cu-Zn-(Co)-rich massive sulfides // Marine Geology. 2007. Vol. 245. P. 20–39.

Relvas J. M. R. S., Barriga F. J. A. S., Ferreira A. et al. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. I. Geology, mineralogy, and geochemistry // Economic Geology. 2006. Vol. 101. P. 753–790.

Перевод И. Ю. Мелекесцевой

К. Е. Дж. Ронде[1], С. Л. Уолкер[2], Р. Дж. Дичберн[1], М. Д. Ханнингтон[3], И. Т. Бейкер[2], Г. Дж. Массот[4], Р. В. Эмбли[5], Д. Ергер[6], С. Дж. Мерле[7], С. Тимм[1], В. М. Деков[8], Дж. Д. Каменов[9], М. Р. Хэндлер[10]

[1] – GNS Science, Новая Зеландия

cornel.deronde@gns.cri.nz

[2] – Национальное агентство по изучению океана и атмосферы, Сиэтл–Вашингтон, США

[3] – Университет Оттавы, Онтарио, Канада

[4] – Mass-Ex3 Consulting LLC, Вашингтон, США

[5] – Национальное агентство по изучению океана и атмосферы, Ньюпорт, США

[6] – Океанографический институт, Вудс Хоул, США

[7] – Орегонский государственный университет, США

[8] – Софийский университет, Болгария

[9] – Университет Флориды, Гейнсвилль, США

[10] – Веллингтонский университет им. Виктории, Новая Зеландия

Гидротермальная активность и процессы формирования сульфидных руд на вулкане Кларк, дуга Кермадек, Новая Зеландия

Вулкан Кларк представляет собой крупный вулканический центр на активной части внутриокеанической дуги Кермадек. Это один из двух южных вулканов дуги Кермадек (второй – вулкан Вакатан), который находится на океанической коре перед переходом к континентальной коре Новой Зеландии. Он подстилается плато Хикуранги мощностью 17 км, которое в настоящее время субдуцируется под южный сектор дуги Кермадек. На вулкане Кларк обнаружены необычные обогащенные калием базальтовые лавы (1.5–2.25 мас. % K_2O), а также нормальные андезибазальты, андезиты и дациты.

Общий объем вулканического центра Кларк составляет около 90 км^3. Это значение получено путем подсчета от вершины до подножия уровня 2500 м, который маркирует крайнюю точку флангов вулкана с окружающим его океаническим дном. Вулкан включает в себя два холма, сходных по размерам: северный холм объемом около 4.57 км^3 и южный – 4.43 км^3. Вулкан имеет максимальный рельеф около 1.645 м и находится на высоте 855 м над уровнем моря. Северный холм имеет два конусовидных пика с признаками обрушения между ними. Позднее на восточном фланге между вершинами этих конусов вырос конус меньшего размера. На вершинах конусов преобладают массивные, блоковые лавы и грубый делювий, а фланги вулкана характеризуются наличием тонкозернистой вулканокластики и осадков. Южный холм заметно более изрезанный, чем северный. Он имеет резко выраженный горст в центре, ограниченный разломами длиной 5–6 км. На вершине южного холма не наблюдается явного конуса.

Исследования водной толщи с использованием методов CTD, «вертикальных выбросов» и миниатюрных автономных регистраторов плюмов (МАРП), прикрепленных к камере со специальными буксирующими устройствами, установили слабые выбросы частиц и аномалии Eh над вершиной северного холма. Полученные результаты указывают на наличие активной гидротермальной деятельности между двумя вершинами его пиков. Это подтвердилось при двух погружениях глубоководных ап-

паратов Pisces V, в результате которых были обнаружены трубы «черных курильщиков» высотой до 7 м, расположенные на восточной стороне вершины гребня между двумя пиками. Позднее более детальным мониторингом водной толщи над вершиной северного холма вулкана Кларк с использованием глубоководного аппарата Sentry, оборудованного МАРП, было подтверждено наличие активной деятельности и, кроме того, обнаружена гидротермальная деятельность на западном фланге этого холма. Для гидротерм на восточной стороне вершины характерны слабые выбросы частиц и аномалии Eh, тогда как гидротермальные плюмы западной стороны вершины обладают резкими аномалиями Eh без заметных выбросов частиц. Гидротермальная деятельность на западной стороне вершины северного холма газонасыщенна, и рассеивающиеся частицы оседают, в основном, на обрушенной части склона. Методом CTD через вершину южного холма обнаружена слаборассеянная аномалия в основании крупного разлома, маркирующего северную границу горста. Эта аномалия не подтвердилась химическими анализами воды или грунта, взятыми с помощью глубоководного аппарата.

Образцы, отобранные из гидротермальной системы Кларк, в большинстве своем представлены трубами «черных курильщиков». Единичные образцы представляют собой толстые корки, сложенные баритом и ангидритом, и баритсодержащие пески. Местами развиты холмы из массивного барита и некоторых сульфидов, которые представляют остатки древних труб. Баритовый песок, скорее всего, является продуктом переработки баритовых холмов. Трубы преимущественно сложены пиритом, марказитом, ангидритом, гипсом и баритом с максимальными зарегистрированными температурами истечения флюида 221 °C. Геохимический анализ образцов трубы и корок показал высокие содержания бария – до 54 мас. %. Содержания золота достигают 5.8 г/т в образцах трубы «черного курильщика» и до 15.1 г/т – в пирите. Образцы, особенно пиритсодержащие, также обогащены элементами «эпитермального» парагенезиса, такими как As, Sb, Hg, Tl и Ag. Содержания других металлов (особенно Cu) низкие.

Датирование методами $^{228}Th/^{228}Ra$ и $^{226}Ra/Ba$ показало, что активные трубы имеют возраст 0–2 года (на момент отбора) и одна труба, обнаруженная дистанционным плавучим аппаратом, 3–21 год. Баритсодержащая вулканокластика имеет возраст 3960 лет, а слоистые баритизированные осадки – 19500 лет. Это говорит о том, что либо гидротермальная система вулкана Кларк была постоянно активной в течение продолжительного периода времени, либо, что более вероятно, она была активной в прошлом и возобновилась снова после временного перерыва.

Значения $\delta^{34}S$ для сульфидов из трубы и колломорфных пирит-марказит-баритовых корок варьируют от 2.0 до 3.7 ‰ и указывают на взаимодействие между водой и породой. Значения $\delta^{34}S$ в барите из баритовых песков и массивных баритовых (и колломорфных барит-марказитовых) корок варьируют от 18.2 до 20.1 ‰, тогда как ангидрит из трубы характеризуется значениями $\delta^{34}S$ от 20.0 до 23.7 ‰. Все это указывает на преобладающий вклад морской воды.

Sr-Nd-Pb изотопный анализ был выполнен для шести образцов сульфатов из труб (ангидрита, гипса и барита), сульфидов (пирит и марказит), трех образцов низкокалиевых андезибазальтов и одного образца высококалиевого базальта, отобранных из северного холма вулкана Кларк. Установлен сходный изотопный состав свинца образцов из трубы и вмещающих лав с незначительным влиянием морской воды и/или свинца, извлеченного из осадков. Соотношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ согласуются с этой предположением.

Таким образом, минералогия, геохимия и изотопные данные, полученные для образцов вулкана Кларк, согласуются с относительно низкотемпературным золотоносным «эпитермальным» типом гидротермальной системы, которая была активной, по крайней мере, периодически, в течение 20000 лет.

Перевод Н. Н. Анкушевой, И. Ю. Мелекесцевой

Дж. Р. Хайн[1], К. Е. Дж. де Ронде[2], Р. А. Коски[1], М. Лейборн[2], Т. А. Конрад[1], Р. Дж. Дичберн[2], Я. Тамура[3], Р. Дж. Стерн[4], О. Ишизука[5]

[1] – Геологическая служба США, Менло Парк

jhein@usgs.gov

[2] – GNS Science, Новая Зеландия

[3] – Агентство по наукам о земле и океанам и технологиям, Йокосука, Япония

[4] – Техасский университет, Ричардсон, США

[5] – AIST Company, Цукуба, Япония

Zn-Pb-Ag-Au-баритовые месторождения кальдеры Ист-Диаманте, Марианская вулканическая дуга

Ист-Диаманте представляет собой подводный вулкан в Южно-Марианской дуге в виде сложной кальдеры размером 10 ? 5 км, вытянутой с восток-северо-востока на запад-юго-запад и разделенной на северный и южный сектора. Крупное поле барит-сульфидных холмов было открыто в июне 2009 г. и повторно изучено в июле 2010 г. на НИС *Natsushima* с использованием дистанционно-управляемого аппарата *Hyper-dolphin*. Гидротермальное поле расположено на северо-восточном фланге дуги и представляет собой скопление резургентных куполов внутри кальдеры. Оно протягивается более чем на 100 м вдоль СВ-ЮЗ рифтовой долины и имеет ширину около 30 м. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст образца дацита составляет 20000 ± 400 лет.

Отдельные гидротермальные холмы имеют высоту 1–3 м и ширину 0.5–2 м при длине 3–5 м. Холмы сложены преимущественно баритовыми слоями, переслаивающимися с обогащенными Zn-сульфидами баритовыми прослоями. Редкие неактивные шпили и трубы находятся на вершинах холмов. Fe–Mn оксиды образуют небольшие (менее 1 м в диаметре и порядка 0.5 м высотой) второстепенные холмы на вершинах некоторых сульфатных/сульфидных холмов или на флангах других холмов. Диффузное и сфокусированное истечение флюида наблюдается из второстепенных оксидных холмов. Возраст основных сульфат/сульфидных труб, определенный методом $^{226}Ba/Ba$, составил около 4000 лет, тогда как оксиды, как показано методом $^{228}Th/^{228}Ra$, старше менее, чем на 5 лет.

Большинство образцов из холмов и труб сложено баритом и аморфным кремнеземом, сульфиды присутствуют в переменных количествах (сфалерит, галенит, пирит и халькопирит – в порядке уменьшения содержаний). Англезит, церуссит и фосфат свинца присутствуют в интерстициях и относятся к поздним стадиям минералообразования. Некоторые образцы из холмов имеют обломочные текстуры, слоистые обломки, сложенные халькопиритом и пиритом, извлекались из разрушенных

труб. Несмотря на изобилие барита, образцы содержат высокие концентрации Zn (до 23 мас. %), Pb (до 13 мас. %), Ag (до 500 г/т) и Au (до 15 г/т). Несколько образцов обогащены медью (до 3 мас. %), но обычно ее содержания составляют не более 1 мас. %. Повышенные содержания характерны для Sb (до 1320 г/т), Cd (до 1180 г/т) и Hg (до 55 г/т).

Наличие оруденения, вероятно, контролировалось близостью к СВ-ЮЗ рифтовой зоне. Следом за образованием кальдеры, минерализация начала формироваться скорее из фокусированного флюида вдоль параллельных зон трещиноватости, чем из одного источника, как это характерно для многих гидротермальных полей.

Учитывая минеральную ассоциацию, максимальные температуры флюида (~250 °C) были близки точке кипения воды на глубине 365–400 м. Последующие диффузные флюиды обусловили отложение кремнезема и минералов свинца в интерстициях внутри холма, и при затухании процесса, на поздней стадии, отложение оксидов Fe и Mn на их поверхности. Текущая низкотемпературная активность может быть признаком восстановления системы.

Перевод Н. Н. Анкушевой, И. Ю. Мелекесцевой

ЧАСТЬ 3. РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В. В. Зайков, Е. В. Зайкова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru

Осадочные и гидротермально-осадочные полезные ископаемые Республики Тува

В осадочных толщах Республики Тува сосредоточены месторождения нескольких формационных типов. Цель сообщения – обзор полезных ископаемых в осадочных и гидротермально-осадочных комплексах региона в зонах с различной земной корой, унаследованной от вендско-кембрийской ситуации. Океанический тип был проявлен в Хемчикско-Куртушибинской зоне, а Таннуольско-Хамсаринская зона имела черты активной континентальной окраины Тувино-Монгольского массива. Сведения об истории изучения осадочной минерагении Тувы содержатся в монографиях [Рудные…, 1981; Геология.., 1990; Парначев и др., 1996]. Основное внимание в предлагаемой статье уделено палеозойским полезным ископаемым. Положение рассматриваемых полезных ископаемых показано на рисунках 1 и 2. Рисунок 1 иллюстрирует позицию проявлений во времени, рисунок 2 характеризует распределение минерализации в пространстве.

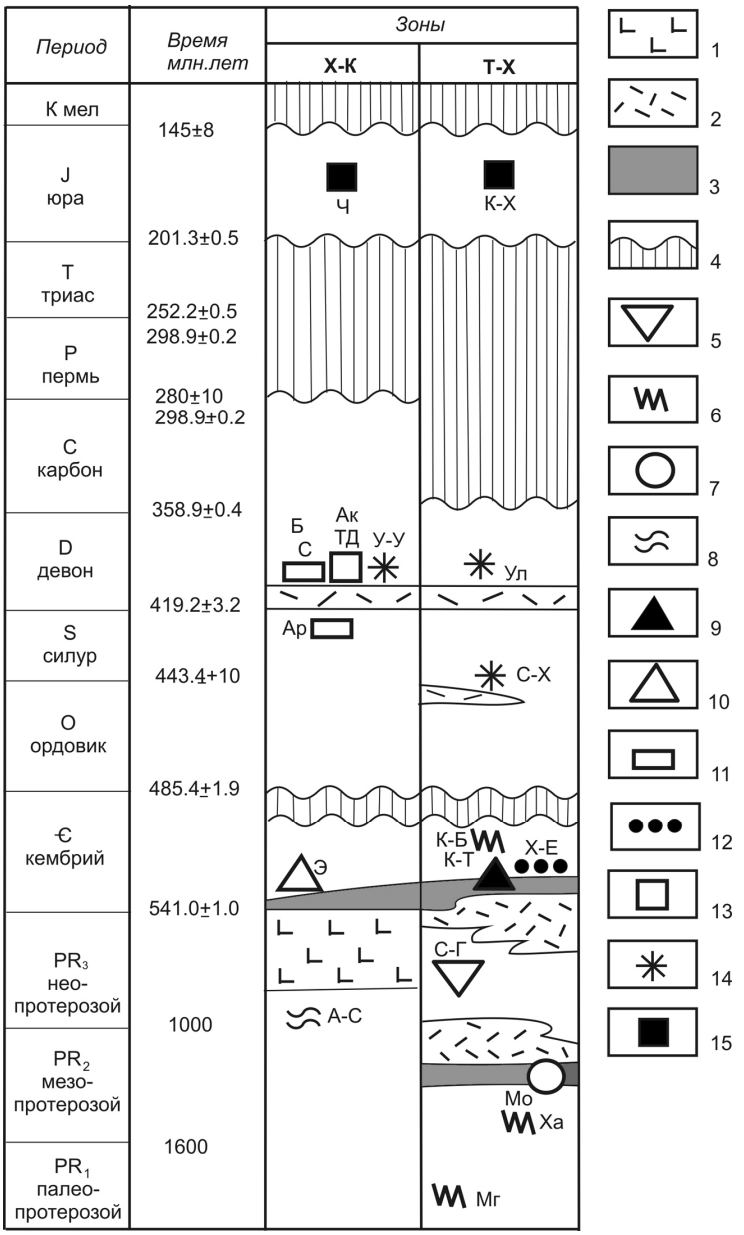
Докембрий. В Хемчикско-Куртушибинской зоне известны проявления медистых песчаников в терригенной ишкинской свите в бассейне р. Ак-Суг. Они представлены прослоями мощностью до 10–15 м с сульфидной вкрапленностью, преобразованной в поверхностных условиях в малахит. Во вмещающих отложениях установлены отдельные тела базальтов.

Протерозой Таннуольско-Хамсаринской зоны представлен разнообразными терригенными отложениями с прослоями известняков, потоками базальтов и риолитов. Минерализация установлена в метаморфических графитизированных породах фундамента, вскрытых в Эрзинском блоке. Здесь известны месторождения железистых кварцитов, имеющих мощность до 40 м и протяженность сотни метров. С кварцитами ассоциируют горизонты графитовых сланцев мощностью от 10 до 60 м, содержащих 15–30 % графита [Шапошников, Гольман, 1981].

Рис. 1. Схема размещения полезных ископаемых Тувы в стратиграфической колонке. Возраст принят по Международной стратиграфической шкале 2012 г. (http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale).

Структурно-формационные зоны: **Х-К** – Хемчикско-Куртушибинская, **Т-Х** – Таннуольско-Хамсаринская.

1 – базальтовые комплексы; 2 – риолит-базальтовые комплексы; 3 – углеродистые отложения; 4 – стратиграфические перерывы и несогласия; 5–14 – осадочные и гидротермально-



осадочные месторождения и рудопроявления: 5 – полиметаллы (СГ – Сары-Гиматэ, Белатр), 6 – железистые кварциты (Мг – Мугурское, Ха – Харальское, К-Б – Кара-Бельдир), 7 – золотоносные кварциты (Мо – Мозголевское), 8 – медистые песчаники (А-С – Аксугское), 9 – колчеданно-полиметаллические (К-Т – Кызыл-Таштыг, Дальнее), 10 – серноколчеданные (Э – Эдыгейское), 11 – стратиформные полиметаллические (Ар – Артыш, С – Солчур, Б – Байтал), 12 – магнетитовые песчаники (Х-Е – Холь Ежу); 13 – каменная соль и гипс (ТД – Торгалыг и Дус-Даг, Ак – Актал), 14 – уран (С-Х – Систиг-Хемское, У – Уюкское, Ул – Улугосйкое), 15 – уголь (К-Х – Каа-Хемское, Ч – Чаданское).

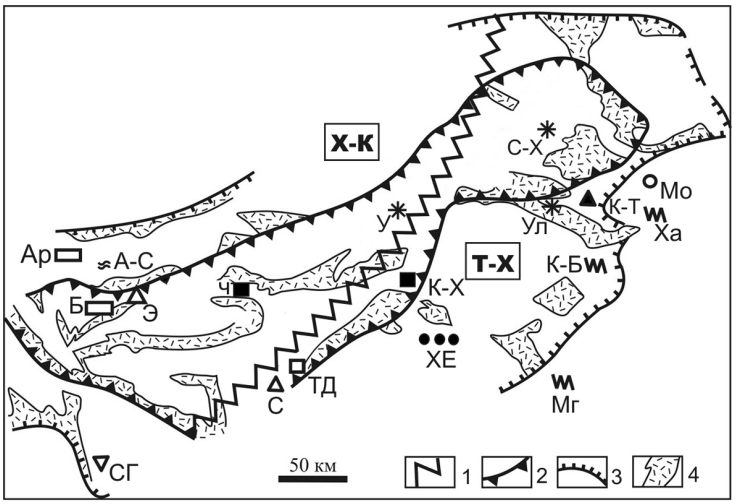


Рис. 2. Схема размещения осадочных и гидротермально-осадочных полезных ископаемых на территории Тувы.

1 – граница Хемчикско-Куртушибинской (Х–К) и Таннуольско-Хамсаринской (Т–Х) зон; 2 – контуры рифтогенного Тувинского прогиба; 3 – крупные региональные разломы; 4 – поля развития девонских вулканогенных пород. Буквенные сокращения см. на рис. 1.

В Харальском блоке встречаются пачки железистых кварцитов мощностью несколько метров в толще сульфидизированных углеродистых сланцев, вмещающих золоторудные проявления. Сланцы содержат тонкую вкрапленность, реже слойки и гнезда пирита, пирротина и арсенопирита, составляющих в совокупности 10–25, реже 35–40 % объема породы. Кроме этого, установлены прослои мощностью 0.2–0.3 м сплошной тонкозернистой пиритовой руды с реликтовой слоистостью. В графитистых сланцах, подстилающих метабазальты, установлены тела золотоносных кварцитов, к которым относится рудопроявление Мозголевское.

На юго-западном окончании Таннуольско-Хамсаринской зоны в карбонатных отложениях с потоками базальтов известны стратиформные проявления полиметаллических руд (Сары-Гиматэ, Белатр). Они развиты в полосе протяженностью 9.5 км и шириной 1–1.5 км. Минерализация представлена массивными галенит-сфалеритовыми рудами, вкрапленностью и прожилками церуссита, пироморфита, ванадинита, каламина. Мощность наиболее крупных залежей от 0.5–1.8 до 10–25 м, прослеженная длина несколько десятков метров. Среднее содержание свинца 4.9, цинка – 2.8 %.

Кембрий. Кембрийские отложения Таннуольско-Хамсаринской зоны вмещают полиметаллические руды и железистые кварциты. Горизонты гидротермально-осадочных руд и рудокластитов выявлены на Кызыл-Таштыгском рудном поле. К первым относятся реликты сульфидных построек с фрагментами рудоподводящих каналов. В кратерной воронке жерла расположена серноколчеданная залежь, являющаяся реликтом гидротермального сульфидного холма [Ковалев и др., 2004]. Ее поперечник составляет 300–500 м, мощность 200 м. В кровле и на флангах залегают колчеданно-полиметаллические рудные тела линзообразной и субпластовой формы мощностью 10–40 м. Типичные рудокласты выявлены в средней и верхней части разреза рудовмещающей толщи алевролитов и углеродистых сланцев. Наиболее разнообразен верхний рудокластический горизонт, в котором присутствуют обломки барит-сфалеритовых и баритовых руд размером до 0.8 м.

Кварц-гематитовые холмы гидротермального происхождения на Кызыл-Таштыгском рудном поле развиты на границе вулканогенной и терригенной толщ. Они имеют поперечник основания 30–90 м и высоту 5–8 м и сложены кварц-гематитовыми породами с однородной, пятнистой, брекчиевой текстурами. Холмообразные постройки сопровождаются «шапкой» и шлейфом пестрых агломератовых брекчий, сложенных щебнем и глыбами гематито-кварцевых пород, базальтов, риолитов, алевролитов. В западной части рудного поля холмы перекрыты потоками лав, частично разрушивших постройки.

Полосчатые железистые кварциты известны в районе прииска Карабельдыр и в южном обрамлении Ожинского гранитоидного массива. В первом случае мощность их 6–10 м, прослеженная длина 1 км, содержание Fe_2O_3 35–47 %, FeO 18–21 %, MnO 1.1–1.5 %.

Горизонты магнетитовых песчаников описаны Г. В. Пинусом [1961] в Таннуольском блоке. В бассейне р. Холь-Ежу установлен пласт мощностью 6 м, прослеженный на 25 м. Он сложен окатанными зернами магнетита размером 0.1–0.2 мм с песчаным цементом поровой структуры. Значение этого горизонта заключается в том, что установлено формирование железорудных месторождений Танну-Ола в раннем кембрии.

В Хемчикско-Куртушибинской зоне, где изливались толеитовые базальты, выявлены пластовые залежи серноколчеданных руд. На Эдыгейском рудопроявлении они находятся в пачке мощностью 200–600 м, сложенной аргиллитами, силицитами и углеродистыми сланцами. Число тел в разрезе от 3 до 5, форма пластообразная, мощность залежей 3–10 м, протяженность 0.3–2 км. Первичные руды имеют пирит-пирротиновый состав при полосчатом, прожилково-вкрапленном и гнездовом распределении.

С телами гематит-кварцевого состава на правобережье р. Хемчик ассоциируют прослои марганцевых руд и пьемонтитовых сланцев. Мощность горизонтов яшм составляет 2–15 м, в перекрывающих агломератовых брекчиях присутствуют обломки гематито-кварцевых пород и кварцитов гидротермального генезиса. Присутствуют единичные железисто-кремнистые постройки длиной 10–15 м, высотой 2–4 м.

Силур. Наиболее известное рудопроявление силурийского возраста Артыш находится в Западном Саяне. По данным О. К. Гречищева, оно приурочено к брекчиевидным известнякам в терригенно-карбонатных отложениях с остатками бентосной фауны. Два горизонта известняков мощностью 15–20 м содержат вкрапленность галенита, сфалерита и вторичных минералов меди и свинца.

Девон. Начало девона знаменуется излияниями базальтов и риолитов в рифте Тувинского прогиба [Парначев и др., 1996]. Наиболее значительная эвапоритовая толща с полезными ископаемыми залегает в кровле вулканогенных отложений и вмещает месторождения полиметаллических руд, урана, каменной соли, гипса и медистых песчаников.

На Дус-Дагском месторождении каменной слои, известном еще древним кочевникам, соленосные отложения слагают линзу длиной около 900 м при мощности в центральной части 325 м. В 1962–1964 гг. были проведены поиски на прилегающей территории, в результате которых выявлено Торгалыгское месторождение каменной соли [Зайков, Зайкова, 2000]. Тремя скважинами вскрыты три пачки солей мощностью от 40 до 120 м, содержащие прослои глин и алевролитов. В верхней части залежи обнаружен сильвин-галитовый прослой буровато-красного цвета мощностью 0.4 м, с содержанием KCl 4.74 %. Общая мощность соленосной толщи в районе месторождения около 600 м, низы толщи не вскрыты.

Значение открытия Торгалыгского месторождения состоит в том, что подтверждено предположение о существовании в девоне на территории юга Сибири значительного по размерам солеродного бассейна. В 1970 г. монгольские геологи открыли месторождение соли Дабсту-Ула, там, где нами ранее был обнаружен шток гипса. Продуктивная толща мощностью около 350 м сложена залежами гипса и каменной соли среди песчаников и глин. Линзовидная залежь солей имеет длину около 2000 м, мощность до 56 м. Месторождение начали разрабатывать с 1980 г., соль используется животноводами Монголии.

Из месторождений гипса наиболее крупным является Актальское, расположенное в восточной части соленосной толщи в бассейне р. Хурегечи. По данным Е. И. Пирумова, выявлено три пласта гипса мощностью 0.8–3.6 м, прослеженные на 320–490 м. Месторождение оценивалось В. И. Кудрявцевым и др. на предмет использования сырья при производстве цемента.

В девонских отложениях выявлено два продуктивных уровня свинцово-цинковой стратиформной минерализации: саглинская (нижний девон) и илеморовская (живет) свиты, отлагавшиеся в морских мелководных или лагунных условиях. В саглинской свите, по данным В. Л. Авруцкого, оруденение установлено в ядерной части Байтальской мульды. Рудоносный горизонт залегает с размывом на толще нижнедевонских вулканитов, прослежен на 6.5 км и представлен черными алевролитами, аргиллитами и светло-серыми известковистыми песчаниками. Оруденение в виде тонкой вкрапленности сфалерита, реже галенита и пирита присутствует в слойках черных аргиллитов и светло-серых песчаников.

На полиметаллическом месторождении Солчур максимальные концентрации свинца и цинка приурочены к кровле градационных ритмов в отложениях саглинской и таштыпской свит. Сингенетичная минерализация представлена галенитом и пиритом при плотности насыщения прослоев 10–30 % [Бартев и др., 1990].

Со средним девоном связана урановая минерализация в кровле риолитовых сооружений, наиболее интенсивная в гравийно-галечных отложениях и более слабая, но выдержанная, в известковистых аргиллитах и алевролитах. В грубозернистых осадочных породах известно Уюкское месторождение урана (атакшильская свита), а в алевролитах и аргиллитах значительные радиоактивные аномалии (илеморовская свита).

Таким образом, большинство известных на территории Тувы осадочных месторождений формировалось после завершения вулканических этапов и носит черты гидротермально-осадочного генезиса. Особенно это относится к колчеданно-полиметаллическим и серноколчеданным рудам кембрия, связанным с вулканомиктовыми толщами. Подобная ситуация свойственна девонской эпохе с полиметаллическими и урановыми рудами в кровле риолит-базальтовой толщи. Низкая степень опоискования этого стратиграфического уровня позволяет надеяться на выявление новых гидротермальных проявлений, формировавшихся в мелководной обстановке. Можно указать на перспективную ситуацию в западном ограничении Чингекатского блока, где осадочные толщи перекрывают девонскую вулканогенную толщу с проявлениями свинцовых руд.

В современных бассейнах придонные гидротермальные постройки обычно известны на глубинах более 1 км, но в последнее время установлены и на мелководье. В числе таковых можно указать проявления ангидрит-сульфидных руд дуги Тонга на глубинах 385–540 м [Stoffers et al., 2006] и гематито-марганцевые отложения в кальдере вулканов Санторин и Милош на глубине около 10 м [Varnavas, Cronan, 2005]. Это позволяет надеяться на выявление подобных проявлений с пригидротермальной фауной в мелководном бассейне Тувинского прогиба.

Исследования поддержаны интеграционным проектом УрО–СО РАН (№ 12-С-5-1010). Авторы благодарят за помощь О. Л. Бусловскую и К. Р. Ковалева.

Литература

Бартев А. С., Боброва Н. В., Ковалев К. Р., Мельгунов С. В. Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Солчур Тувинского прогиба // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 88–98.

Геология Тувинской АССР / ред. *П. С. Матросов, А. А. Подкаменный, Г. Н. Шапошников*. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 121 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. Минерагения Тувинского эвапоритового бассейна (Тува) // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей (VI солевое совещание). Соликамск, 2000. С. 72–74.

Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Акимцев В. А., Баулина М. В. Месторождения массивных полиметаллических руд разновозрастных континентальных окраин юга Сибири // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 225–232.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 119 с.

Парначев В. П., Вылцан И. А., Макаренко Н. А. и др. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: ТГУ, 1996. 239 с.

Рудные формации Тувы / ред. *В. А. Кузнецов*. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

Шапошников Г. Н., Гольман Е. Н. Графитоносность Чангусского синклинория // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1981. С. 184–186.

Stoffers P., Worthingto T. J., Schwarz-Schampera U. Submarine volcanoes and high-temperature hydrothermal venting on the Tonga arc, southwest Pacific // Geology. 2006. Vol. 34. № 6. P. 453–456.

Varnavas S. P., Cronan D. S. Submarine hydrothermal activity off Santorini and Milos in the Central Hellenic Volcanic Arc: A synthesis // Chemical Geology. 2005. Vol. 224. P. 40–54.

Б. И. Гонгальский
ИГЕМ РАН, г. Москва
kgrt-61@ya.ru

Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района (Сибирь)

Медные месторождения Удокан-Чинейского района по суммарным запасам являются уникальными и составляют более 50 млн т меди. Они сосредоточены в осадочно-гидротермальных халькозин-борнитовых рудах Удоканского месторождения (25 млн т Cu) и собственно магматических месторождениях Чинейского массива (> 10 млн т Cu). Ресурсы гидротермальных прожилково-вкрапленных преимущественно пирит-халькопиритовых (± борнит, халькозин) руд (Правоингамакитское, Сакинское, Ункур, Красное, и др.), залегающих в осадочных породах, составляют более 12 млн т Cu. В последних устанавливаются существенно более высокие концентрации Au, Ag, ЭПГ и других элементов-примесей по сравнению с удоканскими. Месторождения Чинейского массива – Магнитное и Этырко – являются уникальными по запасам ванадия. В габброидах Чинейского массива и альбитизированных песчани-

ках удоканского комплекса наблюдаются месторождения и рудопроявления золота, урана и редкоземельных элементов. Близкий возраст формирования имеет Катугинское редкометально-редкоземельное месторождение. Далеко не полный перечень металлов указанных месторождений позволяет рассматривать их в рамках семейства железо-оксидно-золото-медных месторождений.

Месторождения Удокан-Чинейского района связаны с палеопротерозойской эпохой рудообразования, которая проявлена на всех континентах и к которой принадлежат такие гиганты, как Бушвельд, Витватерсранд (ЮАР), Великая Дайка (Намибия), Садбери (Канада) и др. На Канадском щите установлены разновременные проявления ультрабазит-базитового магматизма в интервале 2.5–1.8 млрд лет, а ориентировка радиальных даек указывает на размещение центров плюмового магматизма – разновозрастных магматических очагов.

На основании палеомагнитных исследований и изотопных характеристик предполагается, что в палеопротерозое существовал единый суперконтинент Колумбия [Ernst, 2007], а ультрабазит-базитовые массивы и Cu-Ni месторождения трассируют зоны дефрагментации суперконтинента. Для краевых частей древних кратонов характерно сопряженное накопление многокилометровых толщ вулканогенно-осадочных пород, крупных массивов гранитоидов и ультрабазит-базитовых пород, которые в Удокан-Чинейском районе представлены Кодаро-Удоканским прогибом, массивами гранитоидов кодарского комплекса и расслоенными массивами чинейского комплекса (Чинейским, Майлавским, Луктурским и др.) (рис., см. вкладку, с. 158).

Кодаро-Удоканский прогиб (протяженность около 300 км, ширина 60–70 км) выполнен нижнепротерозойскими карбонатно-терригенными породами удоканского комплекса мощностью 11–14 км, разделенными на три серии (макроритмы): кодарскую, чинейскую и кеменскую [Геологическое…, 2002]. Сульфидные горизонты установлены во всех трех сериях, но доминируют в самой верхней кеменской (талаканская, сакуканская, намингинская свиты), где в сакуканской свите расположен главный медный горизонт Удоканского месторождения. В пределах талаканской свиты локализованы месторождения Ункур и Бурпала. В средней чинейской серии (инырская, читкандинская, александровская, бутунская свиты) находятся Правоингамакитское, Красное и другие месторождения. В нижних свитах кодарской серии известны многочисленные пирротинизированные горизонты с халькопиритом с существенными примесями Ag, Co, Ni.

Каларский, Кеменский и другие массивы гранитоидов (1875 млн лет) принадлежат к Южно-Сибирскому поясу гранитоидов. Их соотношение с габброидами чинейского комплекса не совсем однозначно. По данным возраста цирконов (SHRIMP-II) впервые установлены различия во времени образования высокотитанистых габбро Чинейского массива (1858 ± 17 млн лет) и низкотитанистых габброидов (1811 ± 27 млн лет); по Sm-Nd методу возраст габброидов центральной части массива составляет 1850 ± 90 млн лет [Гонгальский, 2012]. Эти результаты согласуются с данными других исследователей: для пород краевых фаций Чинейского массива по изучению U-Pb системы в цирконах – 1867 ± 3 млн лет [Попов и др., 2009] и Ar/Ar системы в слюдах –1880 ± 16 млн лет [Поляков и др., 2008].

Ультрабазит-базитовый Чинейский массив в плане имеет форму, близкую к овальной. Максимальная мощность слагающих его габброидов оценивается в 2.5–3.0 км. На юго-западе массив прорван позднепалеозойскими гранитами, а на севере отделяется от Удоканского месторождения Ингамакитским разломом.

На основании интрузивных взаимоотношений между габброидами, различий их состава и текстурно-структурных особенностей выделено четыре группы пород, сформированных в результате четырехкратных внедрений: 1) грубозернистые анортозиты и монцодиориты; 2) высокотитанистые и 3) низкотитанистые габброиды и 4) лампрофиры и флюидно-магматические брекчии. Породы второй и третьей групп характеризуются тонкой и грубой расслоенностью и разноранговой ритмичностью (микроритмы, ритмы, пачки, серии). В нижних частях ритмических единиц преобладают пироксен-титаномагнетититы, в верхних – плагиоклаз-титаномагнетититы (чиниты), которые относятся к ранне- и позднемагматическим рудам соответственно.

Промышленные концентрации сульфидов установлены в эндо- и экзоконтактовых зонах Чинейского массива (месторождения Рудное, Верхнечинейское, Сквозное и Контактовое). Сульфиды выявлены и в центральной части интрузива в виде прожилково-вкрапленных зон в высокотитанистых габброидах (титаномагнетитовые месторождения Этырко и Магнитное), а также в западной части массива в виде субсогласных с ритмическими единицами зон пирит-халькопиритовых вкрапленных руд с тонким самородным золотом. Во всех типах руд устанавливаются повышенные концентрации МПГ, меняющиеся от эндо- к экзоконтактовым рудам [Гонгальский, 2012]. Для генезиса сульфидных руд важное значение имеет выяснение происхождения сплошных халькопиритовых (± борнит, миллерит) руд и брекчий, в которых халькопирит является цементом (офсетные дайки). Прослеживаемые на глубину более 500 м вертикальные прожилки с пиритом и халькопиритом могут указывать на возможное поступление рудного сульфидного расплава из более глубинного источника – нижней магматической камеры.

В обрамлении Чинейского массива среди карбонатно-терригенных пород расположены Правоингамакитское и Сакинское месторождения Fe-Au-Ag-Cu руд, относимые к аналогам Удоканского месторождения. Руды указанных месторождений – пирит-халькопиритовые (± халькозин, борнит, миллерит). Составы руд, их структурно-текстурные особенности, а также высокие концентрации золота и серебра сопоставимы с экзоконтактовыми рудами месторождений Чинейского массива. Руды Правоингамакитского месторождения представлены пирит-халькопиритовыми разновидностями, для которых характерны прожилковые и брекчиевые текстуры. Максимальное обогащение никелем кварцевых жильных руд обусловлено высокими концентрациями никелевых минералов – миллерита и пентландита. Именно в этом типе руд установлены высокие концентрации благородных металлов (г/т): 0.1–2.2 Pt; 0.9–6.2 Pd; 0.1–0.4 Au, до 370 Ag. Запасы и ресурсы меди и серебра Правоингамакитского месторождения составляют соответственно 478 тыс. т Cu и 12.97 тыс. т. Ag по категории C_2, 608 тыс. т Cu, 16.5 Ag по P_1 [Геологическое …, 2002].

На Удоканском месторождении основной горизонт медистых песчаников приурочен к верхней подсвите сакуканской свиты (PR_1). В его пределах выделяются крупные линзовидные и пластовые тела халькозин-борнитового (67.5 %), пирит-халькопиритового (6.5 %) и малахит-брошантитового (26.0 %) состава (Архангельская и др., 2004). Кулисообразное расположение линз сульфидов с кварцем, а также секущие прожилки халькозин-борнитовых руд на участках Западном, Озерном и Наминга свидетельствуют об их отложении из гидротермальных растворов или существенном перераспределении меди после отложения осадков. Кварц-сульфидные прожилки окаймляются метасоматическим магнетитом, который по морфологии отличается от магнетита осадочных слойков. В них устанавливаются повышенные концентрации золота – до 0.3 г/т, в то время как в безрудных песчаниках его концентрации составляют менее 0.01 г/т [Гонгальский, 2012].

Дискуссия об образовании крупнейших из рассмотренных объектов – Удоканского и Чинейских месторождений – продолжается уже на протяжении нескольких десятилетий [Архангельская и др., 2004]. Одним из главных является вопрос об источнике главного металла в рудах – меди, а также серебра и золота, которыми обогащены руды всех месторождений Удокан-Чинейского района [Гонгальский, 1993]. Многократные внедрения магм, из которых кристаллизовались породы расслоенных массивов чинейского комплекса, и их фракционирование приводило к формированию остаточных флюидонасыщенных расплавов и гидротермальных систем. Закономерное распределение в пространстве месторождений в осадочных и магматических породах позволяет рассматривать их в рамках единой Удокан-Чинейской рудномагматической системы. Ее вертикальный размах по геофизическим данным составляет не менее 4.5–5 км [Архангельская и др., 2004]. В ней последовательный ряд месторождений и рудопроявлений от магматического генезиса (вкрапленные и сплошные сульфидные руды в центральных и эндоконтактовых частях расслоенных ультрабазит-базитовых массивов) сменяется гидротермально-осадочными месторождениями в осадочных породах в обрамлении габброидных массивов и далее месторождениями в осадочных породах.

Литература

Архангельская В. В., Быков Ю. В., Володин Р. Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России. Чита, 2004. 520 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита, 2002. 63 с.

Гонгальский Б. И. Палеопротерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. 2012. 43 с.

Гонгальский Б. И. О происхождении медных руд в осадочных и магматических (Чинейский массив) горных породах // Недра Востока. Чита, 1993. № 2. С. 2–4.

Поляков Г. В., Изох А. Э., Кривенко А. П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1227–1241.

Попов Н. В., Котов А. Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 242. № 4. С. 517–521.

Ernst R. E. Large igneous provinces in Canada through time and their metallogenic potential // W. D. Goodfellow (ed.) Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. P. 929–937.

А. И. Брусницын[1], Е. Ф. Летникова[2], И. Г. Жуков[3, 4]

[1] – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

brusspb@yandex.ru

[2] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

[3] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

[4] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Геохимия марганцевоносных отложений Южного Урала

Введение. На Южном Урале среди палеовулканогенных комплексов девонского возраста широко развиты небольшие по запасам месторождения марганцевых пород. На основании геологических и петрографических данных большинство иссле-

дователей рассматривают эти объекты как метаморфизованные аналоги гидротермальных отложений активных вулканических областей современного океана [Херасков, 1951; Гаврилов, 1972; Калинин, 1978; Брусницын, Жуков, 2010]. Этот вывод подтверждается также характером распределения в марганцевых породах главных петрогенных и редкоземельных элементов [Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын и др., 2012]. Известно, что гидротермальные процессы обогащают морские осадки не только марганцем и железом, но и нередко целым спектром микроэлементов (As, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Zn и др.). Мы попытались выяснить, в какой степени такое обогащение реализовано в марганцевоносных метаосадках Южного Урала. В качестве эталонных выбраны пять хорошо изученных в геологическом и минералогическом отношении месторождений: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Биккуловское, Южно- и Северо-Файзулинское.

Результаты исследований. Содержания микроэлементов в марганцевых породах изученных месторождений приведены в таблице. В пределах каждого из месторождений установлен широкий разброс концентраций микроэлементов: разница между минимальными и максимальными значениями может достигать двух–трех порядков. «Средние» содержания (оцененные по величине медианы) большинства элементов ниже их кларков в осадочных породах. Исключение составляют лишь мышьяк, германий и молибден. Но, и в этих случаях, превышения над кларком по абсолютным значениям невелики: для мышьяка – в 2.5–6.5 раз, для германия – в 2–8 раз, для молибдена – менее, чем в 2 раза.

Таким образом, не наблюдается резкое обогащение марганцевых метаосадков Южного Урала большим набором специфических «гидротермальных» микроэлементов. Одна из причин этого заключается в существенном разбавлении рудного вещества осадка фоновым литогенным и биогенным материалом, а также поставляемым гидротермами кремнеземом. В результате концентрации индикаторных микроэлементов в породах снижаются, и прямое сравнение их с кларками становится не эффективным. В данном случае корректней сопоставлять нормированные на алюминий концентрации элементов: $[C_i/C_{Al}]_{образец}/[C_i/C_{Al}]_{кларк.}$ Если допустить, что источником алюминия в осадках был только обломочный материал, то таким путем можно оценить степень обогащения марганцевоносных отложений теми или иными элементами относительно фонового литогенного вещества.

Сопоставление нормированных на алюминий концентраций элементов приведено на диаграмме (рис. а). Элементы, фигуративные точки которых располагаются на единичной линии или ниже нее, поступают в осадок преимущественно в составе обломочного материала. На всех месторождениях к ним относятся Ti, K, Cr, Hf, Li, Nb, Rb, Th и Zr. Элементы, фигуративные точки которых находятся выше единичной линии, поступают в осадок в избыточном, относительно фонового литогенного материала, количестве. Дополнительными источниками этих элементов могли служить морская вода (гидрогенная сорбция элементов), биогенное вещество (карбонатное, кремнистое, фосфатное, углеродистое) и гидротермальные растворы. С учетом геологической обстановки вклад последних двух источников представляется более очевидным, чем первого. К числу однозначно «избыточных» элементов в изученных породах относятся Si, Fe, Mn, Ca, P, As, Ge, Mo, Ni, V и Y. Точки остальных элементов занимают промежуточные положения – эти вещества поступали в осадок как в составе литогенного материала, так и из других источников. Среди таких элементов особо отметим Ba, Co, Cu, Ga, Sn, Sr, Tl, U, Zn и La. Расположение фигуративных точек указывает на то, что чаще всего данные элементы являются «избыточными»:

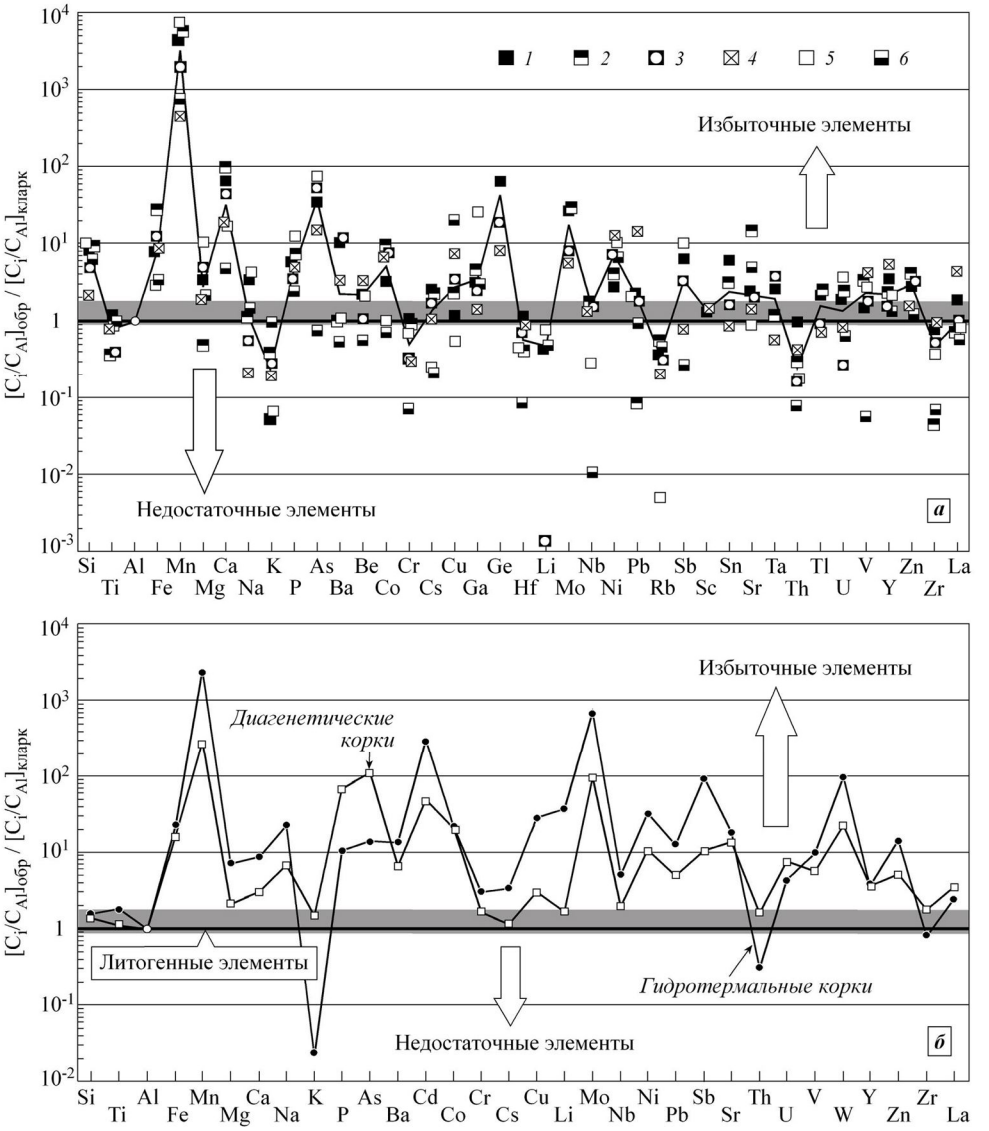


Рис. Геохимические спектры марганцевоносных отложений.

а) нормированные на алюминий средние содержания элементов в марганцевых породах Южного Урала. Месторождения: 1 – Кызыл-Таш, 2 – Казган-Таш, 3 и 4 – Биккуловское (3 – южный участок, 4 – северный участок), 5 – Южно-Файзулинское, 6 – Северо-Файзулинское. Ломаной линией показано среднее содержание элементов для всех месторождений. Жирная горизонтальная линия – уровень содержаний литогенных элементов.

б) нормированные на алюминий средние содержания элементов в гидротермальных корках и конкрециях Тихого Океана и диагенетических конкрециях шельфовых зон Балтийского, Белого, Карского и Черного морей. Построено по данным [Батурин, 2000; Школьник и др., 2012].

Содержание микроэлементов в марганцевых породах Южного Урала (г/т)

Элемент	Месторождения																
	Кызыл-Таш			Казган-Таш			Биккуловское южный участок			Биккуловское северный участок			Южно-Файзулинское			Северо-Файзулинское	
	Me	*Min*	*Max*	*Me*	*Min*	*Max*	*Me*	*Min*	*Max*	*Me*	*Min*	*Max*	*Me*	*Min*	*Max*	*Min*	*Max*
As	33.2	2.8	812	–	–	–	86.8	10.3	133.7	63.1	33.3	92.8	52.2	0.1	718	0.1	3.3
Ba	451	4.1	6540	35.3	21.8	147.9	815	70	4253	478	201	1176	32.5	3.4	292	37.2	69.1
Be	0.5	0.1	5.8	–	–	–	0.4	0.1	0.86	3.2	3.2	3.3	0.4	0.04	2	0.2	0.4
Co	4.5	0.5	179	10.5	4	18	17.4	9.5	240	26.1	21.9	70.2	1.1	0.4	5.5	2.4	2.5
Cr	7	0.1	21.6	4.7	1.9	6.7	3.5	1.5	44.2	8.8	4	11.5	3.5	1.2	16.1	0.4	1.8
Cs	0.9	0.1	29.6	0.7	0.2	7	1	0.1	4.5	1.7	1	2.2	0.1	0.01	7.9	0.03	0.3
Cu	3.8	0.1	13.2	5.9	1	57.1	18.1	9	454	61.8	23.4	327	1.4	0.2	7.5	125	206
Ga	4.4	2.4	9	5	4.3	8.5	5.4	2.5	25.2	8.8	7.7	9.6	28.9	14.5	35.9	11.1	11.7
Ge	7.6	1.6	29.5	13.4	7.4	18.9	3.8	2.3	11.8	4.3	3.6	4.8	–	–	–	–	–
Hf	0.4	0.1	2.9	0.1	0.01	0.2	0.4	0.2	1.3	1.4	0.8	1.9	0.1	0.01	0.5	0.02	0.1
Li	2	0.1	24.1	–	–	–	0.01	0.01	1.1	–	–	–	3	0.1	203	3.7	7
Mo	5.1	2.7	8.2	4.6	4.1	6.1	2.6	0.9	33.7	4.3	2.3	8.1	–	–	–	–	–
Nb	1.2	0.1	9.2	1	0.5	3.1	2.1	1.7	5.6	5.2	4.9	7.4	0.2	0.1	1	0.01	0.02
Ni	10.6	6	23.4	12	9.1	43	43.9	24.1	224	201	153	252	30.5	16.5	57	55.9	67.9
Pb	3.4	0.1	7.7	0.05	0.03	6	4.5	0.04	24	95.5	73.3	117.7	2.6	0.2	11.9	1.2	5
Rb	3.6	3.1	34.5	4.5	3.3	11	5.1	3.6	10.7	9	8.1	10.4	0.04	0.01	8.3	3	19.1
Sb	0.7	0.1	3.8	–	–	–	0.6	0.03	7.2	0.4	0.3	0.5	0.9	0.1	16.7	0.03	0.1
Sc	1	0.1	4.4	–	–	–	–	–	–	6.1	6	6.2	–	–	–	–	–
Sn	1.4	0.9	2.2	0.6	0.4	1.3	0.6	0.07	5.1	0.9	0.5	1.2	–	–	–	–	–
Sr	28.8	2.3	186	143	16.1	651	39.7	13.7	149	79.3	43.9	113.8	8.7	1.5	64.3	34.9	257
Ta	0.3	0.1	1.2	0.1	0.01	0.8	0.6	0.01	3.5	0.1	0.03	0.6	–	–	–	–	–
Th	0.8	0.2	5.7	0.2	0.1	0.5	0.2	0.1	1.2	1.3	1.2	2.6	0.1	0.01	1.1	0.1	0.2
Tl	0.1	0.03	0.5	0.1	0.02	0.16	0.1	0.01	0.3	0.2	0.2	0.2	–	–	–	–	–
U	0.4	0.03	1.1	0.4	0.05	1.7	0.1	0.01	2.4	0.7	0.3	1.3	0.6	0.2	0.9	0.3	0.4
V	13.8	0.7	45.3	25.9	14.1	41.2	28.5	13.3	59	178	95.2	266	20.4	2.8	80.4	0.1	2.3
Y	6.8	0.5	22.6	3.6	2.5	10.1	5.4	1.5	24	36.1	34	63.3	3.1	1.9	10.7	7.1	7.5
Zn	19.9	0.1	138	23.6	17	46.3	41.5	32.3	199	49.5	38.9	50.3	–	–	–	0.1	44.2
Zr	9.2	0.2	93.3	0.4	0.2	3.9	10.9	3.7	50.5	38.5	35.3	65.6	3.5	0.2	12.7	1.1	2.7
La	5.8	0.5	19.5	1.9	1.5	8.9	5.2	2.3	17.1	68.8	40.1	73.3	1.9	0.7	9.2	4.3	4.9

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены методом ИСП-МС. Статистические характеристики: *Me* – медиана, *Min* и *Max* – минимальное и максимальное значение соответственно; прочерк – отсутствие данных. Максимальное число анализов: месторождение Кызыл-Таш – 36, Казган-Таш – 6, Биккуловское, южный участок – 21, северный участок – 5, Южно-Файзулинское – 18, Северо-Файзулинское – 2.

их общая концентрация, как правило, превышает соответствующую величину в литогенной части осадка. Особенно отчетливо «избыточные» концентрации проявлены для кобальта.

Набор «избыточных» элементов, а также степень превышения их концентраций над уровнем «фоновой» литогенной компоненты осадка индивидуальны для каждого из изученных месторождений. Разброс средних содержаний микроэлементов достаточно велик. Но конфигурация усредненного геохимического спектра (на диаграмме он показан ломаной линией) близка к аналогичным данным для гидротермальных железо-марганцевых отложений Тихого океана [Батурин, 2000; Maynard, 2003]. Данный факт свидетельствует в пользу гидротермально-осадочной модели генезиса марганцевых пород Южного Урала. Однако этот вывод справедлив только с учетом имеющихся геологических наблюдений.

Обсуждение. Как известно, химический состав рудоносных отложений контролируется множеством независимых факторов: температурой растворов, составом взаимодействующих с ними пород, физико-химическими и геологическими условиями разгрузки гидротерм и др. При этом далеко не всегда даже явно гидротермальные марганцевоносные осадки (как современные, так и древние) интенсивно обогащаются микроэлементами. С другой стороны, повышенные концентрации микроэлементов характерны для железо-марганцевых отложений не только гидротермального происхождения. Так, особенно высокие (до первых процентов от массы) содержания Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb и REE свойственны гидрогенным конкреция и коркам абиссальных котловин океана и гайотов. Резкий рост концентрации цветных металлов в данном случае обусловлен процессами сорбции их гидроксидами марганца из морской воды. Но в древних геологических разрезах аналоги гидрогенных конкреций и корок редки.

Существенное накопление многих микроэлементов установлено также в диагенетических конкрециях, образующихся на осадках мелководного шельфа эпиконтинентальных морей. Например, по своей геохимии конкреции Балтийского, Белого, Карского и Черного морей близки к типичным гидротермальным коркам вулканогенных областей Тихого океана. Аналогично, много общего имеется между собственно осадочными и гидротермально-осадочными марганцевыми отложениями палеоокеанов. Особенности химического состава пород указывают на то, что физико-химические и литологические условия образования марганцевых осадков благоприятны также для накопления в них и целого ряда микроэлементов. Но источники как марганца, так и микроэлементов и способы поступления вещества в область седиментации могут быть принципиально разными.

Отсюда возникают трудности в использовании геохимических данных при реконструкции условий генезиса марганцевых месторождений. Особенно большие неопределенности возникают с учетом больших дисперсий концентраций микроэлементов. Тем не менее, сопоставление нормированных на алюминий значений показывает (рис. б), что гидротермальные железо-марганцевые скопления, по сравнению с аналогичными образованиями осадочного (не гидротермального) генезиса, в среднем, содержат примерно на порядок больше Cd, Cu, Li, Mo, Sb и W. В тоже время осадочные породы обогащены P и As. Кроме того, железо-марганцевые отложения гидротермального и негидротермального генезиса различаются концентрациями Th и Zr. В осадочных породах нормированные на алюминий содержания данных элементов больше единицы, а в гидротермальных – ниже. Геохимия марганцевоносных метаосадков Южного Урала носит двойственные черты. С гидротермальными отложе-

ниями эти породы сближают низкие концентрации P, Th и Zr, а с осадочными – низкие концентрации Cu, Li и Sb.

Заключение. Впервые для месторождений Южного Урала получены данные о содержании в марганцевых породах микроэлементов. Эти данные, в целом, не противоречат предложенной ранее гидротермально-осадочной модели образования изученных объектов. Вместе с тем, взятые сами по себе, вне геологического контекста, геохимические данные не могут являться независимыми аргументами в генетических построениях. В этом плане намного более информативными оказываются геологические наблюдения и сведения о распределении в марганцевых породах редкоземельных элементов.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты 12-05-00308 и 12-05-00140).

Литература

Батурин Г. Н. Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 451–477.

Брусницын А. И., Жуков И. Г. Марганцевоносные породы Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.

Гаврилов А. А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 215 с.

Калинин В. В. Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР / отв. ред. *И. В. Витовская*. М.: Наука, 1978. С. 55−90.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 47−65.

Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Батурин Г. Н. и др. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 471 с.

Maynard J. B. Manganiferous sediments, rocks and ores // Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 289–308.

С. Е. Знаменский[1], С. В. Мичурин[1], Н. Н. Анкушева[2]
[1] – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru, s_michurin@mail.ru
[2] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankusheva@ilmeny.ac.ru

Геолого-генетические модели месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале

Авторами проведены комплексные структурно-тектонофизические, петрофизические, изотопно-геохимические и термобарогеохимические исследования на месторождениях и рудопроявлениях золота, залегающих в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома (ГУР) на Южном Урале.

По результатам исследований установлены три модели формирования месторождений золота: 1) гидротермально-плутоногенная; 2) гидротермально-метаморфогенная и 3) гидротермально-метаморфогенно-плутоногенная.

Гидротермально-плутоногенная модель. Генетическую (парагенетическую) связь с интрузивными комплексами в южноуральском сегменте зоны ГУР имеют мелкие месторождения и рудопроявления Убалинской зоны. Рудоносная зона в структурном отношении представляет собой надвиговую тектоническую пластину, сложенную углеродсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными породами ($D_{2–3}$). Девонские отложения прорваны дайками субщелочных габбро, сиенитов и граносиенитов Балбукского комплекса (C_2–P). Надвиговая пластина содержит золоторудную минерализацию в интервале пересечения ее более поздней левосторонней тектонической зоной близмеридионального простирания. В пределах этого интервала разведаны и частично отработаны золото-сульфидные Среднеубалинское месторождение и рудопроявления Порфиритовая дайка, Северо-, Верхне- и Южноубалинское. Рудные тела представляют собой зоны вкрапленной сульфидной и прожилково-вкрапленной сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации. Главными рудными минералами являются пирит и самородное золото. Ведущим фактором локального структурного контроля оруденения служили сдвиговые деформации.

Данные изучения изотопного состава серы рудного пирита, кальцита из золотоносных карбонат-кварцевых прожилков, фазового состава солевых систем в флюидных включениях в кальците по методике А. С. Борисенко [1977] и распределения РЗЭ в пирите, околорудных метасоматитах и дайках свидетельствуют в пользу магматогенного источника рудообразующих флюидов и минерального вещества при формировании Убалинских месторождений и проявлений.

По изотопному составу серы пирит рудных тел характеризуется незначительным отклонением от метеоритного стандарта. Его значения $\delta^{34}S$ варьируют в небольших пределах от –3.9 до –0.1 ‰, что отличает серу магматического происхождения [Фор, 1989]. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ кальцита из рудоносных карбонат-кварцевых прожилков варьируют от –8.3 до –4.5 ‰ и от 13.4 до 16.1 ‰ соответственно. Расчет по уравнениям фракционирования в системах кальцит-CO_2 и кальцит-H_2O с учетом данных о температуре отложения карбонат-кварцевых прожилков на рудопроявлениях (230–260 °C) показывает, что изотопные составы C и O рудоносного флюида близки к углероду и кислороду магматического происхождения [Фор, 1989].

По солевому составу минералообразующие растворы относятся к водно-хлоридным с преобладанием солей $MgCl_2$, KCl, NaCl и $FeCl_2$. Сложный состав растворов с участием солей Mg и Fe и повышенная соленость (4–9.5 мас. % NaCl-экв.) являются характерной особенностью рудоносных гидротерм магматического происхождения. Такие параметры рудообразующих растворов установлены, например, на Кочкарском месторождении, залегающем в Пластовском массиве плагиогранитов [Прокофьев, Спиридонов, 2005].

РЗЭ в дайках, околорудных метасоматитах и рудном пирите имеют одинаковые спектры распределения, отличающиеся дефицитом тяжелых лантаноидов и незначительной отрицательной Eu аномалией, что позволяет с большой долей уверенности предполагать генетическую (парагенетическую) связь золотого оруденения Убалинской зоны с Балбукским интрузивным комплексом.

Гидротермально-метаморфогенная модель охарактеризована на примере золото-сульфидно-кварцевого Орловского месторождения. Оно залегает в зоне чешуйчатого взбросо-надвига юго-восточного падения, образовавшегося вдоль контак-

та серпентинитового меланжа с блоком карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород ирендыкской свиты (Def_1). Девонские породы в зоне надвига рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевого метаморфизма эпидот-актинолитовой ступени. Наиболее интенсивно динамометаморфизм проявлен во вторичных разрывах взбросо-надвиговой зоны, которые служат на месторождении главными рудовмещающими структурами. В их пределах девонские породы преобразованы в биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, содержащие более поздние прожилки карбонат-кварцевого состава. Прожилки сопровождаются вкрапленной, преимущественно пиритовой минерализацией и самородным золотом. Участки сгущения прожилков представляют собой рудные тела, границы которых выделяются по данным опробования. За пределами разломных зон интенсивность метаморфических изменений падает, а количество карбонат-кварцевых прожилков заметно сокращается. В период рудообразования по рудовмещающим разломам происходили правые сдвиго-взбросовые движения.

Формирование золоторудной минерализации мы связываем с регрессивной стадией зеленосланцевого метаморфизма. На преимущественно метаморфогенный источник минералообразующих флюидов месторождения указывают данные изучения изотопного состава серы рудного пирита, углерода и кислорода кальцита из карбонат-кварцевых прожилков, фазового состава солевых систем в флюидных включениях в кальците и геохимии РЗЭ.

Установлена зависимость изотопного состава серы пирита от состава вмещающих пород и положения относительно рудных тел. В безрудных зонах, которые сложены динамометаморфизованными пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их брекчиями пирит отличается околонулевыми значениями $\delta^{34}S$ (0.0–2.3 ‰). В безрудных динамометаморфических сланцах, образовавшихся по вулканогенно-осадочным породам, он значительно обогащен тяжелым ^{34}S изотопом (9.4–10.1 ‰). Такая зависимость может быть объяснена процессами заимствования серы при формировании пирита из сульфидов, содержавшихся во вмещающих породах, среди которых, возможно, присутствовали эвапориты. Выявленная зависимость сохраняется и в рудных телах, Однако здесь появляется пирит с промежуточными значениями $\delta^{34}S$ (3.3–5.6‰), что, по-видимому, обусловлено процессами смешивания в зонах рудовмещающих разломов серы, выделявшейся при метаморфизме как вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных пород.

Кальцит из карбонат-кварцевых прожилков характеризуется незначительными вариациями $\delta^{13}C$ (–1.1...–2.3 ‰) и $\delta^{18}O$ (13.9–15.3 ‰). По значениям $\delta^{18}O_{H2O}$ (4.1–5.5 ‰), рассчитанным для температуры 200 °С, равновесный с ним минералообразующий флюид соответствует метаморфической воде [Тейлор, 1977], а по значениям $\delta^{13}C_{CO2}$ (–0.9...–2.1 ‰) близок к изотопному составу углерода осадочных морских карбонатов.

По данным изучения фазового состава солевых систем во включениях в кальците методом криометрии, гидротермальные растворы Орловского месторождения имеют $NaCl–KCl–H_2O$ состав с незначительной примесью $MgCl_2$, $FeCl_2$, Na_2CO_3 и K_2CO_3. Значения солености составляют 3–5 мас. % NaCl-экв. Судя по составу растворов, в рудообразующие флюиды месторождения, по-видимому, были вовлечены метеорные воды морского происхождения, минерализованные при их взаимодействии с вмещающими породами. Вероятно, в рудообразовании могли участвовать также формационные воды (рассолы) [Тейлор, 1977].

По результатам исследования геохимии РЗЭ выявлено, что малоизмененные породы и пирит из динамометаморфических сланцев, образовавшихся по этим породам, характеризуются близкими спектрами распределения лантаноидов. Например, пирит из рудного тела № 2 и пироксен-плагиоклазовые порфириты, вмещающие это рудное тело, имеют следующие значения геохимических коэффициентов: $\sum L/\sum Y$ 3.59 и 3.56, $(La/Yb)_N$ 3.64 и 2.87, $(Gd/Yb)_N$ 1.85 и 1.42, $(La/Sm)_N$ 1.69 и 1.75 соответственно. Выявленная особенность в поведении РЗЭ наиболее удовлетворительно может быть объяснена процессами мобилизации РЗЭ при формировании пирита из вмещающих пород.

Гидротермально-метаморфогенно-плутоногенная модель исследована на примере золото-сульфидного месторождения Миндяк. Оно расположено в узле пересечения региональных коллизионных разломов: северо-восточного надвига и наложенной на него тектонической зоны малоамплитудных левых сдвигов и косых разрывов близмеридионального простирания. Рудовмещающий интервал надвига состоит из субширотного правого и северо-западного левого трансферных сдвигов, ограничивающих месторождение с севера и юга соответственно, и системы чешуйчатых западновергентных взбросо-надвигов, образовавшихся между трансферами на северо-западном крыле антиформы. В антиформу смят пакет тектонических пластин.

Рудные тела представляют собой зоны весьма сложной морфологии, сложенные ранней прожилково-вкрапленной пиритовой и более поздней прожилковой сульфидно-карбонат-кварцевой минерализацией. Оруденение локализовано во вторичных разрывах правосдвиговой зоны, образовавшейся на месте взбросо-надвиговой пластины.

На месторождении отчетливо выражен литологический контроль оруденения. Оно локализовано в тектонической пластине полимиктового олистострома, а в его пределах в олистоплаках диабазов и брекчий. Литологический контроль в значительной мере обусловлен петрофизическими и геохимическими факторами. Полимиктовый олистостром представлял собой гетерогенную в петрофизическом отношении среду, в которой наиболее благоприятными по физико-механическим свойствам для формирования золотоносных разломов являлись олистоплаки диабазов и их брекчий [Знаменский, Мичурин, 2012].

Геохимические факторы, способствовавшие локализации оруденения в олистостроме, связаны с присутствием в его цементе сингенетичной сульфидной минерализации. Она представлена глобулярным и конкреционным пиритом, который характеризуется повышенными содержаниями Au (0.97–3 г/т). Изотопный состав серы сингенетичного пирита ($\delta^{34}S_{ср}$ –25.3...–5.2 ‰) указывает на его осадочно-биогенное происхождение. Одинаковые спектры распределения РЗЭ в углеродсодержащем цементе олистострома, сингенетичном ему пирите, околорудных метасоматитах и рудном пирите, отличающиеся накоплением легких лантаноидов и наличием европиевого минимума, позволяют предполагать, что при формировании продуктивного на золото оруденения происходил процесс мобилизации рудных компонентов, в том числе и золота, из окружающего пространства. Главные рудовмещающие породы месторождения – диабазы – характеризуются принципиально другим спектром распределения РЗЭ. В основных вулканитах установлено преобладание тяжелых лантаноидов по отношению к легким. Eu аномалия в них отсутствует или выражена крайне слабо.

По изотопному составу серы рудного пирита ($\delta^{34}S$ –0.1…2.9 ‰), углерода ($\delta^{13}C_{CO2}$ –7.1…–6.2 ‰) и кислорода карбоната ($\delta^{18}O_{H2O}$ 9.6–10.3 ‰) [Мичурин, Знаменский, 2012], углерода углекислоты, извлеченной из флюидных включений кварца

($\delta^{13}C_{CO2}$ –7.8…–6.2 ‰), а также кислорода кварца и альбита околорудных метасоматитов ($\delta^{18}O_{H2O}$ 6.3…8.2 ‰) [Мурзин и др., 2002] рудоносный флюид отвечает магматическому. Магматический источник достоверно не установлен.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а), совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН (№ 12-С-5-10-22), ФЦП Минобрнауки (ГК П 237) и проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В. Структурный и литологический контроль золото-сульфидного оруденения месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Металлогения современных и древних океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 165–169.

Мичурин С. В., Знаменский С. Е. Источники вещества золоторудного месторождения Миндяк: анализ изотопно-геохимических данных // Металлогения современных и древних океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 169–173.

Мурзин В. В., Бортников Н. С., Сазонов В. Н. и др. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 252–254.

Прокофьев В. Ю., Спиридонов Э. М. Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // II Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века». Т. 3. Сыктывкар, 2005. С. 88–90.

Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–294.

Фор Г. Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 1989. 590 с.

С. Г. Ковалев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
kovalev@ufaras.ru

Благороднометальная геохимическая специализация вулканогенно-осадочных комплексов западного склона Южного Урала

По геологическому строению территория Южного Урала подразделяется на восточную (палеоокеаническую) и западную (палеоконтинентальную) мегазоны. Эти различия формировались на протяжении длительной истории развития региона. В строении восточной мегазоны участвуют структурно-вещественные комплексы, входящие в состав океанических и островодужных формаций, в то время как в западной мегазоне породы представлены преимущественно платформенными осадочными и магматическими образованиями. Особенности геологического строения находят свое выражение и в распространенности благороднометальных объектов, наибольшее количество и разнообразие которых установлено в восточной мегазоне, где присутст-

вуют практически все типы золоторудных формаций. Золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения и рудопроявления западной мегазоны приурочены к терригенным породам, которые в большинстве случаев прорываются интрузивными телами основного состава. Генетические условия образования этих объектов на сегодняшний день изучены явно недостаточно.

Наиболее известными и значимыми для геологии западного склона Южного Урала являются вулканогенно-осадочные образования машакской свиты (RF_2), распространенные на восточном крыле Ямантауского антиклинория в районе хребтов Малый и Большой Шатак и в более мелких структурах – Кухтурском и Узянском блоках. Отложения с угловым и стратиграфическим(?) несогласием перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея и постепенно сменяются зигальгинскими кварцитами. Среди пород, слагающих Шатакский комплекс, выделяются стратифицированная вулканогенно-осадочная ассоциация, а также образования субвулканической и дайковой фаций. Осадочные породы составляют около 25–45 % его объема и представлены преимущественно грубозернистыми разностями: конгломератами и песчаниками, реже алевролитами, сланцами и известняками. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они присутствуют в основании разреза (кузъелгинская подсвита) и центральной части свиты (каранская подсвита).

Для конгломератов кузъелгинской подсвиты характерны направленные изменения состава и степени окатанности материала. В нижней части подсвиты породы сложены слабоокатанными, часто остроугольными обломками кварцитов и кварцито-песчаников со значительным количеством сланцевого материала. Вверх по разрезу степень окатанности обломков увеличивается, а сланцевые гальки исчезают полностью. По минеральным парагенезисам и характеру рудной минерализации эти отложения условно подразделяются на две толщи – нижнюю и верхнюю. Для первой характерны значительные колебания мощности, варьирующие в различных обнажениях от 80 до 100 м. Наиболее распространенным рудным минералом в этих породах является гематит. Он встречается как в гальке, так и в цементе конгломератов. В монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузъелгинской подсвиты атомно-абсорбционным методом было установлено до 10.77 г/т Au и 1.12 г/т Ag, а в валовых пробах содержание Au составляет 1.8 г/т, Ag – 1.4 г/т, Pt – до 1.25 г/т, Pd – до 0.35 г/т, при массовой доле железа – 8.22 % [Ковалев, Высоцкий, 2006].

В верхней толще выделяется до трех горизонтов валунно-галечных конгломератов суммарной мощностью около 50 м в переслаивании с потоками(?) и пластовыми телами диабазов, перекрывающихся в верхней части разреза риолитами. Рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита размером 0.5–2 мм, в монофракции которого содержание золота составляет 4.9 г/т, серебра – 0.2 г/т. В валовых пробах концентрации благородных металлов достигают (в г/т): Pt до 1.75, Pd до 0.30, Au до 2.15, Ag до 5.25, при массовой доле железа 6.54 % [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Конгломераты каранской подсвиты представлены крупногалечными разновидностями, часто в переслаивании с разнозернистыми песчаниками. По преобладающему составу рудных минералов они, также как и конгломераты кузъелгинской подсвиты, подразделяются на гематитовые и магнетитовые разновидности. Ранее было установлено, что повышенные содержания благородных металлов в этих породах хорошо коррелируют с присутствием в их составе оксигидроксидов железа, в которых микрозондовым анализом установлены значимые содержания Au, Pt, Pd и Rh [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Кроме железоокисной минерализации в конгломератах выявлены самородные элементы (Au, Ag), сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, борнит, сфалерит, халькозин, ковеллин, бетехтинит), селениды и теллуриды. В двух образцах был обнаружен платиноид, определенный оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО «Унипромедь» как нигглиит ($PtSn_3$).

Для грубообломочных пород кузъелгинской и каранской подсвит характерна своеобразная геохимическая специализация. В них наблюдаются повышенные содержания таких элементов, как As, Se, Te, Sn, V, Cr, Ni, Co, Mn, Cu, Zn. Количества благородных металлов превышают кларк земной коры: Pt и Pd – на 2–2.5 порядка, Au на 3–3.5 порядков.

В распределении благородных металлов по разрезам кузелгинской и каранской подсвит Шатакского комплекса (рис. 1) присутствуют определенные черты, позволяющие предполагать полихронность и полигенность процессов формирования благороднометальной специализации пород. Для кузъелгинской подсвиты характерна четко выраженная Os-Pd-Pt специализация, при этом обращает на себя внимание относительно равномерное распределение благородных металлов. Кроме того, из анализа отношений Pd/Ir – Pt/Pt+Pd следует, что породы пикритового тела из основания Шатакского комплекса и метабазальты (метадолериты) кузъелгинской подсвиты образуют комплементарный ряд, свидетельствующий о формировании благороднометальной специализации этих пород в едином процессе дифференциации расплава в промежуточной камере.

Благороднометальную геохимическую специализацию пород каранской подсвиты можно охарактеризовать как золото-палладий-платиновую. При этом значимые содержания Au распределяются поинтервально, а изменения в содержаниях платины и палладия синхронны. По разрезам обеих подсвит наблюдаются обогащенные Pt и Pd горизонты, приуроченные к нижним частям тел магматических пород. Здесь же необходимо подчеркнуть, что в породах каранской подсвиты, в отличие от кузъелгинской, значимые содержания Os не обнаружены.

Генетическая природа благороднометальной геохимической специализации шатакских конгломератов выявляется при сравнительном анализе содержаний благородных металлов в терригенных и магматических породах комплекса. Как видно из рисунка 2, нормализованные количества платиноидов и золота в базальтоидах и конгломератах комплементарны друг другу. При этом специализация магматических пород кузъелгинской и каранской подсвит различается. В породах второй подсвиты отсутствуют значимые содержания тугоплавких осмия и иридия. На наш взгляд, это свидетельствует о формировании благороднометальной геохимической специализации терригенных пород под воздействием флюидной фазы, сопровождающей внедрение магматического расплава в верхние горизонты коры. Отсутствие значимых количеств Os и Ir как в базальтоидах, так и в терригенных породах каранской подсвиты обусловлено его дифференциацией в промежуточной камере и, как следствие, поздние порции флюида оказываются обедненными тугоплавкими компонентами.

Подводя итог характеристике благороднометальной специализации вулканогенно-осадочных пород Шатакского комплекса, необходимо акцентировать внимание на том, что данные образования фиксируют глобальное событие в докембрийской истории развития региона. Начало процесса знаменуется формированием в раннерифейское время перикратонного прогиба с компенсированным осадконакоплением и внедрением в зоны конседиментационных разломов мелких рассредоточенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий. Проявление магматизма на обширной терри-

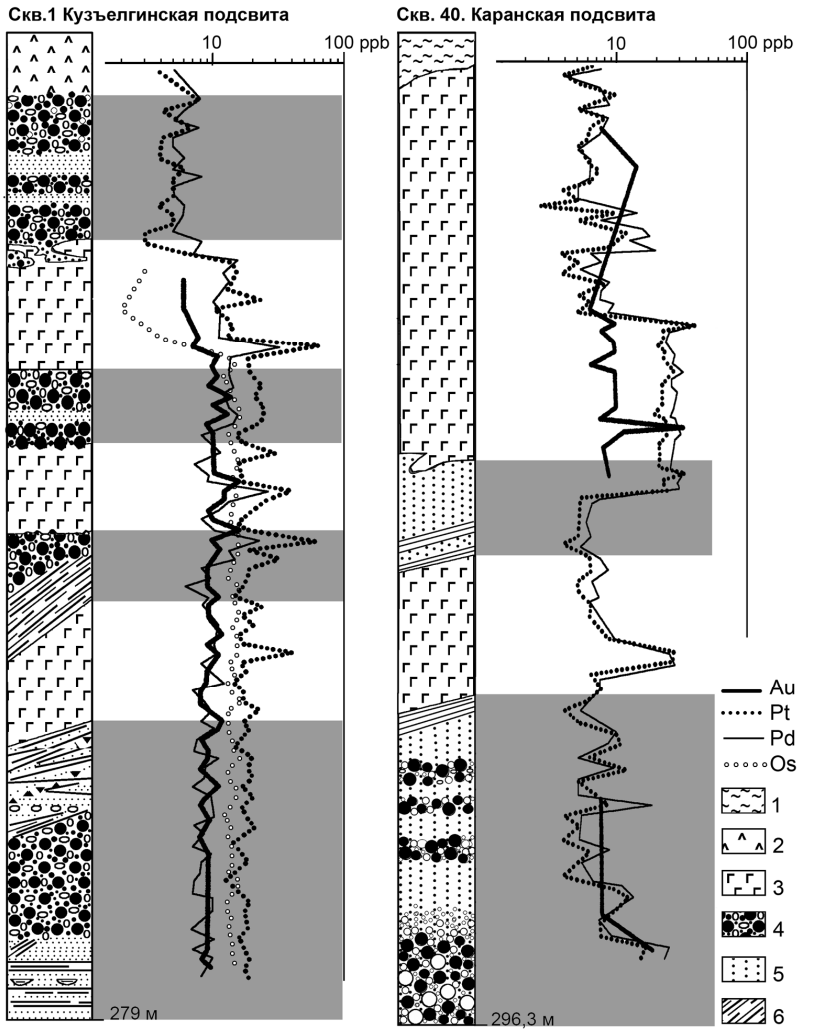


Рис. 1. Распределение благородных металлов по разрезам кузъелгинской и каранской подсвит Шатакского комплекса.

1 – кора выветривания; 2 – риолиты; 3 – метабазальты (метадиабазы); 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – алевросланцы и сланцы. Серой заливкой выделены горизонты терригенных пород.

тории преимущественно в интрузивной форме, а также повышенная «основность» пород (пикриты, диабаз-пикритовые комплексы, дайки меланократовых габбродиабазов) свидетельствуют о его плюмовой природе. Собственно рифтогенный этап знаменуется переходом от рассредоточенного типа растяжения литосферы к линейно сконцентрированному, что в пределах западного склона Южного Урала выразилось в формировании серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности – интрузии, эффузивные и пирокластические фации [Ковалев, 2008].

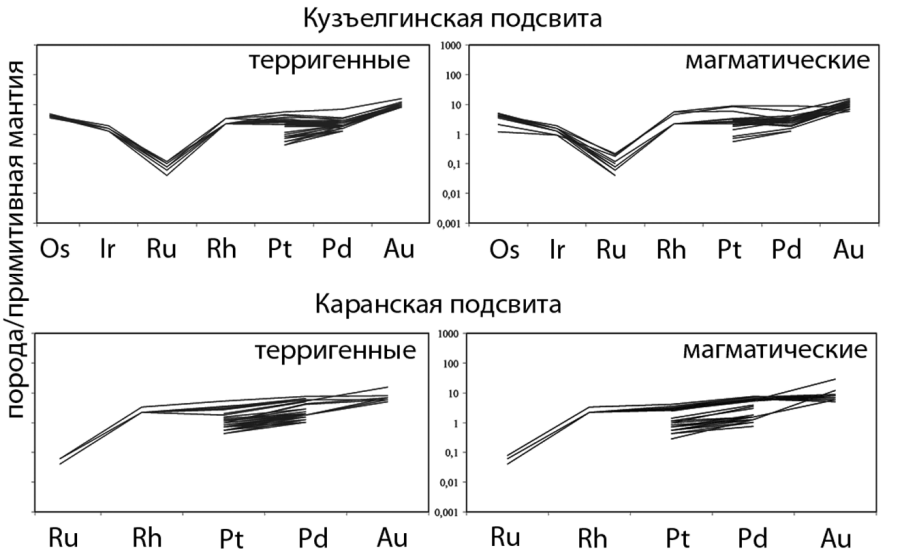


Рис. 2. Нормализованные содержания благородных металлов в магматических и терригенных породах Шатакского комплекса.

Процессы дифференциации в промежуточных очагах и, возможно, контаминация в их верхних частях, приводят к образованию магм, различающихся как по основности (пикриты, базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность Au, Pt и Pd по сравнению с мантийным субстратом и др.). При этом формирующиеся осадки и осадочные породы верхних горизонтов коры пронизываются потоками глубинных флюидов, что приводит к формированию геохимических аномалий рудогенных элементов. Масштабность рудообразующих процессов определялась эволюцией флюидно-гидротермальных систем, которые сформировались при смене палеорифтогенного этапа развития региона процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма, реализующимися в режиме сжатия в поздневендское время [Пучков, 2000]. Это привело к образованию рудных объектов или рудных зон, оруденение которых имеет унаследованный характер и специфические черты, присущие как мантийным, так и коровым образованиям.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о значительных перспективах региона на обнаружение объектов с промышленными запасами полезных компонентов.

Литература

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

Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 415–421.

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

А. М. Косарев, А.А. Измайлова
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
amkosarev@ mail.ru
Башкирский государственный университет, г. Уфа

Геохимические типы кремнекислых пород южно-ирендыкского палеовулканического комплекса

Южно-Ирендыкский палеовулканический комплекс слагает восточную и северо-восточную части Бурибайского рудного района. По стратиграфическому уровню этот комплекс соответствует ирендыкской свите и датируется ранним эйфелем [Биков и др., 1973, Сопко и др., 1983, Маслов и др., 1993, Артюшкова, 2010]. Кислые породы этого комплекса представлены тремя типами: кунакайским; суурганско-подольским; сукраковским [Косарев, 1975; 1977; 1982].

Дациты и риодациты кунакайского типа слагают нижнюю подтолщу второй толщи ирендыкской свиты ($D_2ef_1ir_2^1$) в пределах Кунакайского стратовулкана, расположенного на левобережье р. Таналык в 10 км на северо-восток от пос. Уфимка.

Кремнекислые породы кунакайского типа представлены базокварцевыми дацитами и мелкопорфировыми, флюидальными риодацитами с вкрапленниками титаномагнетита, плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз первой генерации незональный, содержит малое количество продуктов деанортитизации, обладает лейстовидной и таблитчатой формой. Такой же состав имеют и редкие полнокристаллические (гомогенные) включения, встреченные в этих породах. Плагиоклаз и амфибол кристаллизовались в большинстве случаев одновременно, но после титаномагнетита. Вторая генерация плагиоклаза представлена микролитами.

Кремнекислые породы кунакайской подтолщи перекрываются вулканитами андезит-андезибазальтового состава карсаклытауской подтолщи (ir_2^2), а затем отложениями эффузивно-пирокласто-тефроидной базальт-андезибазальтовой ташлытауской подтолщи (ir_2^3). Перечисленные подтолщи представляют антидромную серию, которая слагает Кунакайский стратовулкан и генетически связана с процессами кристаллизационной дифференциации [Косарев и др., 2005].

Кислые породы суурганско-подольского типа слагают первую и третью толщи ирендыкской свиты в пределах Подольской кальдеры и третью толщу в области ареального кислого вулканизма. Последняя включает на северо-западе Суурганский участок, а на юго-востоке – район урочища Сукраково, представляющий собой северный фланг Подольской кальдеры. В составе третьей толщи ирендыкской свиты присутствуют тела экструзивно-субвулканической фации, которые вместе с пирокластолитами, эффузивами и тефроидами слагают эффузивно-экструзивно-субвулканический суурганско-подольский комплекс. Мощность кислых пород ir_3 достигает 600 м, по простиранию с севера на юг. Суурганско-Подольский комплекс прослежен на 30 км при ширине выходов вкрест простирания 5–15 км.

Кислые породы (суурганско-подольский тип) представлены дацитами и риолито-дацитами от крупно- и мегафирового до мелкопорфирового строения. Их характерной чертой является отсутствие переходных разновидностей андезитового и андезито-базальтового составов к ниже и вышележащим базальт-андезибазальтовым толщам.

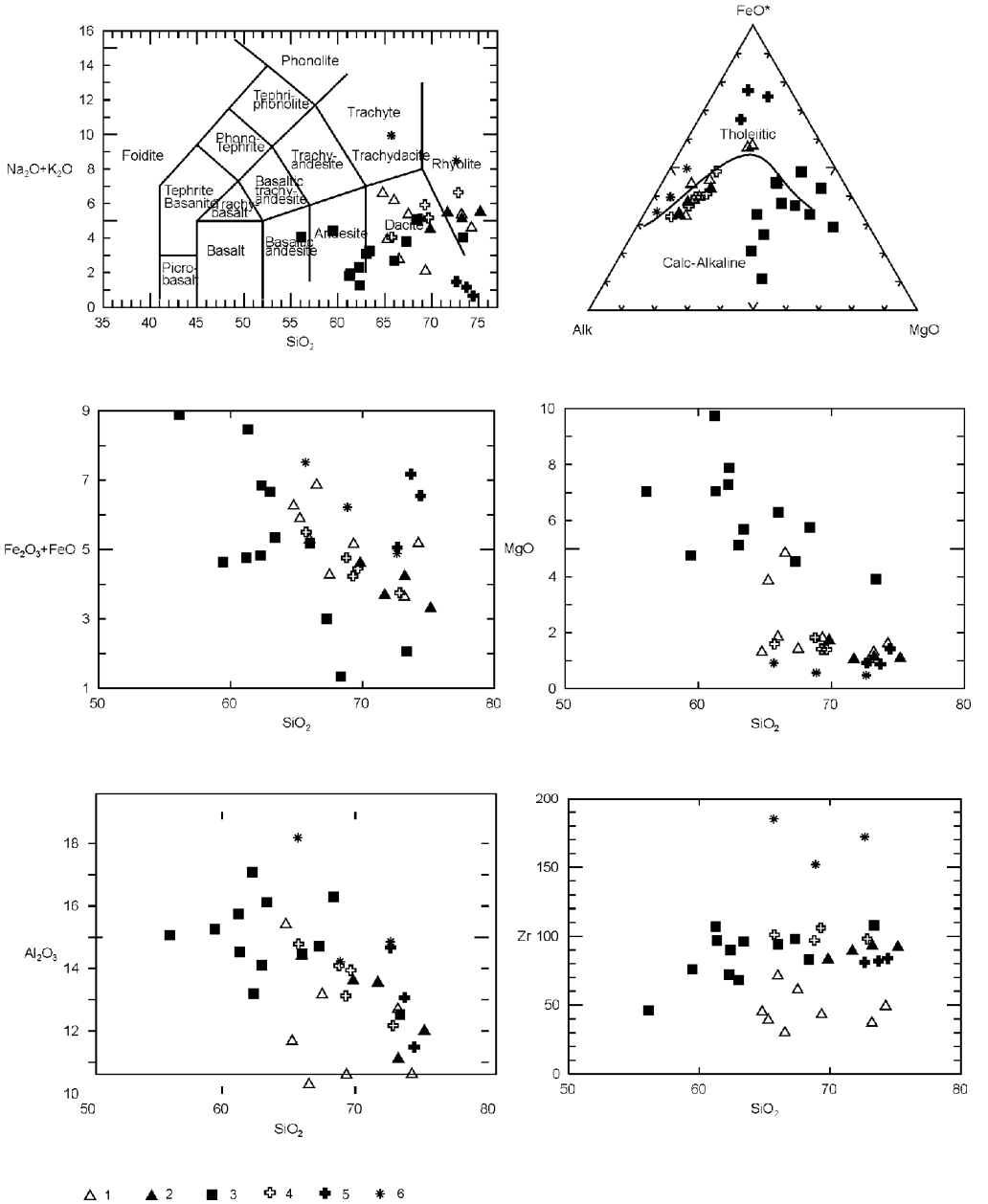


Рис. Распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB [Srn, McDonaugh, 1989] и редкоземельных элементов по хондриту [Nakamura, 1974] в кислых вулканитах Южно-Ирендыкского островодужного комплекса.

А, Б – ферродациты и риодациты Кунакайского вулкана (ir_{1-2}); В, Г – риодациты (ir_3) Суурганского участка; Д, Е – кислые вулканиты первой и третьей толщи ($ir_{1,3}$) Западного фланга Подольского кальдера-вулкана; Ж, З – риодациты надрудной толщи (ir_3) Подольского месторождения; И, К – трахидациты и риодациты сукраковской толщи (ir_5).

На рудном поле Подольского месторождения крупнокварцевые риолито-дацитовые порфиры слагают Центрально-Подольский экструзивный купол и толщу экструзивно-пирокластических брекчий и туфов, образующих шлейф вокруг экструзии и залегающих на этом участке в основании разреза ирендыкской формации. Кремнекислый экструзивный купол окаймляется экструзивно-субвулканическими телами кварцевых андезитов и андезито-базальтов грибообразной формы, внедрившимися вслед за кислыми расплавами. Главное рудное тело Подольского месторождения залегает в депрессии экструзивного купола (ir_{1-2}).

Сукраковский комплекс кислых пород завершает активный вулканизм Подольской кальдеры и распространен в северной ее части. Зона максимальных мощностей трахидацитовых пород образует дугу, совпадающую с северным сегментом кальдеры, площадь распространения этой толщи составляет около 70 км^2, максимальная мощность достигает 567 м, объем – 9 км^3. Толща залегает в моноклинали, погружающейся под отложения улутауской свиты, в целом, на юго-восток.

Сукраковский тип кислых пород имеет состав от риолитового с повышенной щелочностью до трахиандезито-дацитового, и в среднем, отвечает трахидацитам [Косарев, 1975]. Они содержат до 15 % вкрапленников плагиоклаза (альбита, альбита-олигоклаза) лейстовидной формы размером 1–4 мм, редкие (1–3 %) выделения биотита, роговой обманки и титаномагнетита. Рудный минерал – более ранний, нежели плагиоклаз и роговая обманка, биотит кристаллизовался после плагиоклаза.

Геохимические особенности кремнекислых пород различных типов проанализированы нейтронно-активационного (ГЕОХИ, г. Москва), рентгено-флюоресцентного (ИГЕМ, г. Москва, Университет г. Удины, Италия), атомно-абсорбционного (ИГЕМ, г. Москва, ИГ РАН, г. Уфа) и ICP-MS (ИГЕМ, г. Москва, Университет г. Гранада, Испания) методами. Часть геохимических материалов содержится в публикациях [Spadea et al., 2002; Косарев, 1975; Косарев и др., 2005].

Кунакайский тип кислых пород характеризуется низкими содержаниями Al_2O_3 и Zr, широким размахом количеств суммарного железа при наличии отрицательной корреляции ($FeO + Fe_2O_3$)–SiO_2 (рис.). На спайдер-диаграмме нормированных значений «порода/хондрит» все графики имеют ровный «толеитовый» характер. Слабый минимум Eu свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На спайдер-диаграмме «порода/NMORB» хорошо проявились негативные аномалии Nb, Ti, Zr, свидетельствующие о принадлежности вулканитов к островодужной толеитовой петрогенетической серии.

Суурганско-подольский тип распространен в безрудной (Суурганский участок) и колчеданоносной (Подольская кальдера) зонах. По сравнению с предыдущим типом характеризуется повышенными концентрациями Al_2O_3, Zr, Nb. Кислые породы надрудной толщи Подольского месторождения отличаются повышенными содержаниями SiO_2 и пониженными MgO. На спайдер-диаграмме «порода/хондрит» очевиден дефицит тяжелых РЗЭ при обогащении легкими РЗЭ, что свидетельствует о известково-щелочной специфике этой группы пород. Это подтверждает и позиция суурганско-подольских риодацитов на диаграмме AFM. По геохимическим характеристикам риодациты суурганско-подольского типа сопоставимы с трондьемитами Ньюфаунленда [Пейн, Стронг, 1983] и генетически могут быть связаны с процессом выплавления магм тоналит-трондиемитового ряда из амфиболизированных базальтов нижней коры [Баркер, 1983].

Сукраковский тип кислых пород относится к группе субщелочных и известково-щелочных пород с повышенной глиноземистостью. Значительная часть проб ха-

рактеризуется содержаниями Al_2O_3 14–18 %, что позволяет классифицировать эти породы как умеренно-высоко-глиноземистые [Баркер, 1983]. Характерны также высокие концентрации Zr и низкие MgO, что сопоставимо с известково-щелочной серией запада США и субщелочной серией Камчатки. По совокупности характеристик кислые породы Сукраковской толщи (ir_5) относятся к переходному типу от высококалиевой известково-щелочной серии к шошонитовой [Косарев и др., 2005]. По геохимическим характеристикам эти породы сопоставимы с дацитами и риодацитами четвертой толщи джусинского комплекса ВМЗ.

Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сукраковской трахидацитовой толщи (ir_5) залегают рудные пластовые тела Восточно-Подольского колчеданного месторождения. Образование довольно больших объемов кислых пород повышенной щелочности могло быть связано с процессом частичного плавления метасоматически измененной верхней мантии. Об отсутствии признаков контаминации коровым материалом могут свидетельствовать относительно низкие «мантийные» значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, варьирующие от 0.7029 до 0.7046 [Бобохов и др., 1989].

Литература

Артюшкова О. В. Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. 40 с.

Баркер Ф. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы // Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. М.: Мир, 1983. С. 9–19.

Биков М. Ш., Захаров А. А. Косарев А. М. и др. Геологическое строение Бурибайского рудного района. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50000 Таналыкской КГСП за 1967–1973 гг. Уфа, Фонды БТГУ, 1973 г.

Бобохов А. С., Горожанин В. М., Кузьмин С. А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа: БНЦ–УрО АН СССР, 1989. 24 с.

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.

Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.

Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochimica at Cosmochimica Acta, 1974. Vol. 38. № 5. P. 757–775.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132, 2002. P. 101–134.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // Magmatism in the ocean basins. A. D. Sanders and M. J. Norry (Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. Vol. 42. P. 313–345.

А. Ю. Кисин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
kissin@igg.uran.ru

Карбонатные породы Кочкарского антиклинория и их минерагения, Южный Урал

Карбонатные породы широко распространены в Кочкарском антиклинории. С ними связаны проявления рубинов, красной шпинели, розового топаза, золота, графита и других минералов. Несмотря на разнообразие, карбонатные породы антиклинория хорошо различаются по химическому и минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, акцессорным минералам и ряду других характеристик, которые можно использовать для практических целей. Ранее на Кучинском проявлении рубина и шпинели было выделено три типа мраморов, которые впоследствии были установлены и в других рубиноносных метаморфических комплексах Урала [Кисин, 1991]. Дальнейшие исследования позволили дополнить данный перечень карбонатных пород в Кочкарском антиклинории и показать их генетическое родство с фаунистически охарактеризованными известняками визейского возраста. Последнее особенно важно тем, что в последнее время на геологических картах Кочкарского антиклинория мраморы необоснованно стали относить к рифею.

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками (далее – известняки). Первые располагаются вблизи гранито-гнейсовых купольных структур и в межкупольных структурах; вторые распространены исключительно по границам метаморфического комплекса, на краю антиклинория, на максимальном удалении от гранито-гнейсовых массивов. Мрамора не содержат фаунистических остатков и, на этом основании, некоторые исследователи относят их к нижнему или среднему рифею [Сначев и др., 1989]. В отличие от мраморов, известняки обычно содержат обильную фауну удовлетворительной сохранности, и возраст их уверено определяется как раннекаменноугольный (C_1t_1–v). Это дает уникальную возможность привязать различные этапы становления метаморфического комплекса к фаунистическим реперам. Известняки слоистые, мелкозернистые, битуминозные; окраска светло-серая до черной; состав существенно кальцитовый. От гранито-гнейсовых массивов известняки везде отделены мраморами.

Типы мраморов. На Кучинском проявлении рубинов выделено три основных типа мраморов [Кисин, 1991].

Кальцитовый мрамор – светлая, массивная, среднезернистая порода, состоящая из полиэдров кальцита (размер зерен 5–15 мм). Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный; полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0.01 %. Этот тип мрамора резко преобладает над двумя другими типами.

Магнезиально-кальцитовый мрамор – голубоватая, зеленоватая, белая и желтовато-белая средне-крупнозернистая порода с характерной панидиобластовой структурой. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2–3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0.n %.

Доломит-кальцитовый мрамор – мелко-среднезернистая массивная белая порода, обладающая повышенной вязкостью, которая обусловлена пойкилобластовой структурой мрамора, выраженной в прорастании зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17–22 мас. %.

Особенности залегания мраморов. Кальцитовый мрамор разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной 0.3–0.5 м; к центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2–3 раза. Секущие, смятые в птигматитовые складки, будинированные и растащенные слойки кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе, определяют данную систему трещин как кливаж течения. Следовательно, кальцитовый мрамор испытал ориентированное горизонтальное сжатие. В Кучинском карьере азимут простирания кливажа 45° СВ, падение субвертикальное. Источниками стресса здесь могли быть только Варламовская (на северо-западе) и Борисовская (на юго-востоке) купольные структуры. Гранобластовая структура кальцитового мрамора, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения, контролирующий размер зерен кальцита, позволяют отнести этот мрамор к рекристаллизованному.

Мрамор 2 типа слагает небольшие, но сложные по конфигурации столбообразные тела среди кальцитового мрамора. В то же время, они контролируются трещинами кливажа. Иногда в мраморе сохраняются частично залеченные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые. Мелкие тела магнезиально-кальцитового мрамора имеют столбообразную форму, т.е. тела удлинены по вертикали. Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы близко параллельно к плоскости кливажа, а сама порода раздавлена стрессовым давлением вплоть до рассланцевания. Мрамора 2 типа нередко содержат рассеянную вкрапленность (ранняя генерация) рубина и минерализованные трещины (поздняя генерация) с рубином. Последние обычно фиксируют трещины кливажа, но иногда приурочены к мелким извилистым трещинам иного происхождения. Характерно, что гнезда рубина в трещинах кливажа также имеют столбообразную форму. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования магнезиально-кальцитового мрамора в результате перекристаллизации в высокотемпературных условиях при участии флюидов.

Мрамора 3 типа встречаются в виде небольших тел среди мраморов 2, реже 1 типов и нередко содержат их реликты. Контролируются трещинами кливажа, угадывающимся по плоскопараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с наблюдаемым кливажем. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1–2 см. Нередко мрамор 3 типа содержит рубины, по которым развивается красная Mg-шпинель. Температура образования данного мрамора по доломит-кальцитовому геотермометру оценивается в 620 °С [Кисин, Таланцев, 1989], что близко к оценкам температур метаморфизма другими исследователями района [Болтыров и др., 1973; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование доломит-кальцитового мрамора в результате магнезиального метасоматоза.

Взаимоотношения мраморов с дайками гранитоидов и пегматитов. О времени образования мраморов различных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. К трещинам кливажа приурочены мелкие дайки гранитоидов мощностью 0.5–5 см без зон закалки, что особенно хорошо видно по крупнозернистым пегматитам. Дайки гранитоидов, секущие кливаж, имеют плитооб-

разную форму и мощность 0.2–1.5 м. Трещины кливажа и зоны рассланцевания, наблюдаемые в мраморах 1 и 2 типов, в дайках не прослеживаются. Перекристаллизация мраморов в контактах с дайками гранитоидов также не отмечена. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим дайку мраморам. Иногда в мраморе 2 типа наблюдаются извилистые прожилки гранитного состава мощностью несколько миллиметров, которые внедрились в межзерновое пространство и по трещинкам спайности в кальците, т.е. додайковая структура мрамора полностью сохранилась. Аналогично выглядят многочисленные прожилки гранитного состава, выполняющие трещины кливажа и отдельности в мраморе 1 типа. Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах. Эти факты свидетельствуют о том, что мраморы 1 и 2 типов образовались в додайковое время.

Иначе выглядят контакты даек гранитоидов с мрамором 3 типа. В этих интервалах дайки разбиты многочисленными сближенными крутопадающими трещинами с зеркалами скольжения и со смещением до 15–20 см. Поверхности скольжения совпадают с плоскостью кливажа. По кинематике они отвечают левостороннему сдвигу. В доломит-кальцитовом мраморе трещины сдвига не прослеживаются, а на контакте развиваются зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарнов, иногда с флогопитом. Мощность скарнов не превышает 2 см. Эти факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в постдайковое время в результате магнезиального метасоматоза в зоне локализованного сдвига.

Таким образом, время образования мраморов разных типов уверено разделяется на додайковое и постдайковое. Время внедрения даек гранитов и пегматитов всеми исследователями единодушно отнесено к позднему палеозою [Львов, 1965; Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась, вероятно, повышенным содержанием флюидов. Отсутствие зон закалки можно объяснить высокими температурами среды в момент внедрения расплава, которые достигали 660 °С [Кисин, Таланцев, 1989]. Отсутствие признаков воздействия стрессовых напряжений на дайки послужило основанием для отнесения времени массового внедрения даек гранитного состава к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Разделение этапов образования различных типов мрамора внедрением даек гранитных пегматитов – удобный и надежный репер, показывающий также генетическую связь деформаций, мраморизации, метаморфизма, куполообразования и анатексиса.

Взаимоотношения между мраморной толщей и органогенными известняками. К востоку от Борисовского массива, южнее широты д. Борисовки, расположено обширное поле мраморов шириной около 3 км. На востоке они граничат с узкой субмеридиональной полосой мраморизованных раннекаменноугольных известняков. К тектонической границе известняков и мраморов приурочено Андрее-Юльевское проявление розового топаза.

Здесь распространены мраморы 1 типа. Ранее, в центральной части участка описывались блоки мелкозернистых доломитовых пород с нижнекаменноугольной фауной, залегающих среди кальцитового мрамора [Кисин, Таланцев, 1989; Кисин, Милицина, 1990]. Содержание MgO в породе достигает 11.78 мас. %. Фауна замещена крупнозернистым кальцитом. В породе наблюдаются многочисленные трещины сколового характера, выполненные белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающим мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены рубины.

Образование доломитовых пород (с фауной) объясняется околотрещинным дометаморфическим избирательным магнезиальным метасоматозом, в результате чего субстрат приобрел доломит-кальцитовый состав, а фауна осталась кальцитовой. При последующем прогрессивном метаморфизме породы фауна в основных чертах сохранилась. Mg-метасоматоз происходил до образования корундов, но был наложен на известняки с фауной. Морфология тел метасоматитов сложная. Контакты с вмещающим мрамором резкие, иногда постепенные, отчего метасоматиты выглядят реликтовыми образованиями, которые подвергались хрупким деформациям в условиях стресса. Вмещающие мраморы не содержат магний. Они массивные, однородные по составу. Есть все признаки дедоломитизации Mg-метасоматитов и образования по ним кальцитового мрамора. Фауна в известняках и метасоматитах аналогичная, и образование кальцитового мрамора по данным известнякам выглядит вполне естественно. Наблюдались постепенные переходы между кальцитовым мрамором и мраморизованным известняком. Следовательно, мраморизация карбонатных пород данного участка могла происходить только в постраннекаменноугольное время.

Вертикальные сечения тел метасоматитов изучались в мраморном карьере на восточном краю участка. Карьером вскрыты мраморы 1 типа с телами Mg-метасоматитов. В 10–15 м восточнее карьера обнажаются черные известняки с фауной. Тела Mg-метасоматитов плитообразной формы падают на запад под углом около 70°. Исследования показали, что мрамор также испытал пластическое и катакластическое течение вверх на восток; Mg-метасоматиты подверглись сжатию в горизонтальной плоскости и растяжению в вертикальной, что привело к формированию будинаж-структур и вращению блоков по часовой стрелке (если смотреть на север).

Таким образом, мраморы формировались синхронно с формированием гранито-гнейсовых куполов (кливаж течения, кристаллизационная полосчатость, эволюция процесса во времени). На раннем этапе метаморфизма происходил избирательный магнезиальный метасоматоз по нижнекаменноугольным известнякам с образованием доломитовых пород с реликтами фауны. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм околокупольного пространства сопровождался дедоломитизацией и образованием кальцитового мрамора, способного к реоморфическим перемещениям и пластическому течению. Высокие температуры и восходящие потоки флюидов вызывали локальную перекристаллизацию с образованием Mg-кальцитового мрамора, иногда с рубинами. Переход к регрессивному этапу отмечен массовым внедрением даек гранитоидов и пегматитов, магнезиальным метасоматозом (доломит-кальцитовый мрамор с рубинами и шпинелью). Далее следовал длительный период релаксации и пневматолито-гидротермальных преобразований, ответственных за большинство месторождений района.

Работа выполнена в при финансовой поддержке УрО РАН (Программы № 12-И-5-2068 и 12-5-029-СГ).

Литература

Болтыров В. Б., Пыстин А. М., Огородников В. Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53–66.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кисин А. Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

Кисин А. Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90–108.

Кисин А. Ю., Таланцев А. С. Особенности формирования хондродит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // ЗВМО. 1986. № 1. С. 93–99.

Сначев В. И., Демин Ю. И., Романовская М. А., Щулькин В. Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 120 с.

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Раппопорт М. С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.

И. Р. Рахимов
ИГ УНЦ РАН, г. Уфа
rigel92@mail.ru

Геохимия рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской мегазоны

(научный руководитель Д. Н. Салихов)

Мощный эффузивный магматизм нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена сопровождался локальным проявлением интрузивного магматизма как в восточном, так и в западном бортах Магнитогорского мегасинклинория. Интрузии Восточно-Магнитогорской зоны связаны непосредственно с вулканической активностью (поствулканический интрузивный магматизм), комагматичность их с эффузивными аналогами была установлена Г. Б. Ферштатером еще в 70-х годах прошлого века. С 2009 г. нами ведется полевое и лабораторное исследование интрузивных комплексов, образовавшихся в эпоху мягкой коллизии [Салихов, Беликова, 2011]. Систематизация интрузивных массивов, малых интрузий и даек, а также взгляды на геодинамические обстановки их формирования часто противоречивы. В работе приведены анализ и сопоставление геохимического состава рудоносных габброидных комплексов. Аналитические работы выполнены методом ICP MS в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

В Западно-Магнитогорской зоне известны комплексы конформных габброидных тел, приуроченные к бортам синклинальных структур и расположенных субмеридионально. Формирование их связано со сжатием и сдвигом при коллизии Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента [Салихов, Беликова, 2011]. К ним относится Утлыкташский комплекс, развитый в пределах Имангуловской мульды и состоящий из крупного массива и отдельных мелких тел. К контактовой зоне Утлыкташского массива из одноименного комплекса и отложений улутауской свиты (D_2ul) приурочено железорудное месторождение скарново-магнетитового типа Кара-Сыер [Салихов и др., 2008]. Породы массива представлены лейкократовыми габбро, переходящими с одной стороны в мезократовые, с другой – в габбродиориты и диориты [Салихов, 1970]. Из всех конформных комплексов для пород Утлыкташского характерно наибольшее содержание титана, что связано с широким развитием титаномагнетита и ильменита.

Секущее положение по отношению к вмещающим породам имеют Худолазовский комплекс на западе и Куйбасовский – на востоке. Последний относится к так

называемой Магнитогорской серии интрузивных и жильных пород [Салихов и др., 1977ф]. Интрузии сформировались в две магматические фазы, с первой из которых связано образование базитов. Породы представлены нормальными лейкократовыми и меланократовыми клинопироксеновыми, а также пироксен-роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми габбро. К ним приурочено титано-магнетитовое оруденение, образующее железорудное месторождение Малый Куйбас, где установлено два типа руд – I магматические высокотитанистые титаномагнетитовые руды и II собственно скарново-магнетитовые. Рудные минералы образуют шлировые обособления в линзах пород. Главный рудный минерал – высокотитанистый магнетит.

Худолазовский комплекс развит в западном крыле мегазоны в пределах одноименной мульды. Вещественный состав залежей «трещинного» типа [Салихов и др., 2011] разнообразен – от габбро-диоритов до пикритоидов. В породах развито сульфидное медно-никелевое оруденение, приуроченное, главным образом, к грубораслоенным и дифференцированным интрузиям существенно ультраосновного и основного составов. Сульфидная вкрапленность представлена шлировыми обособлениями. Ранее было отмечено сходство интрузий Худолазовского и Куйбасовского комплексов [Салихов и др., 1977ф]. Сопоставление геологического строения дифференцированных интрузий и петрогеохимических особенностей серий пород выявило общий характер различий, связанных с эволюцией магматического расплава.

Геохимические характеристики комплексов схожи, но Утлыкташский комплекс менее дифференцирован в отличие от двух других комплексов. Распределение редкоземельных элементов в породах идентично (рис. а): они обогащены группой легких РЗЭ. Иттрий, обычно сопутствующий редким землям, положительно коррелирует с тяжелой группой РЗЭ. Различия условий накопления РЗЭ демонстрируют аномалии Eu: в Утлыкташском массиве δEu меняется от 0.162 до 1.867, в Худолазовском комплексе – δEu от –1.58 до 0.878, в Куйбасовском – δEu от –4.026 до 1.561.

В распределении редких и рассеянных элементов показательными являются минимумы в содержаниях Sc, V и особенно Co, а также неравномерно повышенные концентрации когерентных (Cr, Ni), радиоактивных (Th, U) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba) (рис. б). В Утлыкташском комплексе, скорее всего, соблюдается принцип «когерентности» элементов, образующийся при фракционной дифференциации магмы. В связи с этим, есть основания предполагать, что в нижних частях интрузий может быть сконцентрировано оруденение аналогичное Куйбасовскому типу II.

Геодинамические обстановки формирования нижнекаменноугольного магматизма до сих пор не ясны. Повышенные концентрации несовместимых элементов и отрицательный наклон трендов распределений РЗЭ, а также высокие значения La/Yb отношений не свойственны рифтовым образованиям, к которым отнесены габброиды Магнитогорской серии [Ферштатер и др., 2005]. Нормирование количеств РЗЭ к составу примитивной мантии показало, что их распределение близко к базальтам океанических островов. Скорее всего, примитивная, а не деплетированная мантия стала источником формирования охарактеризованных выше интрузивов, породы которых относятся к субщелочному типу (аналоги субщелочных базальтов и толеитов) с повышенным содержания калия, генезис которых, согласно модели П.Ю. Плечова [2008], обусловлен плавлением мантии и нижней коры. Такой механизм свойственен заключительной стадии развития островных дуг.

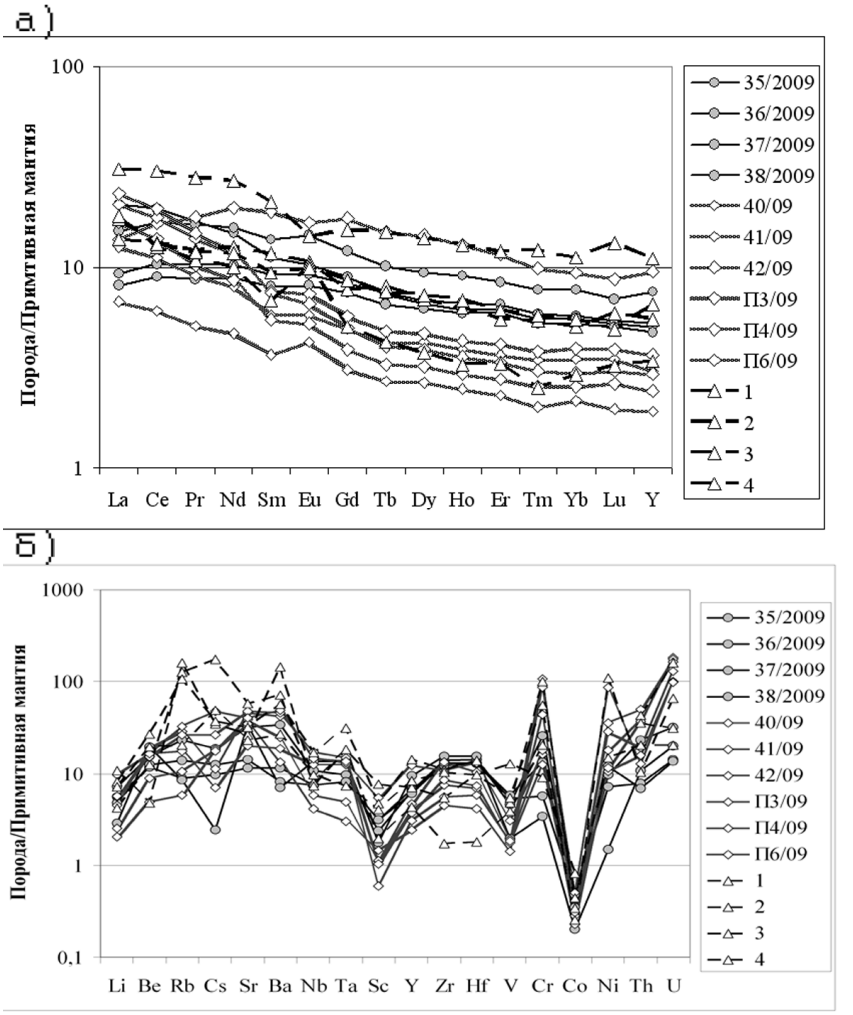


Рис. Распределение а) редкоземельных элементов и Y, б) редких и рассеянных элементов в породах Утлыкташского (обр. 35-38/2009), Худолазовского (обр. 40-42/09, П3, П4 и П6/09) и Куйбасовского (п. 1-4) комплексов, нормированное к составу примитивной мантии.

Согласно возрастным датировкам, самым ранним является Утлыкташский комплекс – C_1t_2 [Рахимов, 2012], т.е. он образовался в эпоху развития мягкой коллизии. Возраст Худолазовских и Куйбасовских интрузий по данным U/Pb метода анализа соответствует визейско-серпуховскому времени (328–324 млн лет и 334–327 млн лет соответственно). Судя по современным представлениям, это – время окончания мягкой коллизии на Южном Урале [Пучков, 2010].

Таким образом, образовавшиеся в эпоху мягкой коллизии рудоносные габброидные комплексы Магнитогорской мегазоны обладают геохимическими характеристиками, свойственными для надсубдукционной геодинамической обстановки.

Литература

Плечов П. Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 2008. 43 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Рахимов И. Р. Комагматичность конформных интрузий Утлыкташского комплекса и базальтов нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена // Матер. 21-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 193–198.

Салихов Д. Н. Утлыкташский габброидный комплекс интрузивных и жильных пород // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 13. Уфа: БФАН СССР, 1971. С. 108–119.

Салихов Д. Н., Ковалев С. Г., Ларионов Н. Н., Беликова Г. И. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). Уфа: Гилем, 2008. 148 с.

Салихов Д. Н., Беликова Г. И., Пучков В. Н., Рахимов И. Р. Магматизм Худолазовской мульды на Южном Урале // V Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 163–166.

Ферштатер Г. Б., Холоднов В. В., Прибавкин С. В. и др. Рифтогенный магматизм и железооруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 421–443.

А. Ф. Сметанников
Горный Институт УрО РАН, г. Пермь
smetannikov@bk.ru

Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения, Пермский край

Верхнекамское месторождение солей (ВКМС) расположено в центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и представлено мощной (свыше 500 м) соляной толщей. Толща подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль (ПдКС) мощностью 320–400 м, калийную залежь мощностью 70–100 м и покровную каменную соль (мощность 20 м). Соляные породы относятся к иренскому горизонту кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы. Площадь соляной толщи – 8100 км^2, калийной залежи – 3750 км^2. В подстилающей соли выделяется верхняя пачка мощностью 20 м, нижней границей которой является пласт маркирующей глины (МГ) мощностью 0.6–1 м.

В калийной залежи выделяются сильвинитовая и карналлитовая зоны. Сильвинитовая зона сложена пластами красных сильвинитов (Кр III, Кр II, Кр I), полосчатого сильвинита (А) и разделяющих их пластов каменной соли (Кр II–Кр III, Кр I–Кр II, А–Кр I). Наиболее мощным является пласт Кр II (до 6 м), в котором выделяется 7 слоев. Нечетные слои сложены богатым сильвинитом (содержание KCl от 18 до 45 %), четные – бедным сильвинитом (содержание KCl от 5 до 18 %). Остальную массу сильвинитов составляет галит (NaCl). Мощность зоны составляет 20–25 м.

Карналлитовая зона сложена чередующимися пластами K–Mg солей (9 пластов от Б до К) и каменной соли (8 пластов от Б–В до И–К). В основании зоны пласт Б залегает на пласте А, образуя единый пласт АБ [Иванов, Воронова, 1975]. Отрабатываются пласты КрII и АБ.

Для всех соляных пород характерно присутствие нерастворимого в воде остатка (Н.О.), в котором концентрируются все благородные металлы (рис. 1, см. вкладку, с. 157; табл. 1). Содержание благородных металлов (БМ) в пересчете на соляные породы составляет 0.03–0.2 г/т, а в Н.О. соляных пород – до 10 г/т [Сметанников, Кудряшов, 1999; Сметанников, Шанина, 2006]. При переработке сильвинитовых руд БМ вместе с большей частью Н.О. локализуются в глинисто-солевых отходах [Сметанников, Кудряшов, 1999; 2000; Сметанников и др., 2000; Сметанников, Шанина, 2006].

Таблица 1

Минеральный состав соляных пород ВКМС

Минералы, %	Соляные породы					
	Каменная соль	Маркирующая глина	Сильвинит	Карналлитовая порода	Межпластовая каменная соль	Коржи
Галит	97–99	7–13	95–45	до 45	до 92	60–85
Сильвин	–	–	5–45	1–3	–	–
Карналлит	–	–	0.5–3	до 55	–	–
Н.О.	1–3	93-87	2.5–6	до 6	10–12	40–15

Состав Н.О. соляных пород близок. Различия наблюдаются в содержании сульфидов Fe, оксидов и гидроксидов Fe и связываются со сменой гидрохимических солевых фаций при переходе от ПдКС в калийную залежь (табл. 2). Содержания органического вещества в Н.О. соляных пород близки. Соляные минералы и минералы Н.О. представляют две последовательно формирующиеся группы минералов. Минералы Н.О. ПдКС сконцентрированы в межзерновом пространстве агрегатов галита, в глинисто-ангидритовых прослоях и пласте МГ.

Таблица 2

Минеральный состав Н.О. соляных пород

Минералы, %	Нерастворимый в воде остаток соляных пород			
	Каменная соль	Маркирующая глина	Сильвинит	Карналлитовая порода
Ангидрит	40	42	44	5
Гипс	10	21	5	3
Ярозит	1.1	сл.	–	–
Доломит	24	11	20	18
Кварц	12	12	12	35
Полевые шпаты	1.5	11	8	26
Хлорит	3.5	1.5	3	3
Гидрослюда	0.8	1	3	–
Тальк	–	–	–	3
Пирит	0.2	0.5	–	–
Гематит	0.6	0.6	сл.	–
Гетит	–	–	1.5	–
Лепидокрокит	–	–	–	3
$C_{орг.}$	0.9	1.35	1.1	1.54

Примечание. Приведены средние содержания по нескольким пробам: каменная соль – 5, МГ – 15, сильвинит – пласты КрII, А и Б, карналлитовая порода по 3 пробы.

В калийной залежи минералы, слагающие Н.О. соляных пород, представлены минеральной массой межзернового пространства (межзерновой Н.О.) и минеральным пигментом соляных минералов. Пигмент по отношению к соляным минералам формируется одновременно–последовательно, а межзерновой Н.О. формируется последовательно по отношению к соляным минералам. Основным отличием состава пигмента от состава межзернового Н.О. является отсутствие в нем сульфатов кальция, полевых шпатов и хлорита с глинистыми минералами. В процессе выделения пигмент [Сметанников и др., 2000] делится на флотируемую фракцию, где преобладает гетит, гематит, и осадочную фракцию, где преобладает доломит. В составе пигмента фиксируется Au; Pt и Pd отсутствуют. В межзерновом Н.О. содержится Au, Ag, Pt и Pd. В составе пигмента Au связано с гематит-гетитовой составляющей. В межзерновом Н.О. Au и Ag частично, а Pt и Pd полностью связаны с сульфатной составляющей Н.О. и органическим веществом [Сметанников, Кудряшов, 1999; Сметанников, Шанина, 2006].

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в Н.О. соляных пород

Элемент	Содержание, мкг/г	Метод анализа	Элемент	Содержание, мкг/г	Метод анализа
Li	9.3	Aes.Ms	La	7.7	Ms
Be	0.67	Ms	Ce	18	–
Sc	11	–	Pr	2.6	–
V	230	Aes	Nd	11	–
Cr	120	Aes.Ms	Sm	3.1	–
Co	10	–	Eu	0.76	–
Ni	100	–	Gd	2.9	–
Cu	3500	–	Tb	0.42	–
Zn	60	–	Dy	2.4	–
Ga	5.4	Ms	Ho	0.61	–
As	6.1	–	Er	1.3	–
Se	17	–	Tm	0.13	–
Rb	28	–	Yb	1.2	–
Sr	280	Aes.Ms	Lu	0.19	–
Y	9.1	Ms	Hf	1.4	–
Zr	48	–	Ta	0.50	–
Nb	2.8	–	W	0.68	–
Mo	1.1	–	Re	<0.04	–
Rh	<0.1	–	Ir	<0.02	–
Pd	3.3	–	Pt	0.79	–
Ag	2.6	–	Au	0.17	–
Cd	0.12	–	Hg	0.16	–
Sn	0.67	–	Tl	0.11	–
Sb	0.56	–	Pb	3.4	–
Te	0.89	–	Bi	0.15	–
Cz	0.40	–	Th	2.0	–
Ba	230	Aes.Ms	U	1.3	–

Примечание. Aes – атомно-эмиссионный метод анализа с индуктивно связанной плазмой; Ms – масс-спектрометрический метод анализа с индуктивно связанной плазмой. Прочерк – то же самое.

В Н.О. соляных пород обнаружены элементы-примеси, представленные собственными минералами, самородными металлами, твердыми растворами, интерметаллидами (табл. 3). Они ассоциируют с кварц-доломит-полевошпатовой составляющей межзернового Н.О. и доломитовой составляющей пигмента соляных минералов.

Изучение органического вещества Н.О. методами хлороформенной и спиртобензольной экстракции показало, что БМ связаны с хлороформенными (ХБ) и спиртобензольными (СББ) битумоидами, являющимися частью органического вещества Н.О. Содержания битумоидов в пересчете на исходные соляные породы составили: в каменной соли – 0.0006–0.0008 %, в сильвинитах и карналлитовых породах – 0.002–0.013 %. Количество насыщенных углеводородов варьирует в пределах от 28 до 50 %.

Все исследованные образцы характеризуются близостью спектральных характеристик (рис. 2). Битумоиды близки по составу и являются автохтонными. Источником ОВ служил морской фитопланктон, его преобразование проходило в восстановительных условиях [Сметанников, 2011]. Определение содержания БМ в ХБ и СББ битумоидах, выделенных из осадочной и флотируемой составляющей межзернового Н.О., показало, что более 90 % благородных металлов связано с ХБ и СББ битумоидами (табл. 4). БМ в солях ВКМС связаны с органическими соединениями [Сметанников, Шанина, 2006].

Изложенный материал свидетельствует, что Au, Ag и Pt-металлы локализованы и ассоциируют с тремя группами минералов: 1) Н.О. подстилающей каменной соли, 2) Н.О., представленный пигментом сильвина и 3) межзерновой Н.О. соляных пород калийной залежи. Каждая из этих групп характеризуется единством места и времени образования, и может быть отнесена к парагенетическим минеральным ассоциациям по определению Н. В. Петровской [1967].

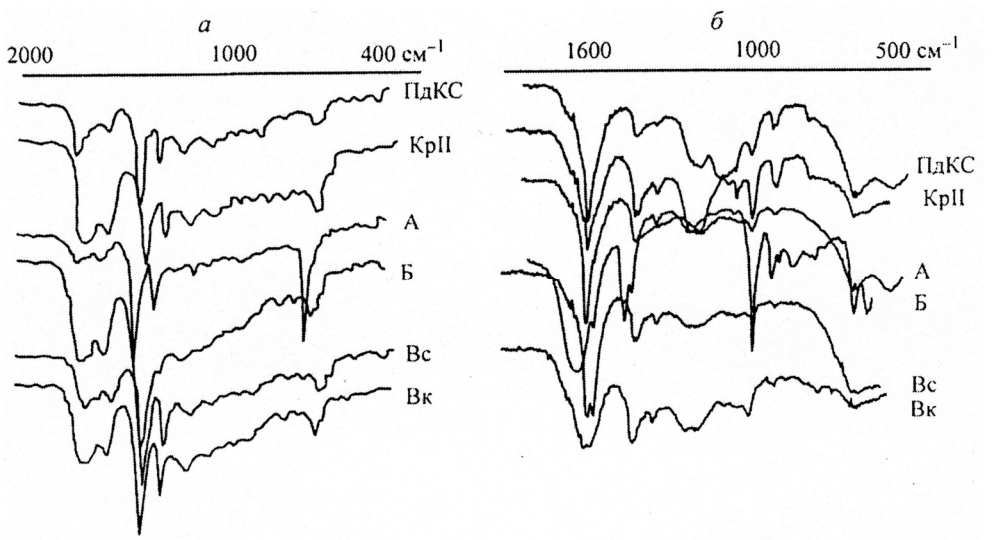


Рис. 2. Инфракрасные спектры поглощения хлороформенных (а) и спиртобензольных (б) битумоидов в нерастворимом остатке соляных пород.

Вк – карналлитовая часть пласта В; Вс – сильвинитовая часть пласта В; А, Б – полосчатый и пестрый сильвиниты пластов А и Б; КрII – сильвинитовый пласт КрII; ПдКС – верхняя пачка толщи каменной соли.

Таблица 4

Содержания Au, Pt, Pd в компонентах Н.О.

Тип пробы	Содержание, г/т		
	Au	Pt	Pd
Н.О. осадок	1.10	2.70	2.60
Н.О. флотат	0.50	0.30	0.05
Н.О. флотат пена	0.25	13.0	25.0
ХБ осадка	0.10	1.30	2.70
СББ осадка	0.21	1.25	4.60
ХБ флотата	0.24	3.10	10.10
СББ флотата	1.50	13.10	1.10
Остаток осадка после вытяжек	1.10	0.25	0.50

Выделяется три парагенетических минеральных ассоциации. Первая представлена соединениями Au, Ag и Pt-металлов, ангидритом, доломитом, кварцем, полевым шпатом, пиритом и другими минералами, составляющими Н.О. подстилающей каменной соли. Ассоциация сформирована после галита, отнесенного к соляной парагенетической минеральной ассоциации. Эти две ассоциации (соляная и благороднометальная) принадлежат стадии минералообразования, сформировавшей подстилающую каменную соль.

Вторая (включающая карбонилгалогениды золота, самородное золото, интерметаллиды Au, Ag, Cu, Ni и других металлов совместно с гетитом, лепидокрокитом, доломитом, кварцем и др. минералами) ассоциация локализована в пигменте сильвина, карналлита и, в меньшей степени, галита. Минералы солей и минералы пигмента соляных минералов представлены двумя (соляной и благороднометальной) ассоциациями, образующимися одновременно-последовательно.

Третья ассоциация, объединяющая самородное серебро, органические соединения платиновых металлов, золота, сульфосоли и хлориды серебра совместно с ангидритом, доломитом, кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, гидроксидами Fe (гетит, лепидокрокит), ОВ и др. минералами, представлена межзерновым Н.О. соляных пород калийной залежи. Вторая и третья ассоциации вместе с соляной ассоциацией образованы на стадии формирования калийной залежи. В калийной залежи соляной толщи ВКМС выделяется процесс постседиментационных эпигенетических изменений, являющихся следствием радиогенно-химических процессов образования водорода при радиолизе кристаллизационной воды карналлита. Следствием этого процесса является преобразование карналлитовых и карналлитсодержащих пород [Сметанников, 2011].

Таким образом, в минералообразующем процессе выделяется процесс образования соляной толщи, включающий стадию формирования подстилающей каменной соли, стадию формирования калийной залежи и стадию формирования покровной каменной соли, а также процесс постседиментационого преобразования пород калийной залежи, составляющий стадию эпигенеза.

В соляной толще ВКМС выявлены следующие особенности распределения и формирования благороднометальной минерализации. Это устойчивые содержания, наличие комплекса минеральных ассоциаций, меняющихся снизу вверх по разрезу, последовательный характер образования ассоциаций минералов солей и благородных металлов, отвечающий стадиям минералообразующего процесса. Указанные особен-

ности позволяют обосновать выделение нового техногенного типа месторождений благородных металлов [Сметанников, Кудряшов, 2000]. Результаты изучения форм нахождения БМ, минералогии и вещественного состава соляных пород использованы для обоснования технических решений при разработке промышленной технологии переработки шламов для извлечения БМ. Эти решения реализованы в исходных данных для проектирования опытного производства. Разработанная технология является основой для выделения нового геолого-промышленного типа, формирование которого связано с концентрированием БМ в отходах переработки руд.

Литература

Иванов А. А., Воронова М. Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.

Петровская Н. В. О понятии «Парагенетическая минеральная ассоциация» // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 69.

Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. № 9. С. 669–672.

Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И. О выделении новой рудной формации благородных металлов в эвапоритовых отложениях Предуральского прогиба // Металлогения древних и современных океанов–2000. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 221–224.

Сметанников А. Ф., Филиппов В. Н., Янулова Л. А. Минеральный состав пигмента сильвинов Верхнекамского месторождения солей // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Мат. регион. науч.-практ. конф. Пермь, 2000. С. 71–72.

Сметанников А. Ф., Шанина С. Н. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2006. № 3. С. 61–65.

Сметанников А. Ф. Об образовании водорода при радиолизе кристаллизационной воды карналлита и возможные следствия этого явления // Геохимия. 2011. № 9. С. 971–980.

Т. А. Ярцева
Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск
yarceva123@rambler.ru

Вариации минералого-геохимических параметров в разрезе соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область)

(научный руководитель доцент А. А. Бутенков)

Целью работы является выявление особенностей условий накопления соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей, расположенного в пределах Котельниковского района Волгоградской области. Фактический материал, послуживший основой написания статьи, был собран во время прохождения производственной практики в ОАО «Волга-Калий». Автором пройдены геологические маршруты, задокументирован керн скважин, отобран каменный материал, изучены фондовые и опубликованные источники, обработаны результаты химического и ми-

нералогического опробования, изучены образцы сильвинита. Для вертикального разреза по участку Равнинному (восточный фланг месторождения) по данным химического и минералогического анализа построены графики изменчивости по вертикали содержаний различных компонентов соленосной толщи. Была произведена процедура корреляционного анализа с использованием программы STATISTICA 6.

Гремячинское месторождение расположено в северной части Ергенинской возвышенности, на левобережье р. Дон. Оно приурочено к южному окончанию Приволжской моноклинали и находится непосредственно в зоне сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ, которая фиксируется серией разрывных нарушений запад-северо-западного простирания. Пограничное положение района определяет специфический характер латеральной и вертикальной структурной зональности Гремячинского месторождения. Структурно-тектонические особенности месторождения позволяют выделить два структурных комплекса по степени тектонической активности: нижний палеозойско-триасовый и верхний мезозойско-кайнозойский. Они разделены стратиграфическим и слабым угловым несогласием [Свидзинский и др., 1986].

Продуктивная толща месторождения входит в состав отложений кунгурского яруса ранней перми. Это галогенная формация, сложенная каменной солью, доломитами, ангидритами, калийными и калийно-магниевыми солями с незначительным количеством терригенного материала. Верхняя граница яруса устанавливается по резкой смене хемогенных отложений терригенными. Кровля кунгурского яруса является маркирующей поверхностью, выделяемой на электрокаротажных кривых. Перерыв в осадконакоплении, предположительно, соответствующий уфимскому и казанскому ярусам верхней перми, фиксируется в основании пермо-триасового комплекса горизонтом ангидритовых брекчий, сцементированных песчано-глинистым материалом.

В период накопления кунгурской галогенной толщи район Гремячинского месторождения принадлежал к периферической части крупнейшего Прикаспийского солеродного бассейна, в котором за это время накопились соленосные отложения мощностью в несколько километров. В пределах Приволжской моноклинали, в основном, осуществлялось накопление карбонатно-сульфатных отложений, периодически сменявшееся галогенезом вследствие внедрения хлоридных рассолов с запада, из основной части солеродного бассейна [Свидзинский и др., 1986].

В связи с периферическим положением Гремячинского месторождения формирование галогенной толщи на его территории происходило в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств рапы солеродного бассейна, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород.

Литологические и минералого-петрографические особенности галогенных образований являются следствием сложных закономерных условий седиментогенеза соляных пород из равновесных гидрохимических систем солеродных бассейнов. Накопление осадков в этих системах происходило, как правило, в порядке повышения их растворимости от доломитов, ангидритов, каменной соли до конечных стадий концентрации рассолов – отложений калийных и калийно-магниевых солей (сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит). Любое нарушение режима прогрессирующей концентрации рассолов разбавлением сказывается на особенностях минерального состава галогенных отложений, поэтому нередко отмечаются случаи обратного соотношения калийно-магниевых солей, когда менее растворимые минералы залегают

выше более растворимых [Алексеев, 2001]. Это отчасти свойственно и калиеносной толще Гремячинского месторождения, разрез которой завершается сильвинитами.

Анализ графиков распределения параметров соленосной толщи месторождения позволяет выделить три пачки – подстилающую, продуктивную и перекрывающую. Подстилающая толща характеризуется преобладанием в разрезе карналлита с подчиненным содержанием прослоев галита и отдельными прослоями с повышенным содержанием ангидрита. Содержание сильвина невысокое, отмечается лишь два единичных прослоя. Продуктивная часть разреза характеризуется повышенным содержанием сильвина (до 60 % в отдельных прослоях). Здесь выделяются отдельные прослои с повышенным содержанием карналлита. Подчиненное значение имеет галит, в небольшом количестве присутствует ангидрит. Перекрывающая часть разреза представлена, в основном, галитом с прослоями ангидрита и небольшим количеством карналлита.

Состав нижней части описанного разреза (подстилающая и продуктивная пачки) указывает на то, что они образовались на стадии сгущения рапы, а также в начальной фазе стадии опреснения рапы. Перекрывающая толща соответствует стадии опреснения рапы. Стадия сгущения рапы обычно маркируется преобладанием галитовых и калийных солей, а стадия опреснения характеризуется преобладанием каменной соли с ангидритом [Байков, Седлецкий, 1997].

Корреляционный анализ параметров соленосной толщи позволил выявить ряд закономерностей. Наибольший интерес представляет собой связь KCl с сильвином и карналлитом. Это соединение входит в состав обоих минералов, но только сильвин является полезным ископаемым. Выявлено, что наиболее сильная связь у KCl с сильвином (коэффициент корреляции 0.75), с карналлитом связь также положительная, но значительно меньше (0.33). Сильная отрицательная связь выявлена между $MgCl_2$ и NaCl (–0.81), что практически дублирует такую же отрицательную связь между минералами, содержащими эти соединения – карналлитом и галитом (–0.54), а также между карналлитом и сильвином (–0.38). Это объясняется разными условиями отложения этих минералов, связанными, прежде всего, с разной растворимостью солей. Как известно, растворимость повышается в ряду «ангидрит–галит–сильвин–карналлит–кизерит», вследствие чего эти соли не могли выпадать в осадок одновременно.

Породы описанного разреза являются индикаторами аридного палеоклимата. Аридный литогенез (по Н. М. Страхову) развивается в областях, где отношение среднегодового количества осадков к величине их испарения составляет менее 0.5. Области современного аридного климата охватывают континентальные территории (пустыни, полупустыни, сухие степи и саванны), акватории морей (Каспийское, Красное и др.) и часть областей океанического шельфа. Специфической обстановкой солевого осадконакопления являются себхи (араб. *sebha*) – побережья засушливых зон с отступлением береговой линии внутрь континента и формированием мелководных лагун с высокой соленостью [Алексеев, 2001].

Главными факторами аутигенного минералообразования в аридных условиях, кроме климатического и тектонического, являются состав и концентрация солей в растворе, температура и давление.

Минералы выпадают в осадок из растворов в последовательности, определяемой составом солей, степенью их растворимости, относительным количеством солей в растворе, концентрацией, их влиянием друг на друга. В общем случае по мере упа-

ривания воды солеродного водоема сначала осаждаются труднорастворимые сульфаты (гипс и ангидрит), затем более растворимые соли (галит – сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит). По мере выпадения этих солей в осадок возрастает соленость бассейна. Главный способ минералообразования – кристаллизация из пересыщенных растворов.

Выделяют три гидрохимических типа аридных солеродных водоемов: 1) содовый или карбонатный (углекислый); 2) сульфатный (сернокислый); 3) хлоридный [Байков, Седлецкий, 1997].

Изученный нами разрез начал формироваться в водоеме морского типа, который принадлежит к сульфатному классу, но содержит много калия и магния. Галогенез в таких водоемах может быть полным, т.е. начинаться осаждением карбонатов, завершаться садкой хлоридов калия и магния.

Основание толщи, расположенное ниже изученного разреза, сложено доломитами и ангидритами. Они отлагались в интервале солености от 3.5 до 26–27 % в ходе карбонатной и гипсово-ангидритовой стадий (подготовительный этап галогенеза). В дальнейшем происходило нарастание солености раствора до значений 27–32 %, что выражалось в галитовой стадии. Эти соотношения позволяют прийти к выводу о произошедшей метаморфизации рапы, т.е. преобразовании водоема сульфатного типа в хлоридный. Согласно М. Г. Валяшко [Байков, Седлецкий, 1997], прямая метаморфизация вызывает понижение содержания сульфатного иона в растворе, что в конечном итоге вызывало преобразование водоема сульфатного типа в хлоридный и образование бессульфатных калийных солей. При солености выше 32 % накапливаются калий-магниевые соли, что продолжается до достижения эвтонической точки, т.е. до полного высыхания рапы. Эта стадия заканчивается при минерализации 38–40 % [Байков, Седлецкий, 1997].

В разрезе соленосной толщи сильвиниты залегают выше карналлитов, что противоречит нормальной последовательности их отложения: сильвин должен перекрываться более легко растворимыми карналлитом и кизеритом. Такое залегание могло возникнуть вследствие диагенетических преобразований: сильвиниты вторично образовывались вследствие фильтрации внутрисолевых вод через первичные карналлитовые породы. На влияние диагенетических процессов на породы описываемого разреза также указывает наличие ангидрита, который, как известно, не отлагается путем седиментации, а возникает при диагенезе первичного седиментогенного гипса.

Литература

Алексеев В. П. Литология. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. С. 138–150.

Байков А. А., Седлецкий В. И. Литогенез. Учебник для студентов геологических специальностей. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 1997. С. 325–400.

Свидзинский С. А. Литолого-фациальный анализ галогенной толщи западной части Северного Прикаспия // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 10–18.

Свидзинский С. А., Музалевский М. М., Ковальский Ф. И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 204–219.

И. Н. Куликов
Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск
kaftanatiy_ab@mail.ru

Геохимическая корреляция соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область)

(научный руководитель доцент А. Б. Кафтанатий)

Объектом исследования является Равнинный и Дargановский участок Гремячинского месторождения калийных солей. Месторождение расположено на территории Котельниковского района Волгоградской области, в 150 км к юго-западу от г. Волгограда, на левобережной части бассейна нижнего течения р. Дон. Работа по изучению микропримесного состава соленосной толщи проводилась на основе материалов, полученных на первой научно-производственной практике в ОАО «Евро-Хим-Волга-Калий» в г. Котельниково Волгоградской области.

В тектоническом отношении район относится к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и северной краевой зоны Средиземноморского орогенного пояса, завершившей развитие в конце палеозоя в результате герцинской складчатости. Палеозойско-триасовый комплекс подразделяется на три основные толщи: подсолевые сульфатно-карбонатные отложения карбона–нижней перми; галогенную толщу кунгурского яруса; терригенные отложения верхней перми–раннего триаса. Формирование складчатых структур в прилегающих районах завершилось к началу перми. По геологическому строению, литологическому составу, верхняя и средняя части описываемого разреза сходны с подобными отложениями Прикаспия и условно отнесены к нижне-пермским отложениям (сакмарский−кунгурский ярусы) [Свидзинский, 1983; Московский, Свидзинский, 1989].

В качестве исходных данных были использованы результаты спектрального анализа по 40 микроэлементам в соленосных интервалах разведочных скважин Дargановского участка. В обработке были использованы определения по 192 пробам с точностью определения 10^{-4}%. На первом этапе рассчитывались основные статистические параметры, рассматривался характер распределения, в результате которых из выборки были исключены неинформативные элементы, не показавшие изменчивости значений в различных толщах и пачках разреза. Затем была рассчитана корреляционная матрица по 192 пробам и 29 элементам, характеризующим микропримесный состав. Дендрограмма дает представление о характере связи признаков между собой и группами признаков. Для характеристики большого количества коррелятивных отношений по оставшимся признакам наиболее применимым является метод главных компонент (R-факторный анализ). Он позволяет из множества пространства признаков выделить ассоциативные и альтернативные группы. Эти группы, называемые факторами, могут корреспондировать с реальными геологическими процессами как на стадии седиментации бассейна соленакопления, так и на стадии эпигенетических (диагенетических) трансформаций. Из пяти расчетных факторов наиболее информативными являются три первых, описывающие соответственно (24, 8.9 и 7.4 %) изменчивости признаков. Вклад в общую дисперсию для них соответствует 40.5 %. Оставшиеся факторы могут описывать ошибки и погрешности методов определения и в меньшей степени иметь геологическую информативность.

Корреляция по парагенезисам химических элементов, предложенная А. Е. Ферсманом для поисков полезных ископаемых, может быть использована для корреляции осадочных толщ с одинаковыми потоками вторичного рассеяния микроэлементов [Кузнецов, 1984]. Применяются различные закономерные сочетания элементов в осадках, зависящие от металлогенической специализации осадочных комплексов и индивидуальных особенностей отдельных горизонтов. В нашем случае группировка признаков по факторам показала наличие следующих групп элементов: халькофильной, сидерофильной, третьей объединенной для цветных и рассеянных (литофильных) элементов. Эти ассоциации характеризуют палеогеографические условия седиментогенеза и эпигенетические преобразования соленосной толщи и требуют дальнейшего более тщательного анализа геолого-геохимических показателей.

Состав соленосных пород и корреляция их в разрезе по геохимическим критериям подтверждает резкую дифференцированность условий осадконакопления в пределах месторождения [Свидзинский, Московский, 2011], что может быть обусловлено изменчивостью палеорельефа бассейна соленакопления. В свою очередь, имело место и влияние эпигенетических процессов, особенно в южной части месторождения.

Литература

Свидзинский С. А. Сводный разрез галогенных образований западной части Северного Прикаспия // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983. С. 87–88.

Московский Г. А., Свидзинский С. А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология. 1989. № 5. С. 49–54.

Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах. Минск: Наука и техника, 1984. 288 с.

Свидзинский С. А., Московский Г. А. Нижнепермская галогеновая формация западной части Северного Прикаспия // Геология, полезные ископаемые, перспективы промышленного освоения. Саратов: СП-Принт, 2011. 280 с.

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

***Д. Е. Савельев*[1]*, В. Б. Федосеев*[2]**
[1] *– Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*
savl71@mail.ru
[2] *– Нижегородский государственный университет, г. Нижний Новгород*
vbfedoseev@yandex.ru

О взаимосвязи внутреннего строения и ориентировки тел хромититов в офиолитах

Массивы ультрамафитов, обнажающиеся на современном эрозионном срезе складчатых областей, обладают рядом специфических черт. Крупные блоки ультраосновных пород (площадью в сотни квадратных километров) имеют холодные тектонические контакты с вмещающими вулканитами, состоят из дробно чередующихся «горизонтов» мощностью от первых сантиметров до сотен метров, сложенных в различных соотношениях двумя-пятью породообразующими минералами без какой-либо геохимической зональности «по разрезу», повсеместно в породах проявлены высокотемпературные деформационные структуры, температурный диапазон становления комплексов в подавляющем большинстве укладывается в интервал 800–1100 °С, отсутствуют реакционные взаимоотношения между породообразующими минералами, а также высокотемпературные минералы, образованные при участии флюидов. Расслоенность пород имеет метаморфическое происхождение и обусловлена различными количественными соотношениями породообразующих минералов: оливина, пироксенов и хромшпинелида. В офиолитовых ультрамафитах отсутствует скрытая расслоенность, т.е. закономерное изменение составов породообразующих минералов по разрезу.

С рассматриваемыми комплексами связаны месторождения хромовых руд, причем рудные тела всегда залегают в дунитах, но отсутствует однозначная связь между количеством дунитов и рудного вещества. Рудные тела вкрапленного строения преимущественно имеют плоскую форму и залегают согласно с сегрегационной полосчатостью окружающих перидотитов и дунитов. Повсеместно в породах и рудах проявлена струйчатость, полосчатость и минеральная уплощенность, чаще с крутыми углами падения. Встречаются рудные скопления самого разного размера: длина варьирует от 1 см до 1 км, мощность от 1 мм до 30 м, характерно наличие постепенных взаимопереходов. Степень концентрации рудных минералов очень изменчива: от 10–15 % хромшпинелидов в бедных рудах до 100 % в сплошных хромитах (здесь также наблюдаются постепенные переходы между крайними типами).

Тела массивных и густовкрапленных хромитов чаще всего залегают несогласно по отношению к структурному плану окружающих перидотитов [Cassard et al., 1981; Кравченко, 1969 и др.]. В последних обычно сохраняется первичная полосчатость и минеральная уплощенность с крутыми углами падения, часто наблюдаются складки течения. Дуниты образуют крупные штокообразные и линзовидные тела, от которых в окружающие перидотиты отходят штокверки менее мощных дунитовых

жил («сетчатый комплекс»). Хромиты образуют тела различной формы: от одиночных жильных и столбообразных небольшой мощности до мощных пологозалегающих линзовидных тел, осложненных многочисленными пережимами и раздувами, а также крутозалегающими апофизами. Преобладают сплошные и густовкрапленные разновидности хромитов. Часто в рудных телах месторождений обоих типов наблюдается текстурно-структурная зональность: от периферии к центру увеличивается густота вкрапленности и размеры зерен рудообразующих хромшпинелидов.

Для объяснения всех рассмотренных выше особенностей строения ультрамафитовых комплексов складчатых областей и связанных с ними месторождений хрома нами была разработана реоморфическая (реститово-метаморфогенная) модель [Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011; Савельев, 2013 и др.]. Основными тезисами модели являются следующие: 1) массивы ультрамафитов складчатых поясов представляют собой фрагменты в различной степени деплетированного вещества верхней мантии (пиролита), 2) массивы включают в себя две различных по механизму образования ассоциации: рестит, который включает лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и хромититы, и продукты кристаллизации расплава, которые представлены габброидами и пироксенитами, 3) формирование состава и структуры лерцолит-гарцбургит-дунитовой ассоциации происходит в результате восходящего движения мантийного диапира, инициируемого декомпрессией, 4) подъем мантийного диапира происходит в режиме вязкого течения, 5) гарцбургиты и дуниты являются не простыми тугоплавкими остатками (реститами) от частичного плавления пиролита, а представляют собой рестит, испытавший реоморфическую дифференциацию в результате вязкого течения в кристаллическом состоянии, 6) агрегаты оливина более податливы по сравнению с агрегатами ортопироксена, что обуславливает их более высокую подвижность в ходе восходящего вязкого течения мантийного диапира, 7) дунитовые тела представляют собой «квазиразломные» зоны верхней мантии, сформированные в режиме вязкого течения, и они трассируют участки максимальной скорости течения вещества, 8) дифференциация вещества более интенсивна в участках с меньшим числом фаз (максимальна в дунитах (ол+хр), относительно высока в гарцбургитах (ол+орх+хр), минимальна в лерцолитах (ол+орх+срх+хр)).

Обоснование перечисленных тезисов содержится в опубликованных ранее работах авторов, а здесь остановимся на одном важном следствии. Реоморфическая модель предполагает, что дифференциация мантийного вещества происходит при вязком течении тектонического потока, и основным параметром, определяющим распределение частиц по участкам с различными скоростями является произведение плотности на объем (ρV) [Савельев, Федосеев, 2011].

В том случае, если каждая частица (минеральное зерно или его часть) перемещаются автономно, должно измениться лишь отношение между различными компонентами в участках потока. Если же частицы образуют агрегаты (скопления, перемещающиеся в потоке «как целое»), то их можно рассматривать как отдельный компонент. В этом случае, когда среда движется относительно агрегата, возникают силы, стремящиеся переориентировать и/или деформировать его таким образом, чтобы минимизировать свободную энергию системы.

Поставленная задача чрезвычайно сложна из-за необходимости учета многих факторов, относительная роль которых пока не совсем ясна. Вместе с тем, на данном этапе исследования можно воспользоваться методом аналогии и сравнить наблюдаемые закономерности строения и ориентировки рудных тел (продукт тектонического потока) с ориентировкой минеральных частиц в водных потоках.

Данные экспериментальной седиментологии свидетельствуют о том, что ориентировка отдельных зерен и их агрегатов (галек) существенно отличается и зависит от размера, формы частиц и скорости потока. Например, длинные оси отдельных кварцевых зерен направлены преимущественно параллельно течению [Атлас…, 1962], а образованные ими рыхлые скопления ориентированы в плоскости потока. Напротив, для уплощенных галек характерно расположение длинных осей преимущественно поперек к направлению потока, а наклон их плоских сторон преимущественно направлен против течения [Атлас…, 1962; Хабаков, 1954]. При этом дезинтегрированные (рыхлые) отложения могут рассматриваться как аналоги редковкрапленных хромовых руд, а сцементированные (гальки) – как аналоги массивных хромитов.

Приведенные данные, в целом, соответствуют закономерностям, наблюдаемым для скоплений хромита в дунитах офиолитовой ассоциации, что является еще одним подтверждением справедливости вывода о происхождении офиолитов и связанных с ними месторождений хрома в результате высокотемпературного пластического течения.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. Обломочные и глинистые породы. М.: Госгелтехиздат, 1952. 578 с.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.

Савельев Д. Е. Реоморфическая модель формирования ультрамафитовых комплексов подвижных поясов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 16. Пермь, 2013. С. 81–88.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

Хабаков А. В. Наблюдения в областях развития осадочных пород // Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 68–145.

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M. et al. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // Economic Geology. 1981. Vol. 76. P. 805–831.

Н. Р. Аюпова[1, 2], С. А. Садыков[1]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

aupova@mineralogy.ru

[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Изотопный состав углерода в карбонатах из оксидно-железистых металлоносных отложений колчеданных месторождений Урала

Палеозойские железисто-кремнистые отложения, ассоциирующие с колчеданными месторождениями Урала, сохранили текстурно-структурные и геохимические признаки их гальмиролитического апогиалокластитового и апосульфидного проис-

хождения [Maslennikov et al., 2012]. В большинстве случаев в их составе встречается карбонатный материал, который представлен обломками известняков, реликтами известковых организмов и аутигенными кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом и монгеймитом. Предполагается, что разложение первичных гиалокластов с накоплением железа и кремнезема в субмаринных условиях происходило под влиянием карбонатных примесей или органического вещества на pH среды минералообразования.

Цель настоящих исследований – выяснение генезиса карбонатов разного происхождения в оксидно-железистых металлоносных отложениях колчеданных месторождений Урала на основании изотопных данных углерода. Изотопный анализ проводился с использованием масс-спектрометра Delta+ Advantage, фирма Thermo Finnigan. В качестве лабораторного стандарта использовался NBS 19 (TS-limestone). Точность измерения величины $\delta^{13}C$ ±0.1 ‰, PDB. Результаты анализов показаны в таблице.

Карбонаты в процессах формирования оксидно-железистых отложений являются наиболее мобильными: их образование и преобразование наблюдается практически на всех стадиях их формирования. Из результатов анализов видно, что распределение величин $\delta^{13}C$ в них варьирует в пределах от –5.78 до +5.64 ‰, PDB (табл.).

Таблица

Изотопный состав $\delta^{13}C$ кальцита из оксидно-железистых отложений колчеданных месторождений Урала

№ п/п	№ обр.	$\delta^{13}C$ ‰, PDB	Месторождения
1	5156-178.9	–0.64	Талганское
2	Yu-12-122-4b-1	–0.33	Юбилейное
3	Yu-12-122-4b-2	–0.88	–“–
4	Yu-12-126-1	–0.33	–“–
5	Уз-20	–0.40	Узельгинское
6	Стаб-1	–0.24	–“–
7	Т-1	–5.40	Талганское
8	Al/08-04	–5.00	Александринское
9	2072-01	–4.70	Ново-Сибайское
10	Yu-12-16	–5.79	Юбилейное
11	Мол-08-2/2	–5.93	Молодежное
12	Yu-12-103	+4.64	Юбилейное
13	Т-08	+2.54	Талганское
14	Т-08-1	+2.11	–“–
15	Т-4	+3.23	–“–
16	XIX	+3.45	им. XIX Партсъезда
17	Т-08/3	+2.71	Талганское

Примечание. 1 – обломки из пиритизированной гематит-кварцевой породы, 2–4 – прослои с фаунистическими остатками, 5–6 – криноидеи, 7–8, 11 – надрудные слоистые карбонат-гематит-кварцевые породы с трубчатыми организмами, 9 – осевая часть трубок вестиментифер [Масленников, 1999], 10 – пиритовая биоморфная руда, 12–13 – скопления кристаллического кальцита, 14–15 – секущие кальцитовые прожилки; 16–17 – карбонат-гематитовые прослои.

Обломочный карбонатный материал сложен микритом, и часто наблюдается его замещение тонкодисперсными гематит-кварцевыми агрегатами. Обломки имеют изометричную форму, изъеденные края, их размер варьирует от мельчайших до крупных (1–2 см). Часто в составе такого карбонатного материала присутствует примесь Mn, Ba, Sr, Zn [Maslennikov et al., 2012], характерная для надрудных известняков на месторождениях. Для обломочного карбонатного материала наблюдается близкое сходство значений параметров $\delta^{13}C$ (–0.64 ‰, PDB) с органогенными известняками [Галимов, 1968]. Такие же значения $\delta^{13}C$ характерны для карбонатного материала, образующего тонкие прослои в гематит-кварцевых породах. При этом в микритовой частично перекристаллизованной массе обломков и слоев устанавливается присутствие фрагментов раковин брахиопод и члеников криноидей. Для сравнения, изотопный состав углерода кальцита из кораллово-брахиоподовых известняков надрудной толщи Ново-Сибайского месторождения составляет +2 ‰, PDB [Масленников, 1999]. Снижение величины $\delta^{13}C$ в данном случае могло возникнуть во время диагенетического изменения осадков как следствие нестабильности концентрации углекислотно-водных иловых растворов при формировании оксидно-железистых отложений.

Значения $\delta^{13}C$ кальцита раковин организмов в исследованных образцах попадают также в пределы значений $\delta^{13}C$ известняков (–0.24... –0.40 ‰, PDB). Известно, что гетеротрофные организмы, использующие в качестве источника энергии и строительного материала клеток готовые органические соединения, не производят дополнительного разделения изотопов, и значения $\delta^{13}C$ раковин и их мягких тканей практически близки [Keith et al., 1964]. Например, постоянный изотопный состав углерода имеют фораминиферы: от +0.02 до +0.36 ‰ [Gross, 1964], брахиоподы +0.43 ‰ [Compston, 1960] и др. Причиной этому служат обменные реакции между выделяющимся в результате метаболизма CO_2 и растворенным в морской воде бикарбонатом кальция. Если бы кальцит раковин являлся продуктом метаболизма организмов, изотопный состав его углерода был бы близок к изотопному составу органического вещества.

Были исследованы околорудные железисто-кремнистые породы *с раковинами тентакулитов и фоссилизированными «трубчатыми организмами»,* сложенными марганцовистым кальцитом (с содержанием MnO до 4.26 мас. %) и содержащими внутри раковин или в основной гематит-кварцевой массе сфероидальные комочки железистого хлорита, гематита, скопления апатита, рутила и иллита [Аюпова, Масленников, 2012]. Трубчатые организмы в подобных отложениях могут быть аналогами полихет современных и древних пригидротермальных систем [Juniper et al., 1992; Little et. al., 1999], но с диаметром трубок меньшего размера. «Сотовая» микроотдельность внутри трубок [Аюпова, Масленников, 2012] характерна для трофосомы трубчатых червей, содержащей внутриклеточные симбиотические хемоавтотрофные бактерии [Felbeck, 1981]. Кроме того, в основной гематит-кварцевой массе пород в ассоциации с трубчатыми организмами наблюдаются обильные нитевидные и сферические бактериоморфные структуры. Результаты изотопного анализа в пробах показывают, что значения $\delta^{13}C$ ниже –5 ‰, PDB. Дефицит изотопа ^{13}C в околорудных железисто-кремнистых отложениях мог образоваться при разложении органического вещества и, предполагается, что карбонаты образовывались позднее в осадке, но, вероятно, до полной его консолидации. Такие же значения $\delta^{13}C$ характерны для кальцита биоморфных колчеданных руд Юбилейного месторождения (–5.79 ‰, PDB) и кальцита из осевой части трубок вестиментифер Ново-Сибайского месторождения –

4.60 ‰ [Масленников, 1999] на Южном Урале. Более ранними исследованиями установлено, что изотопный состав углерода кальцита кварц-хлорит-гематитовых госсанитов Молодежного месторождения составляет –19.6 ‰, что может свидетельствовать об участии бактерий в субмаринных процессах окисления колчеданных руд [Масленников, 1999]. Установлено, что для железистых образований значение $\delta^{13}C$ – 22 ‰ характерно для образцов с обильными бактериоморфными структурами, а значение $\delta^{13}C$ –4.4 % – для образцов, где бактериоморфные структуры плохо сохранены [Kennedy et al., 2010].

Аутигенные карбонаты разного состава образованы на различных стадиях гальмиролиза и диагенеза. Установлено, что в открытой системе удаление CO_2 всегда благоприятствует локальному повышению pH и, как следствие, коррозии кварца, каркасных силикатов и новому аутигенному карбонатонакоплению [Япаскурт, 1999]. Часто участки, сложенные такими карбонатами, обособлены, и обычно карбонаты ассоциируют с новообразованными баритом, апатитом, лейкоксеном, минералами РЗЭ. Кроме того, в гематит-кварцевых породах встречаются кальцитовые прожилки, которые секут гематит-кварцевые слои или иногда развиваются по контактам слоев. Для таких поздних кальцитовых образований характерно утяжеление значения $\delta^{13}C$ до +5 ‰, PDB. Вероятно, в этих условиях переотложение карбонатного материала в виде вторичных карбонатов происходило за счет разложения известняков или в результате растворения и переотложения известковых скелетных остатков, а величина $\delta^{13}C$ карбонатов сопровождалась незначительным повышением изотопных отношений углерода.

Таким образом, распределение величин $\delta^{13}C$ в карбонатах оксидно-железистых отложений колчеданных месторождений Урала значительно варьирует и отражает различную степень участия осадочных карбонатов и железоокисляющих бактерий при фракционировании $\delta^{13}C$ и $\delta^{12}C$. Кроме того, изотопный состав углерода может свидетельствовать о степени преобразованности первичных осадков в постседиментационных процессах.

Работы поддержаны проектом УрО–СО РАН № 12-С-1010 и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № 14.740.11.1048).

Литература

Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Биоминерализация в железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 649–652.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Япаскурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Compston W. The carbon isotopic composition of certain marine invertebrates and coals from the Australien Permian // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1960. Vol. 18. № 1/2. P. 1–22.

Felbeck H. Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm Riftia pachyptila Jones (Vestimentifera) // Science. 1981. Vol. 213. P. 336–338.

Gross M. G. Variations in the O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of diagenetically altered limestones in Bermuda Islands // Journal of Geology. 1964. Vol. 72. № 2. P. 170–174.

Juniper S. K., Fouquet Y. Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites // Canadian Mineralogist. 1988. Vol. 26. P. 859–869.

Keith M. L., Anderson G. M., Eichler R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964. Vol. 28. № 11. P. 1757–1786.

Kennedy C. B., Gault A. G., Fortin D. et al. Carbon isotope fractionation by sircumneutral iron-oxidizing bacterias // Geology, 2010. Vol. 38. P. 1087–1090.

Little C. T. S., Herrington R. J., Haymon R. M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan complex, San Rafael Mountains, California // Geology. 1999. Vol. 27. P. 167–170.

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Herrington R. J. et al. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

А. М. Гайфутдинова, А. Г. Пилюгин
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург
gayfutdinovaam@gmail.com

Особенности распределения элементов-примесей в дунитах Светлоборского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал)

(научный руководитель проф. В. Г. Лазаренков)

Светлоборский массив ультраосновных пород – один из крупнейших россыпеобразующих массивов Платиноносного пояса Урала. Исследования Н. К. Высоцкого, К. К. Золоева, О. К. Иванова, Н. Д. Толстых, Ю. М. Телегина и др. дали возможность составить картину геологических, петрографических и металлогенических особенностей массива, однако его петрохимическая специфика, в частности, распределение элементов-примесей в дунитах остаются практически неизученными.

В ходе исследования опробовались серпентинизированные дуниты Светлоборского массива, главным образом, в районе Высоцкого рудопроявления. Пробы анализировались на широкий круг элементов в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Петрогенные элементы определялись рентгеноспектральным силикатным анализом, микроэлементы – масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой, элементы платиновой группы – пробирным анализом с последующим определением методом атомно-эмиссионой спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Полученные данные обрабатывались с использованием методов математической статистики, а также сравнивались с родственным по генезису Нижнетагильским массивом по данным [Ланда, Лазаренков, 1990; Шмелев и др., 2010].

Краткая геологическая характеристика. Светлоборский базит-ультрабазитовый концентрически-зональный массив является составной частью Платиноносного пояса Урала. Он состоит из дунитового ядра, сложенного среднезернистыми и мелкозернистыми разностями. Периферическая часть представлена тонкозернистыми дунитами, которые сменяются клинопироксенитовой «оторочкой». Залегает массив среди зеленокаменных сланцев ордовикского возраста. Особенностями Светлоборского массива являются многочисленные дайки пироксенитов, горнблендитов и иситов, с которыми связаны повышенные концентрации платиноидов, а также широкое

развитие пневматолитово-гидротермальных образований [Телегин и др., 2009]. Породы массива в той или иной степени подвержены серпентинизации, доходящей до 60 % и в среднем составляющей порядка 35 % [Иванов, 1997]. Хотя массив относится к зональным массивам Урало-Аляскинского типа, благороднометальная минерализация приурочена не к хромитовым типам руд, как на Нижнетагильском массиве, а как показано Ю. М. Телегиным с соавторами [2009], к многочисленным контактам даек. Хромитовые сегрегации на Светлоборском массиве встречаются крайне редко.

Результаты исследования. Данные о распределении элементов-примесей приведены в таблице. Рассмотрены элементы группы Fe (V, Cr, Ni), транзитные (Cu, Zn), крупноионные литофильные (Sr, Ba, Ce), высокозарядные (Y, Zr, Ti) и редкоземельные (РЗЭ: легкие – La-Nd, средние – Sm-Ho, тяжелые – Er-Lu) элементы (табл.).

Таблица

Средние содержания микроэлементов в дунитах Светлоборского массива, г/т

	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Y	Zr	Ti	La	Ce
$\bar{x}$	45.65	3297.78	820.79	13.77	54.08	33.08	5.48	2.40	5.94	535	1.16	2.68
ś	52.25	2174.73	274.24	7.43	21.16	44.39	2.40	2.88	4.28	692	1.07	3.03
	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
$\bar{x}$	0.47	2.18	0.52	0.15	0.57	0.07	0.43	0.08	0.26	0.04	0.23	0.04
ś	0.47	2.50	0.63	0.18	0.67	0.09	0.53	0.10	0.28	0.04	0.26	0.04

Примечание. $\bar{x}$ – среднее значение по 7 пробам; ś – стандартное отклонение.

Для выявления геохимической специфики дуниты Светлоборского массива были сравнены с примитивной мантией [McDonough, 1990], а также с дунитами родственного Нижнетагильского массива, не подвергшегося широкому внедрению дайковых тел и метасоматической обработке (рис. 1).

Элементы группы Fe и транзитные элементы характеризуются субмантийным распределением. Содержания Cr, Ni, Cu и Zn стабильны во всех пробах, в то время как содержания V сильно варьируют (от 7.0 до 146.2 г/т, ś = 52.2 при $\bar{x}$ = 45.6 г/т). Содержания высокозарядных элементов в дунитах также значительно варьируют: Y – от 0.3 до 4.0 г/т (ś = 2.9 при $\bar{x}$ = 2.4 г/т), Zr – от 2.1 до 8.8 г/т (ś = 4.3 при $\bar{x}$ = 5.9 г/т) и Ti – от 29.9 до 1858 г/т (ś = 691.9 при $\bar{x}$ = 535.1 г/т). При мантийном содержании Ti, Zr и Y характеризуются пониженными концентрациями.

Среди крупноионных литофильных элементов (LILE), в свою очередь, отмечается широкая вариабельность Sr (1.2–93.4 г/т; ś = 44.4 при $\bar{x}$ = 33.1 г/т) при относительно постоянных значениях Ba. Дуниты Светлоборского массива обеднены LILE относительно примитивной мантии. Все элементы группы РЗЭ характеризуются крайне неравномерными концентрациями и высокой дисперсией в выборке. Можно отметить, что содержания элементов группы легких редких земель (в сумме 6.5 г/т) значительно преобладают над концентрациями средних (1.83 г/т) и тяжелых РЗЭ (0.55 г/т). В то же время, на рис. 2 наблюдается небольшая асимметрия нормированных спектров, связанная со слабой обедненностью легкими РЗЭ, в частности, La и Ce, относительно средних и тяжелых. В целом, распределение РЗЭ – субмантийное.

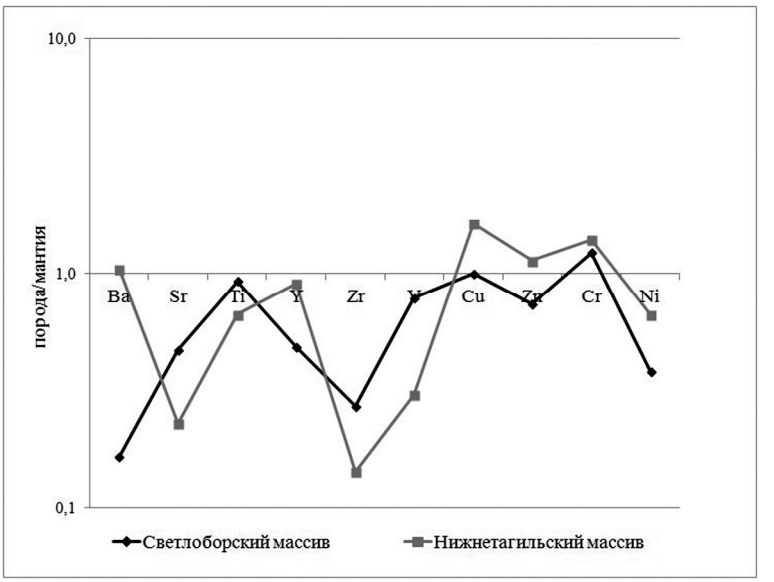


Рис. 1. Диаграмма нормированных к составу примитивной мантии [McDonough, 1990] содержаний элементов-примесей в дунитах Нижнетагильского [Ланда, Лазаренков, 1990] и Светлоборского массивов.

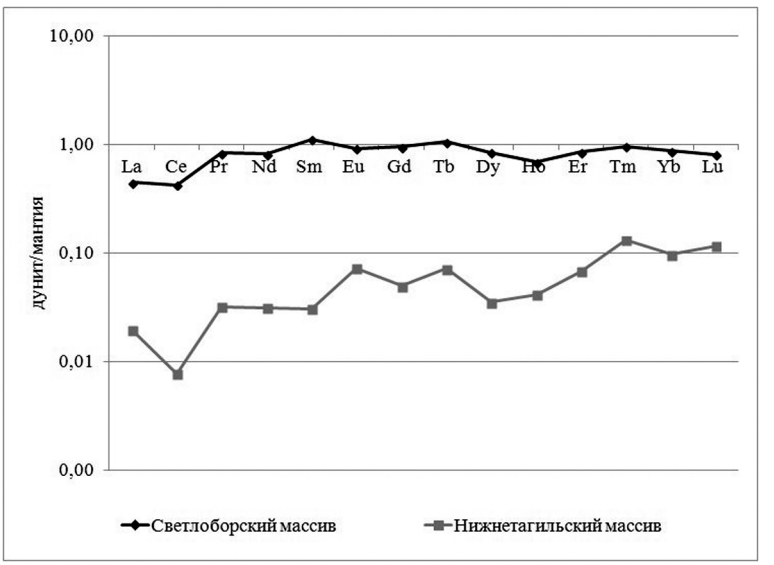


Рис. 2. График распределения РЗЭ, нормированных к составу примитивной мантии [McDonough, 1990], в дунитах Нижнетагильского [Шмелев и др., 2010] и Светлоборского массивов.

Сравнение в распределении микроэлементов в дунитах Светлоборского и Нижнетагильского массивов позволяет выявить закономерности, связанные с тем, что при относительно схожем характере поведения элементов-примесей в обоих массивах, концентрации их отличны друг от друга. Так, среди элементов группы Fe

только содержания хрома близки исходным. При этом концентрации V в дунитах Нижнетагильского массива заметно ниже (17 г/т), а Ni – выше (1433 г/т) относительно Светлоборского.

Транзитные элементы ведут себя сходным образом, однако их концентрации на Нижнетагильском массиве выше мантийных. Кроме того, последний значительно обогащен Ba (34.4 г/т) и обеднен Sr (11.2 г/т). Транзитные элементы характеризуются сходным поведением и общей обедненностью по сравнению со Светлоборским массивом, за исключением Y, концентрации которого близки к мантийным (4 г/т). Содержание РЗЭ в дунитах Нижнетагильского массива на порядок меньше мантийного. Сильнее проявлена асимметрия нормированных спектров, выраженная в обедненности легких РЗЭ относительно средних и тяжелых. Отмечается слабый отрицательный пик Ce, который для дунитов Светлоборского массива едва различим.

Среди зависимостей, выявленных при корреляционном анализе данных по дунитам Светлоборского массива, прежде всего, обращает на себя внимание полное отсутствие значимых коэффициентов корреляции Cr с другими элементами. Fe, Mn, Mg, Ni характеризуются сильными положительными коэффициентами корреляции друг с другом (парный коэффициент корреляции r = +0.97 при значимом коэффициенте корреляции 0.75 для 95%-ой вероятности, 7 анализов) и сильными отрицательными – с Si (r = –0.97), Ti (r = –0.95), Al (r = –0.77), щелочами (r = –0.87), Ca (r = –0.85), а также со всей группой редких земель (r до –0.93). РЗЭ, в свою очередь, характеризуются преимущественно средними (до –0.92) отрицательными связями с элементами группы Fe (Mn, Fe, Co, Ni) за исключением V, с которым коэффициент корреляции достигает –0.99. Транзитные элементы с РЗЭ значимых коэффициентов корреляции не обнаруживают. Из группы крупноионных литофильных элементов хорошую положительную связь с РЗЭ показывают Sr (r = +0.96) и Ba (r = +0.88); Rb коррелируется с легкими РЗЭ (r = +0.94), Cs не коррелируется вовсе. Из группы высокозарядных элементов практически все не связаны с РЗЭ, за исключением Ti (r = +0.99) и Y (r = +0.99).

Обсуждение и выводы. Дуниты Светлоборского массива характеризуются мантийными содержаниями РЗЭ, элементов группы Fe (кроме Ni) и транзитных элементов. Они обеднены крупноионными литофильными элементами, что может указывать на их вынос при гидротермально-метасоматических изменениях дунитов, и высокозарядными элементами, являющимися некогерентными для ультрамафитового расплава и указывающими на состав источника. Относительно Нижнетагильского массива они обогащены большей частью элементов-примесей, за исключением Ba, Y, Ni и транзитных элементов. В обоих массивах наблюдается отрицательная аномалия Ce, которая сильнее проявлена для Нижнетагильских дунитов. Это свидетельствует об избирательном выносе элемента вследствие его повышенной по сравнению с другими лантаноидами растворимостью в гипергенных растворах в процессе выветривания и, следовательно, большей степени выветривания пород Нижнетагильского массива.

Высокий уровень РЗЭ в дунитах Светлоборского массива относительно Нижнетагильского, а также мантийный характер распределения позволяют предполагать, что в процессе вторичных изменений лантаноиды вели себя как подвижные компоненты. Другими словами, микроэлементы в дунитах Светлоборского массива подвергались перераспределению в ходе наложенных процессов (внедрения пироксенитовых, горблендитовых и иситовых даек). Этот вывод подтверждается данными И. А. Готтмана и Е. В. Пушкарева [2009], которые привели повышенные почти на порядок относительно примитивной мантии содержания и аналогичный дунитам

характер распределения микроэлементов в горнблендитах Светлоборского массива. Причем положительное влияние указанные процессы оказывали на накопление преимущественно редкоземельных элементов.

Литература

Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М., 1976. 265 с.

Готтман И. А., Пушкарев Е. В. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера. 2009. № 2. С. 78–86.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УГГГУ, 1997. 488 с.

Ланда Э. А., Лазаренков В. Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // Записки ВМО. 1990. Ч. CXXVII. № 4. С. 38–50.

Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушинского массивов Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.

Шмелев В. Р., Пушкарев Е. В., Аникина Е. В. Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив и его платиновые месторождения // Путеводитель геологических экскурсий к XI Всероссийскому петрографическому совещанию. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 38–58.

McDonough W. F. Constrains of the composition of continental litospheric mantle // Earth Planetary Science Letters. 1990. Vol. 101. № 1. P. 1–18.

С. О. Савельев

Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
serg.savelev@gmail.com

Минералогия железо-марганцевых пород горы Сагыл-Тау, Южный Урал

(научный руководитель Е. Н. Перова)

Участок Сагыл-Тау расположен в составе Сибайского рудного поля в пределах Магнитогорского палеовулканического пояса. В изучаемом районе выделяются девонские толщи: дацитовая вулканокластическая карамалыташской свиты и флишоидная вулканогенно-осадочная улутауской свиты [Серавкин, 1997]. Железо-марганцевая минерализация участка Сагыл-Тау была обнаружена при проведении поисковых работ на выявление новых перспективных районов медноколчеданного оруденения в Башкортостане [Прокин, 2000]. Железо-марганцевые породы приурочены к кремнистой пачке бугулыгырского горизонта, залегающей на контакте этих свит. Предполагается, что на участке располагается самостоятельный вулканический центр, в котором ниже железо-марганцевой минерализации может быть встречено сульфидное оруденение [Прокин, 2000].

Железо-марганцевая минерализация, приуроченная к кварц-гематитовым породам, на участке была вскрыта канавами глубиной до 1 м. Исследуемые образцы

были предоставлены Е. Н. Перовой. В распоряжении автора была коллекция, состоящая из 16 образцов. Целью работы является минералого-петрографическое исследование железо-марганцевых пород участка Сагыл-Тау. В процессе работы были выделены основные минеральные агрегаты, слагающие породы, диагностированы породообразующие и акцессорные минералы, изучен их химический состав.

Гематит-кварцевые породы, являющиеся вмещающими для железо-марганцевых образований, представляют собой мелкозернистую породу вишнево-красного и темно-бордового цвета глобулярной, сферолитовой, иногда мозаичной структуры и брекчиевидной, пятнистой текстуры с многочисленными прожилками кварца. По структурно-текстурным признакам и минералого-геохимическим особенностям эти породы относятся к джасперйтам, широко представленным в марганцеворудных областях Южного Урала [Теленков, Маслеников, 1995].

Микроскопически порода образована сферолитовыми и глобулярными агрегатами кварц-гематитового состава, которые сцементированы мелкозернистой (0.004–0.011 мм) кварцевой массой, с отдельными небольшими (0.009–0.04 мм) чешуйчатыми выделениями гематита. Сферолиты кремнезема имеют необычное «крестообразное» погасание, соответствующее погасанию аморфных веществ, вследствие чего было сделано предположение, что это – агрегаты халцедона.

Железо-марганцевые породы представляют собой массивные мелкозернистые породы и сложены несколькими типами агрегатов. Кварц-гранатовый агрегат образует прослои мощностью 0.5–0.6 мм коричневатых цветов, изменяющихся в зависимости от вариаций состава. В состав этого агрегата также входит эгирин. Кварц-гематитовый агрегат красновато-коричневатых цветов слагает основную массу пород, где гематит образует отдельные скопления в общей мелкозернистой массе кварца. Длина пластинчатых выделений гематита в таких агрегатах не превышает 0.04–0.05 мм. Эгирин образует разноориентированные чешуйчатые скопления в кварце. Кварц в ассоциации с эгирином более крупнозернистый, чем кварц, составляющий основную массу породы. В виде отдельных зерен в состав этого агрегата входит гранат. Кварц-баритовый агрегат редко встречается в общей массе породы, в основном, он заполняет мелкие прожилки и поры. В подчиненных количествах в составе этого агрегата диагностированы зерна эгирина и криптомелана. Криптомелановый агрегат встречается в приповерхностной части породы и слагает прожилки, секущие всю массу породы. В состав агрегата входит кварц и барит.

В породах диагностированы кварц, гематит, криптомелан, андрадит, эгирин, барит, альбит, апатит.

Кварц является основным породообразующим минералом железо-марганцевых пород. Можно выделить несколько его модификаций. Наиболее часто встречающаяся мелкозернистая разновидность кварца слагает основную массу породы. Более крупнозернистый кварц второй генерации образует отдельные округлые пятна в основной массе породы. Кварц третьей генерации встречается в прожилках и порах в виде скоплений отдельных, относительно крупных кристаллов кварца размером 0.05–0.14 мм.

Гранат во всех агрегатах представлен андрадитом (табл. 1). Он образует округлые выделения в породе, размер которых не превышает 0.02 мм. В шлифе андрадит имеет желтоватый оттенок, изотропен.

Эгирин в шлифах представляет собой желтовато-коричневые кристаллы таблитчатых, игольчатых выделений (0.03–0.08 мм). Химический состав эгирина представлен в таблице 1.

Таблица 1

Химический состав и кристаллохимические формулы минералов железомарганцевых пород

Компоненты, мас. %	Андрадит						Эгирин					Криптомелан	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	36.61	36.71	37.37	37.60	36.14	35.78	54.36	52.84	53.53	54.13	53.57	0.89	4.38
TiO_2	0.00	0.23	0.00	0.34	0.11	0.27	0.00	0.00	0.00	0.28	0.26	0.00	0.00
Al_2O_3	5.82	6.95	6.68	6.25	5.45	6.81	0.58	0.70	0.56	1.03	0.41	0.86	0.00
Fe_2O_3	21.45	20.01	20.56	20.45	22.83	20.72	26.45	26.89	26.07	26.81	26.81	0.00	2.77
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	1.43	1.38	0.59	0.57	0.00	0.00
MnO	7.65	8.34	8.08	8.04	7.40	8.36	2.66	2.86	3.29	3.04	3.35	93.63	89.97
CaO	28.46	27.70	27.30	27.33	28.08	28.05	3.83	4.15	4.87	3.22	3.76	1.06	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.19	11.13	10.30	10.90	11.27	0.48	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.08	2.88
Сумма	99.99	100.01	99.99	99.99	100.01	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.09	100.00	100.00
Кристаллохимические коэффициенты													
Si	3.03	3.03	3.09	3.11	3.01	2.96	2.08	2.02	2.06	2.09	2.06	0.03	0.16
Ti	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al^{IV}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{VI}	0.57	0.68	0.65	0.61	0.53	0.62	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.10	0.00
Fe^{3+}	1.34	1.24	1.15	1.15	1.43	1.29	0.64	0.77	0.60	0.56	0.66	0.00	0.21
Fe^{2+}	0.00	0.00	0.13	0.12	0.00	0.00	0.12	0.00	0.12	0.22	0.12	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.08	0.03	0.06	0.00	0.00
Mn^{4+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.55	7.55
Mn^{3+}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn^{2+}	0.53	0.58	0.57	0.56	0.52	0.57	0.08	0.08	0.11	0.10	0.11	0.31	0.08
Ca	2.53	2.46	2.42	2.42	2.50	2.49	0.16	0.17	0.20	0.13	0.16	0.11	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.83	0.77	0.81	0.84	0.09	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.38

Примечание. Анализы 1–12 выполнены в лаборатории ИГГД РАН на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Аналитик О. Галанкина. Анализ 13 выполнен в лаборатории ресурсного центра микроанализа СПбГУ на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. Аналитик С. Савельев.

Барит в шлифах образует отдельные мелкие прозрачные зерна с ясно видимой спайностью. Состав барита, как правило, соответствует стехиометрической формуле этого минерала, но иногда минерал содержит незначительные примеси железа, кальция и марганца.

Криптомелан представлен мелкозернистыми выделениями серо-черного цвета с металлическим блеском. Химический состав криптомелана приведен в таблице 1.

В качестве акцессорных минералов в породе диагностированы альбит, апатит и арсенат сложного состава, содержащий в больших количествах иттрий. Размер зерен альбита не превышает 0.01 мм. Апатит образует редкие выделения в породе и диагностируется только при микрозондовых исследованиях. Арсенат иттрия встречается в виде мелких включений размером 5–7 мкм, рассеянных в общей массе породы. Его химический состав представлен в таблице 2. Точная диагностика этого минерала затруднена из-за его малых размеров. Можно предположить, что арсенат иттрия является минералом черновитом, однако рассчитать его формулу не удалось из-за сильной вариативности состава.

В породах также встречаются относительно небольшие (0.01–0.02 мм) выделения Fe-Mn силиката, которые, как правило, входят в состав прожилков, сложенных криптомеланом. По результатам рентгенофазового анализа можно предположить, что минерал относится к слоистым силикатам.

Таким образом, изученные породы сложены преимущественно железистыми минералами. Марганцевая минерализация представлена криптомеланом и, пока не диагностированным, железо-марганцевым силикатом. При этом марганцевые минералы часто концентрируются в поздних прожилках, секущих основную массу породы.

Таблица 2

Химический состав арсената иттрия (мас. %)

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5
As_2O_3	57.02	54.97	43.76	39.19	45.00
Y_2O_3	21.83	23.11	40.85	41.14	41.64
V_2O_5	1.66	1.39	2.25	2.80	2.87
Nd_2O_3	3.32	3.29	0.00	4.50	3.55
Sm_2O_3	3.44	4.00	0.00	0.00	0.00
Eu_2O_3	0.00	2.09	0.00	0.00	0.00
Gd_2O_3	6.12	2.82	6.51	0.00	6.95
Dy_2O_3	3.28	5.03	4.15	4.69	0.00
P_2O_5	0.00	0.00	2.49	0.00	0.00
Al_2O_3	0.00	0.00	0.00	2.89	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	3.87	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.08	100.01

Примечание. Анализы 1 и 2 выполнены в лаборатории ИГГД РАН на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Аналитик О. Галанкина. Анализы 3–5 выполнены в лаборатории ресурсного центра микроанализа СПбГУ на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. Аналитик С. Савельев.

Литература

Прокин В. А. Перспективы территории Башкортостана на медноколчеданные руды // Материалы научн. конф. «Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков». Уфа, 2000. С. 53–57.

Серавкин И. Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.

Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.

М. Н. Анкушев[1], В. В. Зайков[1], В. А. Котляров[1], М. Е. Романенко[2], Е. И. Чурин[1]

[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

ankushev_maksim@mail.ru

[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс

Акцессорные хромшпинелиды и сульфиды в гипербазитах месторождения Владимир (Варшавский рудный район, Южный Урал)

Месторождения и проявления хромитовых руд Варшавского рудного района расположены в восточной части одноименного гипербазитового массива на правом берегу р. Карагайлы-Аят. Нами исследовались хромшпинелиды месторождения Владимир, которое разрабатывалось в 1930-е и 1990-е годы [Савельев и др., 2008]. Целью работы является изучение состава акцессорных хромшпинелидов и сульфидов в разрезе рудовмещающих гипербазитов и сравнение их с хромшпинелидами рудных тел. Оптические исследования проводились на микроскопе Axiolab Carl Zeiss, состав включений установлен на электронных микроскопах Института минералогии УрО РАН РЭММА-202М и JEOL-733.

Акцессорные хромшпинелиды исследовались в серпентинитах, вмещающих рудные тела (рис.). В северо-восточном борту карьера на протяжении 40 м фиксируются три горизонта серпентинитов: 1) нижний (мощность 2–4 м) – бурые выветрелые; 2) средний – серо-зеленые аподунитовые (мощность 1–2 м); 3) верхний, сходный с нижним уровнем (мощность 1–3 м). Породы нижнего и верхнего горизонтов карбонатизированы и рассечены многочисленными прожилками магнезита мощностью 1–10 см. Горизонты полого падают на север.

Ранее на месторождении Владимир был изучен состав хромшпинелидов из двух рудных тел: пластообразного [Зайков и др., 2011] и жильного [Анкушев и др., 2012]. Первое залегает в кровле верхнего горизонта, и в его оставшейся от разработки части задокументирован разрез рудной пачки мощностью 0.6 м. Полосчатые руды сложены хромитами следующего состава (мас. %): Cr_2O_3 49–52; Al_2O_3 14–15; MgO 9–10; FeO 24–26; TiO_2 0.3–0.4; MnO 0.25–0.4. Жильное тело, секущее три горизонта, имеет мощность 1–2 м, вертикальную протяженность 6 м и сложено массивными и

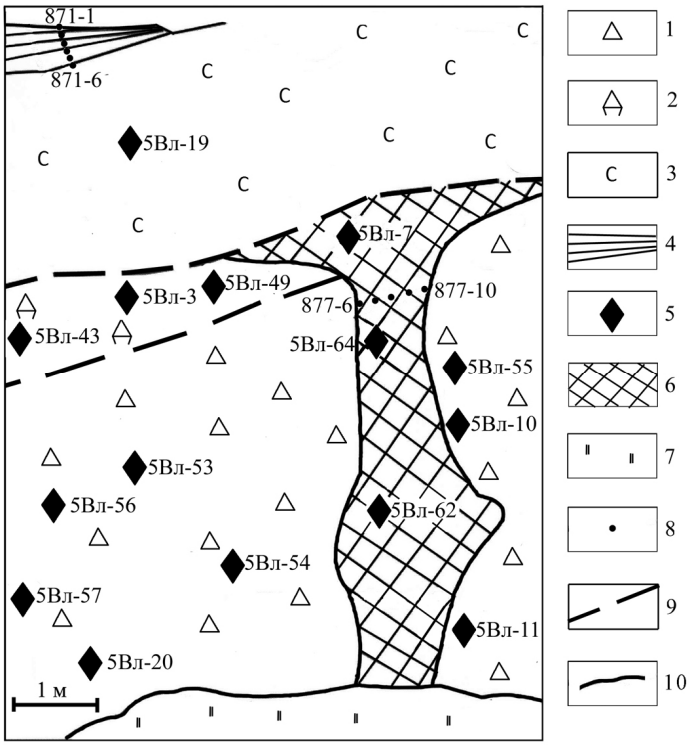


Рис. Схема фрагмента северо-восточного борта карьера месторождения Владимир.

1 – серпентиниты бурые выветрелые с жилами магнезита из первого горизонта, 2 – серо-зеленые аподунитовые серпентиниты из второго горизонта, 3 – серпентиниты выветрелые с жилами магнезита из третьего горизонта, 4 – пластообразное рудное тело, 5 – местоположение исследованных образцов, 6 – жильное рудное тело, 7 – осыпь, 8 – места отбора образцов в 2011 г., 9 – границы горизонтов, 10 – геологические границы.

густовкрапленными хромитовыми рудами. Состав хромшпинелидов близок к хромитам из полосчатых руд (мас. %): Cr_2O_3 48–52; Al_2O_3 14–18; MgO 10–14; FeO 18–23; MnO 0.2; TiO_2 0.3.

Различия в морфологии и строении акцессорных хромшпинелидов по разрезу серпентинитов не зафиксированы. Они имеют округлую, реже октаэдрическую форму, размер 0.1–0.5 мм, их количество составляет 1–3 %. По периферии зерен развита хроммагнетитовая кайма, иногда полностью замещающая хромшпинелид. Границы кайм резкие. На нижнем уровне присутствуют породы, в которых выделяются полосы сгущения вкрапленников до 30 % объема породы.

Проведенный микрозондовый анализ выявил различие в составе хромшпинелидов из серпентинитов разных горизонтов (табл. 1). Наиболее высокохромистыми являются хромпикотиты нижнего уровня (мас. %): Cr_2O_3 46–55; Al_2O_3 13–19; MgO 7–9.5; FeO 23–27; MnO 0.25–1; TiO_2 0.16–1. Они по составу соответствует хромитам из пластообразного и жильного рудных тел. Хромиты среднего и верхнего горизонтов являются низкохромистыми: Cr_2O_3 36–43; Al_2O_3 17–24; MgO 6–9; FeO 26–35; MnO 0.2–0.9; TiO_2 0.2–0.9. В акцессорных хромитах, в отличие от рудных, наблюдается примесь цинка 0.1–0.5 %.

Таблица 1. **Средний состав хромшпинелидов месторождения Владимир (мас. %)**

Место отбора		№ аншлифа	Кол-во анализов	Cr_2O_3	Al_2O_3	MgO	FeO	TiO_2	MnO	CoO	ZnO	Сумма
Пластообразное рудное тело		B-871-1-1	9	50.49	14.79	9.03	25.12	0.36	0.40	–	–	100.19
		B-871-1-2	8	50.17	14.21	9.28	26.04	0.30	0.42	–	–	100.41
		B-871-4-2	9	52.18	14.83	9.83	24.06	0.38	0.38	–	–	101.66
		B-871-5-1	9	49.47	15.23	9.95	24.22	0.39	0.25	–	–	99.50
Жильное рудное тело		877-6d	12	47.70	17.78	10.54	22.90	0.35	0.31	–	–	98.83
		877-7b	12	51.73	13.95	13.67	18.32	0.29	0.15	–	–	98.12
		877-8	12	52.18	14.31	12.72	19.40	0.31	0.18	–	–	99.10
		877-10b	12	51.41	15.91	13.49	18.58	0.39	0.16	–	–	99.92
Акцес-сорные	Горизонт 1	5вл10	24	53,80	13,31	7,78	23,94	0,44	0,37	–	–	99,65
		5вл11	21	49.24	16.95	8.97	23.65	0.55	0.37	–	–	99.73
		5вл57	11	48.64	17.18	7.95	24.75	0.36	0.37	–	0.30	99.54
		Cr-Mgt каймы	12	40.23	0.91	3.84	49.66	0.62	1.50	–	0.11	96.86
	Горизонт 2	5вл3	24	39.52	20.83	7.62	29.72	0.48	0.69	0.02	0.18	99.05
		5вл43	5	39,14	24,19	8.98	26.06	0,46	0,25	–	0,48	99,56
		Cr-Mgt каймы	8	31.42	0.33	2.04	62.91	1.07	0.90	–	–	98.83
	Горизонт 3	5вл19	34	40.95	20.43	8.24	28.24	0.43	0.47	0.07	0.10	98.93

Примечание. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН на приборах РЭММА 202М (аналитик В. А. Котляров), JEOL-733 (аналитик Е. И. Чурин). Здесь и далее: прочерк – не обнаружено.

Таблица 2. **Средний состав сульфидов из микровключений в хромшпинелидах месторождения Владимир**

№ аншлифа	Минерал	Кол-во анализов	Ni	Co	Fe	Zn	Cd	S	Сум-ма	Кристаллохимическая формула
5вл-12	Самородный Ni	3	94.55	–	–	0.46	4.98	–	100	Ni
5вл-64	Миллерит	2	65.05	0.01	1.1	–	–	33.90	100	$Ni_{1.05}Fe_{0.01}S$
5вл-7		15	62.38	0.28	1.70	–	–	35.25	99.61	$Ni_{0.97}Fe_{0.03}S$
5вл-55	Пентландит	1	45.43	1.45	20.77	–	–	31.83	99.49	$Ni_{6.24}Co_{0.2}Fe_3S_8$
5вл-62		1	44.18	–	22.33	–	–	33.33	99.84	$Ni_{5.79}Fe_{3.08}S_8$
5вл-64		1	42.29	0.42	23.9	–	–	33.39	100	$Ni_{5.54}Co_{0.05}Fe_{3.29}S_8$
5вл-11		1	39.91	0.21	27.08	–	–	32.21	99.41	$Ni_{5.42}Co_{0.03}Fe_{3.86}S_8$
5вл-20		1	39.26	0.44	26.08	–	–	34.22	100	$Ni_{5.02}Co_{0.06}Fe_{3.5}S_8$
5вл-7		3	35.81	5.00	25.73	–	–	33.45	100.00	$Ni_{4.67}Co_{0.65}Fe_{3.53}S_8$
5вл-53		1	34.14	1.65	30.55	–	–	32.03	98.37	$Ni_{4.66}Co_{0.22}Fe_{4.38}S_8$

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе РЭММА 202М (аналитик В. А. Котляров).

Хроммагнетитовая кайма имеет состав (мас. %): Cr_2O_3 35–47; Al_2O_3 0.1–2.5; MgO 2–8; FeO 42–57; MnO 0.6–3; TiO_2 0.2–1 (нижний горизонт) и Cr_2O_3 25–35; Al_2O_3 0.1–1; MgO 1.7–2.7; FeO 58–70; MnO 0.7–1; TiO_2 0.9–1.2 (средний, верхний горизонты). Вынос хрома составляет 10–20 %.

Акцессорные сульфиды установлены в виде микровключений в хромшпинелидах. Они представлены пентландитом и миллеритом. Пентландит образует зерна размером 5–10 мкм изометричной или пластинчатой формы. Состав минерала (мас. %): Ni 35–45; Fe 20–30; S 32–34 (табл. 2). Отмечена примесь Co до 5 мас. %. Миллерит образует более крупные агрегаты (до 80 мкм) пластинчатой формы, иногда в срастании с пентландитом. Состав миллерита (мас. %): Ni 61–65; S 35–36; примеси Fe до 3.3 мас. %, Co – до 0.9 мас. %. На контакте серпентинита и хромитовой жилы обнаружен самородный никель (Ni 93–96 мас. % с примесями Cd 4–6.5 мас. % и Zn 0.35–0.7 мас. %). Он образует удлиненные агрегаты размером до 8 мкм.

Ранее изученные минеральные включения в пластовых и жильных рудах представлены миллеритом, пентландитом, халькопиритом, никелином, лауритом и самородным золотом [Копырин и др., 2010; Зайков и др., 2011]. Отдельные зерна в пластовых рудах относятся к редкому минералу армалколиту $(MgFe)Ti_2O_5$, состав которого (мас. %): TiO_2 61; FeO 25; MgO 13. Он ассоциирует со скелетными кристаллами хромшпинелидов состава (мас. %): Cr_2O_3 58–62; Al_2O_3 4–6; MgO 6–7; FeO 26–27; MnO 0.1–0.4; TiO_2 0.4–0.9.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Установлена неоднородность состава акцессорных хромшпинелидов по разрезу тела рудовмещающих гипербазитов, которая заключается в более хромистых разностях в нижней части разреза (Cr_2O_3 48–49 мас. %) по сравнению с верхней частью разреза (Cr_2O_3 39–41 мас. %).

Более хромистые разности соответствуют по составу минералу жильных и пластовых руд.

2. Влияние гипергенеза на хромшпинелиды проявляется в образовании хроммагнетитовой каймы, из которой выносится 10–20 мас. % Cr_2O_3.

3. Акцессорные минералы в хромитах месторождения представлены миллеритом, пентландитом, халькопиритом, никелином, лауритом, самородным золотом и самородным никелем.

Работа поддержана междисциплинарным проектом 12-М-456-2024 и молодежным проектом УрО РАН. Авторы благодарны за помощь Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову.

Литература

Анкушев М. Н., Чурин Е. И., Зайков В. В. Хромшпинелиды Варшавского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 108–111.

Зайков В. В., Самойлова О. В., Юминов А. М., Белогуб Е. В. Лаурит и самородное золото в хромитовых рудах Варшавского рудного поля (Ю. Урал) // Минералогия Урала–2011. VI Всероссийское совещание. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 108–111.

Копырин И. С., Зайков В. В., Котляров В. А. Минеральные микровключения в хромитовых рудах Восточно-Варшавского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 103–107.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

О. А. Пискун
Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Минск
piskun_oleg@mail.ru

Геология и петрография рудоносной околовской серии верхнего архея (Беларусь)

(научный руководитель Н. В. Аксаментова)

Околовская серия распространена в кристаллическом фундаменте центральной части Беларуси. Впервые образования серии были выявлены в 1966–1971 гг. при проведении Баранавичской геолого-съемочной партией Управления геологии Беларуси (сейчас РУП «Белгеология») глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200 000. К ней была отнесена толща мелкозернистых гнейсов и сланцев, отличающихся от ранее известных пород фундамента. По составу она была подразделена на три свиты, позже толщи (снизу вверх): амфиболитовую, железорудную и гнейсовую [Стасевич и др., 1971], названные гуменовщинской, шашковской и яченской. Тогда же в ее пределах было открыто Околовское месторождение железистых кварцитов. Позже в этом районе проводилось глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000, и выполнялись геолого-поисковые, геологоразведочные и тематические работы, в которых принимало участие большое число исследователей (А. И. Стасевич, Г. Г. Доминиковский, А. И. Гришко, А. Б. Черняховский, А. М. Пап, Н. А. Корнилов, Л. Л. Шатрубов, И. В. Найденков, Н. В. Аксаментова, В. В. Солодилова и др.).

Однако, несмотря на огромное количество накопленного фактического материала, до настоящего времени не существует единой точки зрения относительно площади распространения серии, ее расчленения, состава слагающих ее толщ и возраста. Первоначально предполагалось, что околовская серия слагает одноименную грабен-синклиналь шириной 25–30 км, которая вытянута в северо-восточном направлении на 100–200 км и ограничена на западе Унеховским, а на востоке – Минским разломами (рис. 1). Позже предлагалось расширить объем серии за счет включения в нее 3–4 гнейсовых толщ, распространенных за пределами грабен-синклинали, либо, напротив, сократить объем, упразднив яченскую толщу, значительная часть пород которой оказалась продуктами гидротермально-метасоматического изменения гнейсов. Возраст околовской серии разными исследователями и в разные годы принимался либо как нижнепротерозойский, либо как верхнеархейский.

Учитывая металлогеническую значимость околовской серии, уточнение ее объема, латерального распространения и вещественного состава являлось одной из задач при выполнении отделом геологии и минерагении кристаллического фундамента БелНИГРИ работы по составлению геологической карты масштаба 1 : 200 000 кристаллического фундамента центральной части Беларуси. В этой работе принимал участие и автор данной статьи, занимаясь непосредственно околовской серией. В процессе исследований был пересмотрен и проанализирован накопленный за многие годы большой фактический материал, построены геологические колонки, выполнено микроскопическое изучение пород (около 2000 шлифов).

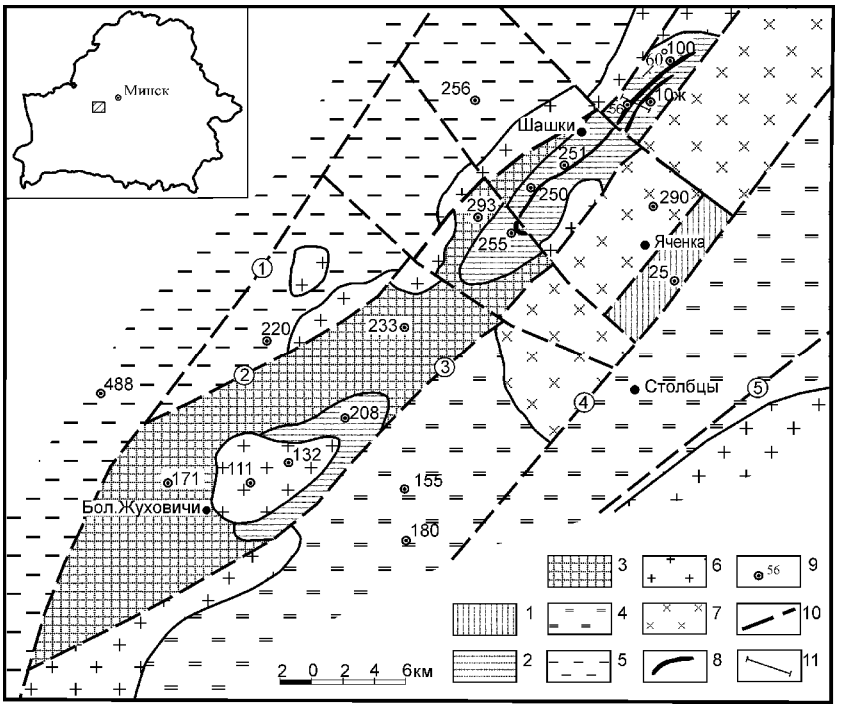


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района распространения околовской серии. Составлено по данным бурения Белорусской геологоразведочной экспедиции.

1–3 – околовская серия: яченская толща (1), шашковская свита (2), гуменовщинская свита (3); 4 – комплекс тоналитовых гнейсов (перетокская толша); 5 – комплекс гранулитовых гнейсов (рудьмянская серия); 6 – граниты (жуховичский и бобовнянский комплексы); 7 – плагиограниты (слаботкинский комплекс); 8 – горизонты железистых кварцитов; 9 – местоположение некоторых скважин и их номер; 10 – разломы (цифры в кружках: 1 – Ивенецкий; 2 – Унеховский; 3 – Рубежевичский; 4 – Яченский; 5 – Минский); 11 – линия разреза.

В результате проведенного исследования к околовской серии была отнесена толща, представленная разнообразными по минеральному составу мелко- и тонкозернистыми плагиогнейсами, амфиболовыми сланцами, амфиболитами с прослоями железистых кварцитов, локализованная в узкой (7–10 км) полосе между Унеховским и Рубежевичским разломами (см. рис. 1). Характерными особенностями околовской серии являются разнообразие петрографического состава пород, их частое, нередко весьма тонкое, субритмичное переслаивание, сравнительно слабая степень регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация), отсутствие мигматизации, что отличает ее от развитых к северу гранулитовых гнейсов (рудьмянская серия) и распространенных к югу интенсивно мигматизированных тоналитовых гнейсов (перетокская толща).

Заключенные между названными разломами образования околовской серии образуют синклинальную складку протяженностью 70 км с крутым (50–70°) падением пластов на северном крыле, ундулирующим шарниром и срезанным разломом южным крылом. В объемном отношении они соответствуют первоначально выделенным гуменовщинской и шашковской свитам [Стасевич и др., 1971]. Существова-

ние яченской толщи проблематично. Условно к ней отнесены измененные глиноземистые гнейсы, слагающие небольшой тектонический блок (см. рис. 1).

Гуменовщинская свита имеет существенно гнейсовый состав. В ее нижней части преобладают роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, содержащие прослои и пачки роговообманковых амфиболитов и амфиболовых сланцев. Породы имеют простой минеральный состав, включающий умеренно железистую роговую обманку паргасит-гастингситового типа, андезин, бурый биотит и акцессорные минералы (магнетит, сфен, пирит, апатит, изредка гранат). В верхней части толщи преимущественно распространены биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; изредка встречаются гранат-биотитовые плагиогнейсы. Мощность пластов плагиогнейсов варьирует от 3–5 до 20–30 м; видимая мощность свиты ориентировочно составляет 1700 м.

Шашковская свита согласно залегает на гуменовщинской свите. Ее мощность составляет около 1500 м. Сложена она часто переслаивающимися в разрезе куммингтонитовыми, роговообманково-куммингтонитовыми, жедритовыми, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами и микрогнейсами с мощностью отдельных пластов от 0.5–5.0 м до первых десятков метров. В подчиненном количестве среди них находятся прослои железисто-кремнистых и метакарбонатных пород.

Метакарбонатные породы присутствуют в ограниченном количестве (не более 2–3 % объема свиты). По минеральному составу среди них различаются силикатные мрамора и кальцифиры различного минерального состава (плагиоклаз-пироксен-карбонатные, эпидот-пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранат-амфибол-пироксеновые). Иногда встречаются магнетитсодержащие разности.

Железистые породы представлены железисто-силикатными, силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами и рудами. Им свойственна микрослоистая текстура, обусловленная чередованием существенно магнетитовых, силикатно-кварц-магнетитовых, силикатно-кварцевых и кварцевых прослоев мощностью от 1–2 мм до первых сантиметров. Они образуют три рудных горизонта, протягивающихся субпараллельно в северо-восточном направлении, и состоят из отдельных прослоев и линз, которые часто выклиниваются и расщепляются на более тонкие [Шатрубов, 1976]. Силикатные минералы в железистых кварцитах представлены клинопироксеном, куммингтонитом, роговой обманкой. Характерно присутствие апатита, чаще всего в виде тончайших слойков (0.1–0.3 мм) внутри магнетитовых прослоев. Наиболее богатые рудные залежи вскрыты профилем скважин № 56, 86, 92, 10ж, пробуренных в центре месторождения (рис. 2). Среднее содержание общего железа составляет 23.9 %. Запасы железной руды по категории $B+C_1$ составляют 140.8 млн т [Качанко, 2009].

По ассоциации и соотношению основных типов пород, их минеральному и химическому составу, текстурным особенностям, степени метаморфизма, линзовидной форме и условиям залегания рудных тел, имеющих небольшую и часто изменчивую мощность, низкую и среднюю продуктивность, околовская серия сходна с железорудными толщами зеленокаменных поясов верхнего архея (лопия). Наиболее близкими ее аналогами являются тундровская серия Кольского полуострова и гимольская серия западной Карелии. Корреляция с ними – это пока единственный критерий определения стратиграфического положения околовской серии, на основании которого ее возраст может быть определен как верхнеархейский [Аксаментова, 2007].

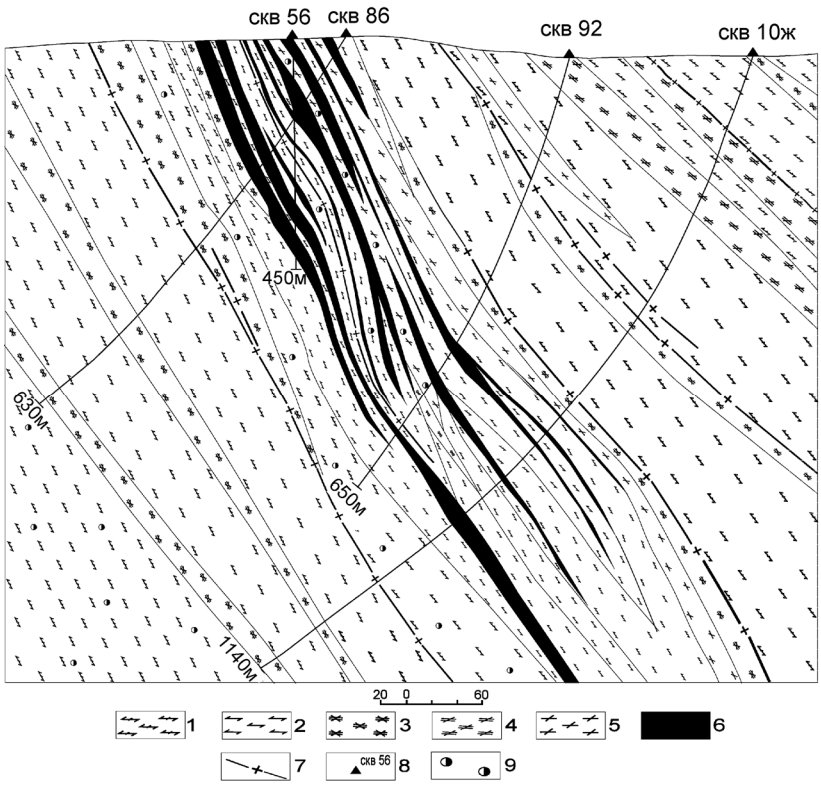


Рис. 2. Геологический разрез околовской серии (по данным [Солодилова, 2006] с изменениями).

1 – плагиогнейсы биотит-роговообманковые; 2 – плагиогнейсы куммингтонитовые; 3 – амфиболиты роговообманковые; 4 – амфиболиты куммингтонит-роговообманковые; 5 – плагиогнейсы жедрит-куммингтонитовые; 6 – прослои железистых пород; 7 – граниты; 8 – номер скважины; 9 – вкрапленность граната.

Сходство околовской серии с близкими по геологическому строению и времени формирования рудоносными формациями Балтийского щита позволяет рассматривать ее в качестве одного из наиболее перспективных объектов кристаллического фундамента Беларуси для поиска не только железных руд, но также полиметаллов и золота. Все это позволяет сделать выводы, что потенциальные возможности околовской серии еще полностью не раскрыты.

Литература

Аксаментова Н. В. Железорудная околовская серия Беларуси – возрастной и формационный аналог железисто-кремнистых формаций лопия Восточно-Европейского кратона // Літасфера, 2007. № 1(26). С. 3–13.

Качанко Г. Б., Мох О. П. Отчет о результатах детальной разведки Околовского железорудного месторождения с попутной оценкой руды и вмещающих пород на золото Столбцовского района Минской области РБ, проведенной в 2007–2008 годах с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2009. Слуцк: БГРЭ, 2009ф. 340 с.

Солодилова В. В. Геолого-структурные особенности Околовского месторождения железистых кварцитов // Літасфера, 2006. № 1 (24). С. 45–55.

Стасевич А. И., Махнач А. С., Доминековский Г. Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии // Докл. АН БССР. 1971. Т. 15. № 11. С. 1017–1019.

Шатрубов Л. Л. Вещественный состав, метаморфизм и формационное положение железистых кварцитов Околовского месторождения Белоруссии / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, 1976. 20 с.

М. А. Рудмин
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск
rudminma@yandex.ru

Особенности осадочных отложений, вмещающих железные руды Бакчарского месторождения (Томская область)

(научный руководитель профессор В. Г. Ворошилов)

Под Бакчарским месторождением понимается широкая полоса верхнемеловых железоносных отложений, занимающая юго-восточную часть Западно-Сибирского железорудного бассейна [Бабин, 1969]. Месторождение находится в 250 км на северо-запад от г. Томска, и было открыто в 1957 г. при поисковых работах на железные руды с помощью колонкового бурения на линии Шегарка–Бакчар под руководством А. А. Бабина [1969]. Изучением литолого-фациальных особенностей, условий рудонакопления и минерального состава Западно-Сибирского железорудного бассейна во второй половине прошлого века занимались Н. Х. Белоус, Ю. П. Казанский, И. В. Николаева, А. Н. Кондаков. В результате их исследований были построены литолого-фациальные схемы и палеогеографические карты для рудных горизонтов всего Западно-Сибирского железорудного бассейна [Западно-Сибирский…, 1964]. Актуальность данной работы заключается в выявлении более детальных особенностей условий образования осадочных толщ, вмещающих перспективные оолитовые руды, конкретного месторождения. Для выяснения закономерностей распределения железных руд Бакчарского месторождения автор использовал фациальный анализ вмещающих осадочных отложений [Вылцан, 2002]. Главным результатом этих исследований является создание литолого-фациальных схем и выявление критериев поисков новых месторождений полезных ископаемых.

Автором осуществлялся комплексный анализ ранее опубликованных работ предшественников [Бабин, 1969; Западно-Сибирский…, 1964; Мазуров, 2006; Николаева, 1967; Пшеничкин, 2011], стратиграфических колонок скважин и разрезов в сопровождении с оптическими исследованиями образцов бакчарских руд. В дальнейшем создавались фациальные схемы определенных этапов развития рудных горизонтов (нарымского, колпашевского, бакчарского).

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям на месторождении были выделены следующие природные типы руд [Западно-Сибирский…, 1964; Мазуров, 2006; Николаева, 1967; Пшеничкин, 2011]:

– плотная гетит-гидрогетитовая руда с сидеритовым цементом;

– глауконит-гидрогетитовая с сидерит-лептохлоритовым цементом (рис. 1а);

– слабо сцементированная гидрогетит-лептохлоритовая с лептохлоритовым корковым поровым и базальным цементом;

– слабо сцементированная гидрогетитовая с базальным лептохлоритовым цементом (рис. 1б);

– слабо сцементированная гетит-гидрогетитовая с незначительным количеством гизингеритового, хлоритового или сидеритового корково-сгусткового цемента;

– слабо сцементированная перемытая рыхлая гидрогетитовая с базальным лептохлоритовым цементом.

Во всех выделенных типах руд рудные компоненты (оолиты) практически идентичны [Западно-Сибирский…, 1964; Николаева, 1967]. Главным отличительным свойством каждого типа руд является состав цемента, который в свою очередь и обуславливает степень их цементации.

По результатам анализа стратиграфических колонок, геологических разрезов и оптических исследований бакчарских руд, на основе классификации [Вылцан, 2002], автор выделил основные фации осадочных отложений, которым соответствуют определенные природные типы руд. Рыхлые руды с базальным гидрогетитовым цементом приурочены к фации песчаных пляжных отложений литоральной зоны, слабо сцементированные с лептохлоритовым, гизингеритовым и частично сидеритовым цементом – фации оолитовых песков переходной между неритовой и литоральной зоны и крепко сцементированные с сидеритовым цементом – фации песчано-алевритовых осадков неритовой зоны. При этом каждой отдельной фации отвечает определенная окислительно-восстановительная и кислотно-щелочная обстановка.

Установлено, что на фоне общего морского режима Западно-Сибирского железорудного бассейна в верхнемеловом периоде, формирование каждого рудного горизонта происходило в трансгрессивно-регрессивный цикл [Западно-Сибирский…, 1964]. На основе этих условий в бакчарском и колпашевском горизонте отмечается постепенное фациальное замещение крепко сцементированных руд слабо сцементированными и рыхлыми, что обусловлено непрерывной регрессией моря в один цикл.

В пределах Бакчарского месторождения нарымский рудный горизонт приурочен к кровле ипатовской свиты, колпашевский – к ганькинской свите, а бакчарский – к подошве люллинворской свиты. Для этих толщ автором построены фациальные схемы (рис. 2).

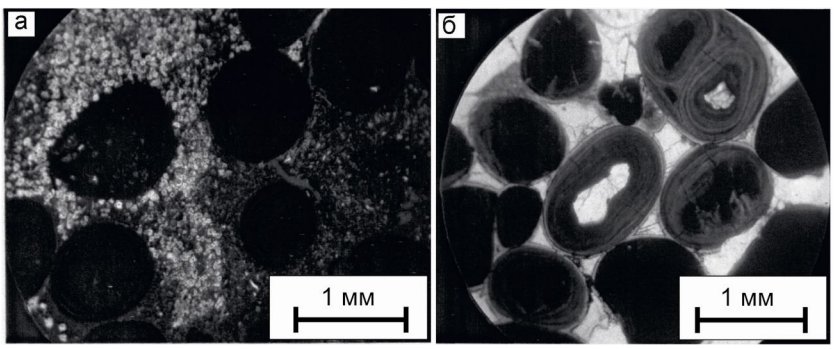


Рис. 1. Оолитовая гидрогетитовая руда с: а) сидерит-лептохлоритовым цементом; б) базальным лептохлоритовым цементом. Проходящий свет.

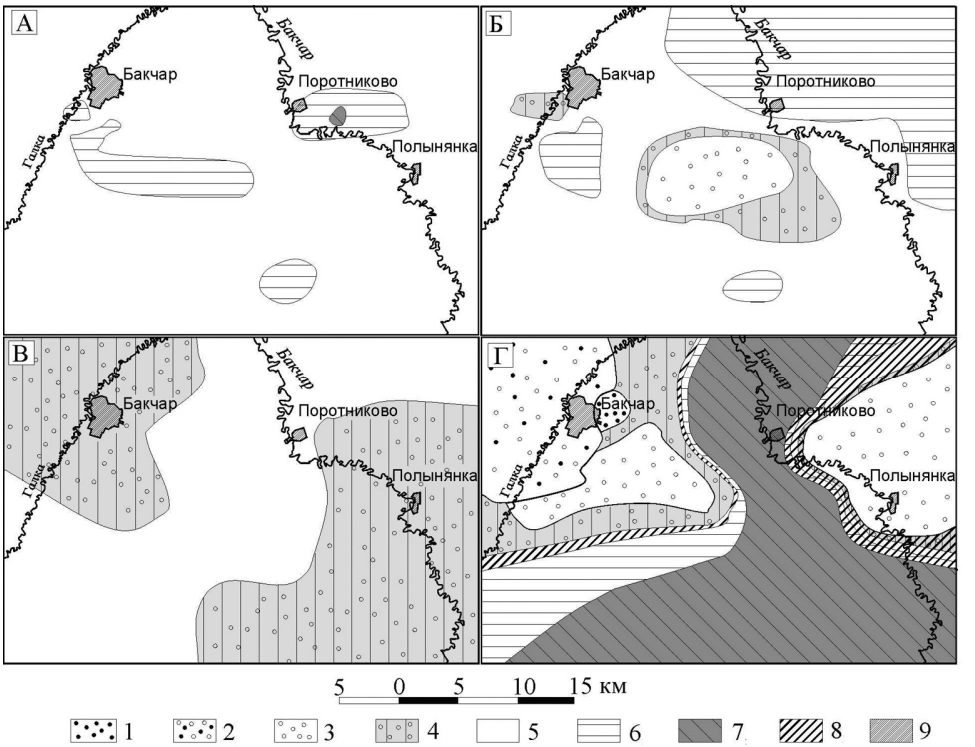


Рис. 2. Фациальные схемы осадочных отложений Бакчарского месторождения. А) кровля ипатовской свиты (нарымский рудный горизонт); Б) подошва ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); В) кровля ганькинской свиты (колпашевский рудный горизонт); Г) подошва люллинворской свиты (бакчарский рудный горизонт).

1 – фация песчаных пляжных отложений (до 40 м); 2 – фация переходная между песчаными пляжными отложениями и оолитовыми песками (30–50 м); 3 – фация оолитовых песков (или алевро-пелитовых песков, 40–60 м); 4 – фация переходная от фации оолитовых песков к фации песчаных и песчано-алевритовых терригенных осадков (50–70 м); 5 – фация песчано-алевритовых терригенных осадков (60–100 м); 6 – фация переходная от песчано-алевритовых терригенных осадков к фации алевритистых глин (90–110 м); 7 – фация алевритистых глин (более 100 м); 8 – предполагаемые фации (то есть не имеющие фактических подтверждений); 9 – контур населенного пункта.

В кровле ипатовской свиты (время формирования около 70–80 млн лет назад [Западно-Сибирский…, 1964]) на всей площади месторождения были распространены фации песчано-алевритовых терригенных осадков и алевритистых глин, что объясняет преобладание в нарымском рудном горизонте плотных оолитовых руд. Преобладание в колпашевском и бакчарском рудных горизонтах слабо сцементированных руд связано с наличием фаций оолитовых песков в рудовмещающих свитах. Появление фации песчаных пляжных отложений в подошве люллинворской свиты (время формирования около 50 млн лет назад [Западно-Сибирский…, 1964]) обусловило наличие рыхлых оолитовых руд в нижней части бакчарского рудного горизонта.

Таким образом, наиболее благоприятными для формирования плотных оолитовых железных руд являются фации песчано-алевритовых осадков неритовой зоны,

а для слабо сцементированных и рыхлых оолитовых руд – фации оолитовых песков и песчаных пляжных отложений литоральной зоны. Выявленные закономерности могут быть использованы для геометризации площадей распространения рыхлых оолитовых гетит-гидрогетитовых руд, наиболее благоприятных для отработки методом скважинной гидродобычи.

Литература

Бабин А. А. Бакчарское железорудное месторождение (геология, закономерности размещения и генезис железных руд). Дис. … канд. геол.-минер. наук. Томск: ТПИ, 1969. 248 с.

Вылцан И. А. Фации и формации осадочных пород. Учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2002. 484 с.

Западно-Сибирский железорудный бассейн / Под ред. Ф. Н. Шахова. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.

Мазуров А. К., Боярко Г. Ю., Емешев В. Г., Комаров А. В. Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 64–70.

Николаева И. В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1967. 129 с.

Пшеничкин А. Я., Домаренко В. А. Петрографо-геохимические особенности Бакчарского месторождения // Вестник науки Сибири. Томск, 2011. № 1(1). С. 13–18.

А. В. Кичеева
Томский государственный университет, г. Томск
1990.15.10@mail.ru

Петроструктурные особенности гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян)

(научный руководитель А. И. Чернышов)

Введение. Целью работы является выявление термодинамических условий пластического деформирования гарцбургитов на основе анализа петроструктурных узоров оливина и энстатита с использованием результатов других исследователей. Основной задачей исследования стало изучение ориентировок кристаллооптических осей оливина и энстатита в гарцбургитах из хромитоносного Калнинского ультрабазитового массива с использованием микроструктурного анализа. При работе использовался каменный материал, отобранный научным руководителем в ходе выполнения хоздоговорных работ с ОАО «КНИИГиМС», который использовался автором при написании выпускной бакалаврской работы.

В работе приведены результаты петроструктурного изучения гарцбургитов Калнинского хромитоносного массива, который является фрагментом нижней части разреза Куртушибинского офиолитового покрова, выделенного в северо-западной части Западного Саяна [Добрецов и др., 1977]. Калнинский ультрамафитовый массив имеет субизометричную форму, его площадь составляет примерно 65 км^2. Массив является крупным тектоническим блоком, окруженным серпентинитовым меланжем. Он сложен метаморфическими перидотитами, которые представляют собой реститовые породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Его северо-восточная часть сложена, главным образом, дунитами. В юго-западной части массива наблюда-

ется чередование дунитов и гарцбургитов, часто имеющее полосчатое строение. Дуниты и гарцбургиты имеют свежий облик, а в тектонически ослабленных зонах они обычно преобразованы в серпентиниты.

Петроструктурные исследования были направлены на изучение гарцбургитов с целью выявления термодинамических условий их пластического деформирования по характеру предпочтительных петроструктурных узоров оливина и энстатита.

Результаты исследования. В образце гарцбургита устанавливается плоскость минеральной уплощенности S (аз. прост. 325°, угол пад. 75° СВ), совпадающая с плоскостью полосчатости, обусловленная струйчато-плоскостным распределением энстатита.

Для оливина выявлены строгие предпочтительные петроструктурные узоры для всех трех кристаллооптических осей Ng, Nm и Np (рис., обр. 7077, Ол), которые обнаруживают тесную связь с плоскостью минеральной уплощенности (S). Оси Ng локализуются в два субгоризонтальных максимума со значительной плотностью (10 % и 12 %), отражающих их преимущественную ориентировку в направлении СЗ-ЮВ, Максимумы Ng располагаются в минеральной уплощенности S, один из них совмещается с линейностью L. Для осей Ng отмечается тенденция к растягиванию в пояс в плоскости пластического кливажа. Оси Nm и Np концентрируются в совмещенные вертикальные пояса, нормально субгоризонтальному максимуму осей Ng. В поясах четко выделяются по два максимума для Nm 12 % и 6 %, для Np 14 % и 6 %. Максимумы Nm и Np с наибольшей плотностью ориентированы перпендикулярно плоскости уплощенности.

Оси Ng в энстатите концентрируются в субвертикальный пояс в плоскости уплощенности. В поясе отчетливо проявляется субгоризонтальный максимум с высокой плотностью (8 %), пространственно совпадающий с максимумом осей Ng оливина

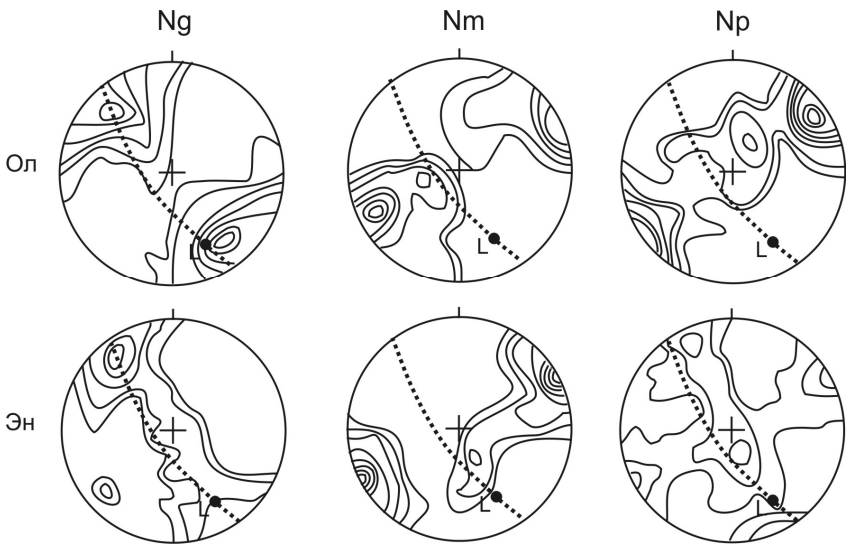


Рис. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургите (обр. 7077) Калнинского массива.

Диаграммы построены по 100 замерам кристаллооптических осей минералов. Изолинии: 1-2-4-6-8-10-12-14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия – плоскость пластического течения (S), L – линейность.

и располагающийся вблизи линейности. Оси Nm концентрируются, главным образом, в горизонтальный максимум с очень высокой плотностью (14 %), который располагается субнормально к плоскости уплощенности. Наблюдается отчетливая тенденция максимума Nm к растягиванию в вертикальный пояс, в котором отмечается субвертикальный максимум невысокой плотности (4 %). Оси Np образуют два взаимно перпендикулярных вертикальных пояса концентраций, один из которых располагается нормально максимуму Ng, а другой нормально максимуму Nm. В поясах наблюдаются максимумы по 4 %, пространственно совмещенные с субгоризонтальными максимумами Ng и Nm, отмечается также субвертикальный максимум.

Интерпретация результатов. По микроструктурным особенностям исследуемых гарцбургитов предполагаются два этапа их пластического деформирования.

Первый этап воссоздают петроструктурные узоры пластически деформированного оливина, которые характеризуются наличием горизонтального максимума осей Ng с плотностью 10 % и вертикальным поясом осей Nm и Np. При этом максимум осей Ng отражает преимущественную их ориентировку в СЗ направлении согласно полосчатой внутренней структуре массива (S). Образование такого петроструктурного узора оливина, вероятно, осуществлялось высокотемпературным внутрикристаллическим трансляционным скольжением по системам (010)[100] и {0kl}[100] в динамически активной зоне, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. На этом этапе пластическое течение гарцбургитов, очевидно, сопровождалось их рестированием с образованием полосчатого дунит-гарцбургитового субстрата СЗ простирания, которое фиксируется максимумом осей Ng, отражающим направление растяжения. При этом направление сжатия отражает максимум осей Np. Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от 900 °С), умеренной и высокой скорости ($10^{-5}c^{-1}$–10^{-2} c^{-1}) и низкого всестороннего давления (≈5 кбар). Пластические деформации на этом этапе носили неоднородный характер и осуществлялись трансляционным скольжением и синтектонической рекристаллизацией. В результате зерна оливина в гарцбургитах приобретают характерное неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием многочисленных полос излома и подвергаются порфирокластезу.

Второй этап отражают петроструктурные узоры крупных порфирокластовых недеформированных либо слабо деформированных зерен оливина, которые имеют узоры, близкие пластически деформированным зернам и отличаются наличием угловых расстояний между главными максимумами кристаллооптических осей, главным образом, Ng. Отсутствие признаков пластических деформаций в крупных зернах оливина показывает, что этот этап носил прогрессивный характер и осуществлялся при повышении температур. При этом пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась в условиях незначительно меняющегося поля напряжения (S), на что указывают угловые расстояния между исходным (10 %) и новообразованным (12 %) максимумами осей Ng. Этот процесс протекал за счет упругой постепенно уменьшающейся внутрикристаллической энергии зерен оливина. При этом сохраняется высокая межзерновая свободная энергия, способствующая разрастанию свободных от дислокаций зерен за счет поглощения неблагоприятно ориентированных и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ [Николя, 1992]. В результате формируются гарцбургиты со средне- и крупнозернистой микроструктурой, плавными гра-

ницами зерен оливина, часто сходящимися под углом 120°. Новообразованный оливин отличается отсутствием признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание.

Энстатит в гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. В исследуемых гарцбургитах петроструктурные узоры оптических ориентировок энстатита имеют характер распределения, близкий кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой и являются сингенетичными. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексах неоднократно обращалось внимание многих исследователей [Nicolas, Poirier, 1976; Щербаков, 1981; Чернышов, 2001].

Анализ петроструктурного узора энстатита также позволяет установить последовательность их пластического деформирования. В метаморфических перидотитах, деформация энстатита осуществляется трансляционным скольжением по высокотемпературной системе (100)[100] при температурах 800–1300 °С, давлении до 10 кбар и $\varepsilon = 10^{-4}–10^{-7}c^{-1}$, что соответствует трансляционному скольжению в оливине по (010)[100]. При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно оси растяжения, который, обычно, пространственно совмещен с исходным максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением (S_1). Оси Nm в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости полосчатости (S_1) и ориентируются параллельно оси сжатия, при этом максимум Nm энстатита пространственно совмещается с максимумом Np оливина. Пластические деформации энстатита в участках повышенных скоростей приводят к образованию удлиненных зерен и появлению неоднородного, волнистого погасания и полос пластического излома. Усложнение оптических ориентировок зерен энстатита обусловлено синтектонической рекристаллизацией. При этом часть осей Np пластически деформированного энстатита образуют максимум, пространственно совмещенный с максимумом осей Np оливина, отражающим направление сжатия.

Выводы. Таким образом, проведенный петроструктурный анализ оливина и энстатита в дунитах позволил выявить предпочтительные узоры ориентировок оптических осей этих минералов, которые отражают термодинамические условия и последовательность пластических деформаций гарцбургитов на различных этапах их формирования. Полученные результаты предполагается использовать для дальнейших петроструктурных исследований рудовмещающих дунитов, а также вкрапленных хромититов с целью уточнения роли пластических деформаций ультрамафитов при локализации хромитового оруденения.

Литература

Добрецов Н. Л., Молдаванцев Ю. Е., Казак А. П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.

Nicolas A., Poirier J. P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. П. Молошаг
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
moloshag@igg.uran.ru

Генетические аспекты формирования теллуридов и сульфосолей на примере колчеданных месторождений Урала

Руды колчеданных месторождений Урала содержат богатый набор теллуридов, количество и разнообразие которых приближается к золоторудным месторождениям. Если обратиться к сульфосолям, то ведущим их представителем в количественном отношении являются блеклые руды, кристаллические структуры которых допускают широкие диапазоны изменения содержаний мышьяка, сурьмы, цинка и железа, включая примеси теллура, висмута, серебра и ртути. Рудные тела колчеданных месторождений или их отдельные фрагменты, в которых встречаются теллуриды или сульфосоли характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. Теллуриды и сульфосоли способны концентрировать в себе примеси благородных металлов. Наряду с прикладным значением названные минералы представляют интерес для изучения условий переноса и накопления золота и серебра в процессах формирования руд.

В последние годы получены новые материалы по золотосодержащим рудам Тарньерского месторождения, которое залегает в породах риолит-базальтовой формации на северо-восточном контакте Помурской диоритовой интрузии. Колчеданные руды и вмещающие их породы были подвержены интенсивному контактовому метаморфизму, который привел к обогащению золотом и серебром вкрапленной сульфидной минерализации метаморфизованных до роговиков вмещающих пород, разделяющих близко залегающие рудные тела. По характеру минеральных ассоциаций роговики отвечают амфиболитовой, вплоть до гранулитовой, ступени метаморфизма [Медноколчеданные…, 1988]. За редкими исключениями сплошные медные и медно-цинковые руды характеризуются рядовыми содержаниями благородных металлов, что является еще одним из следствий контактового воздействия на них диоритовой интрузии. Образование золоторудной минерализации Тарньерского месторождения связано с ретроградной стадией контактового метаморфизма. В золотосодержащих вкрапленных рудах отмечаются самородное золото и теллуриды: гессит, алтаит, раклиджит, волынскит, цумоит, включая сульфосоли [Белогуб и др., 2010]. Наличие пар сосуществующих пирротина и пирита, самородного золота и сфалерита, а также алтаита и гессита, а также их состав позволили получить оценки таких физико-химических параметров формирования этих руд, таких как температура, летучести серы и теллура: T = 440–445 °C, log f_{S2} от –5.8 до –5.5, log f_{Te2} от –8.8 до –9.1. Приведенные значения температур, отвечающих амфиболитовой и гранулитовой стадии метаморфизма, подтверждают связь золотосодержащих руд с ретроградной стадией метаморфизма.

Геологические данные и результаты экспериментальных исследований говорят о предпосылках появления сульфидных расплавов в пределах разведанного объема месторождения. Данный механизм эффективно «срабатывает», если сульфидные руды содержат минералы, отличающиеся низкими температурами плавления по сравнению с породообразующими силикатами. В этих условиях рудообразующие сульфиды могут разогреваться выше температуры плавления сульфидной эвтектики. По сравнению с сульфидами, теллуриды и сульфосоли отличаются более низкими температурами плавления. Благодаря этому обстоятельству такие элементы как мышьяк, сурьма, висмут, теллур, селен, таллий способны накапливаться в низкотемпературных эвтектических расплавах, из которых кристаллизуются легкоплавкие сульфосоли и теллуриды [Медноколчеданные…, 1988].

Рудовмещающие толщи большинства колчеданных месторождений Урала подвергались региональному метаморфизму зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фации, температурные условия которых не достаточны для плавления сульфидов. Процессы перекристаллизации и дифференциации вещества проходили метасоматическим путем в пределах объема рудных тел, залежей, подвергающихся хрупким деформациям и сопровождающихся процессами тектонического разлинзования. Теллуриды, также как и самородное золото, развиваются совместно с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и теннантитом. Развитию теллуридов в прожилково-вкрапленных рудах и рудных столбах Сафьяновского месторождения способствовало также незначительное количество блеклых руд, которые к тому же замещались минералами энаргит-фаматинитового ряда, практически не содержащими изоморфной примеси теллура.

Исследования золоторудных и колчеданных месторождений Австралии и Канады показали, что появление сульфидного расплава связано с пиком метаморфизма в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации. В условиях гранулитовой фации первые порции сульфидного расплава появляются при температуре выше 800 °С, если состав руд отвечает тройной эвтектике PbS + FeS + (Zn,Fe)S. При добавлении к данной системе халькопирита, эвтектический расплав PbS + FeS + (Zn,Fe)S + $CuFeS_2$ появляется при 700 °С. Появление сульфидного расплава в условиях, отвечающих амфиболитовой фации, возможно при 500 °С и наличии арсенопирита в колчеданных рудах, что можно представить в виде следующей реакции: FeAsS + FeS_2 = Melt + FeS [Tomkins et al., 2007]. Наличие в рудах достаточного количества сульфосолей меди, свинца, и, в первую очередь, висмута снижает температуру плавления. Поступление этих элементов в расплав возможно за счет очистки пирита путем его плавления, который способен накапливать примеси упомянутых элементов как ведущий рудообразующий минерал колчеданных руд на стадии отложения и диагенеза. Такие расплавы способны существовать вплоть до температуры кристаллизации висмута (271 °С).

Генерация сульфидных расплавов под воздействием контактового и регионального метаморфизма на колчеданные руды допускается для месторождений имени 50-летия Октября и Маукского, которые отличаются широким распространением пирротиновых и пирротинсодежащих руд. Рудные залежи и вмещающие породы месторождения им. 50-летия Октября подверглись контактовому метаморфизму интрузий плагиогранитов и гранодиоритов, который приводил к формированию роговиков кордиерит-бититового, кордиерит-биотит-антофиллитового и кордиерит-антофиллитового состава по надрудным спилитам, а также к наложению кордиерита, биотита,

антофиллита на подрудные метасоматиты и колчеданные руды. Регрессивная стадия фиксируется замещением продуктов прогрессивной стадии халькопиритом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, молибденитом, галенитом, карбонатами, кварцем и серицитом. В эту же стадию кристаллизовались самородный висмут и висмутин [Молошаг, Викентьев, 2007]. На Маукском месторождении пострудные метаморфические изменения проходили в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Они относятся к высокобарическому метаморфизму линейных зон [Медноколчеданные…, 1988].

Многие золоторудные месторождения, наряду с теллуридами, характеризуются богатым набором сульфосолей висмута, серебра, свинца, сурьмы, ртути, которые также как и теллуриды названных металлов способны накапливать примесь золота. Основные объемы колчеданных руд Урала формировались в условиях, благоприятных развитию блеклых руд, количество которых в отдельных случаях может составлять до 3 % от объема сульфидов. Естественно, что наличие блеклых руд не способствовало широкому развитию остальных минеральных видов сульфосолей.

На колчеданных месторождениях блеклые руды являются одним из ключевых промежуточных «контейнеров» теллура, где, в отличие от теллуридов, он присутствует в состоянии Te^{2+} [Мозгова, Цепин, 1983]. Переход теллура в более высокие степени окисления Te^{4+} и Te^{6+} связан с повышением потенциала кислорода. Разрушение структуры блеклых руд за счет окисления трехвалентных мышьяка и сурьмы проявляется в замещении их минералами ряда энаргит–фаматинит, где перечисленные элементы пятивалентны. В современных подводных сульфидных постройках теллуриды практически не встречаются [Бортников, Викентьев, 2005]. Богатый набор теллуридов, включая голдфилдит и самородный теллур, в недавно открытых фрагментах труб гидротермальных построек, образовался в восстановительных условиях диагенеза и литификации рудовмещающих толщ [Масленников, 2006].

Взаимоотношение сульфосолей и теллуридов показано на примере твердофазных реакций замещения с участием паров серы S_2 и теллура Te_2, где ΔG – рассчитанные значения свободной энергии Гиббса.

1. Bi_2Te_3 (теллуровисмутит) + $6CuFeS_2$ + $3S_2$ = $2Cu_3BiS_3$ (виттихенит) + $6FeS_2$ + $3Te_{cryst}$, $\Delta G = -122450 + 180.74\ T$

2. $2PbTe$ (алтаит) + Bi_2Te_3 + $2CuFeS_2$ + $3S_2$ = $2\ PbCuBiS_3$ (айкинит) + $2FeS_2$ + $5\ Te_{cryst}$, $\Delta G = -114471 + 213.97\ T$

3. $2PbTe + Bi_2Te_3 + 2.5S_2 = Pb_2Bi_2S_5$ (козалит) + $2.5Te_2$, $\Delta G = -20329 - 35.55\ T$

4. $PbBi_2Te_4$ (раклиджит) + $PbS + 2S_2 = Pb_2Bi_2S_5 + 2Te_2$

Первые две реакции подтверждаются находками самородного теллура в рудах Сафьяновского и других месторождений [Масленников, Масленникова, 2007]. Образование сульфосолей возможно и без появления самородного теллура, примером чему может служить находка козалита в колчеданных рудах Тарньерского месторождения. В зависимости от соотношения давления (летучести) паров теллура и серы в конкретной геологической обстановке рассмотренные реакции могут протекать и в обратном направлении. Литературные данные по минеральному составу золоторудных месторождений, представленные в виде классических таблиц «минерал–стадия», в большинстве случаев показывают тенденцию разобщения теллуридов и сульфосолей свинца, висмута и серебра. Значительно реже наблюдается их совмещение во времени и пространстве. Превалирующее развитие теллуридов или сульфосолей оп-

ределяется соотношением давления паров серы и теллура. Совмещение названных групп минералов, очевидно, обусловлено равновесным соотношением давления паров серы и теллура.

Минеральный состав барит-сульфидных гнезд и жил Сафьяновского месторождения обнаруживает черты сходства с современными проявлениями подводной гидротермальной минерализации. В этих образованиях, наряду с сульфосолями, отмечаются повышенные содержания примесей мышьяка в пирите из внутренней зоны развития барит-сульфидной минерализации, что свидетельствует о потенциальной возможности накопления, точнее связывания золота с пиритом [Мурзин и др., 2010].

На основе результатов выполненных исследований и анализа литературных данных можно сделать следующие выводы.

1. Для руд колчеданных месторождений Урала возможны три варианта формирования теллуридной минерализации: сульфидного анатексиса, пострудных метасоматических процессов и в связи с исходной локализацией благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах.

2. На примере месторождений Тарньерское, а также имени 50-летия Октября и Маукское, которые испытали воздействие метаморфизма на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, показана возможность образования теллуридов и сульфосолей из сульфидных расплавов за счет плавления ранее отложенных гидротермально-осадочных колчеданных руд.

3. На большей части месторождений Урала развитие теллуридов связано с пострудными метасоматическими процессами перекристаллизации колчеданных руд.

Литература

Белогуб Е. В., Молошаг В. П., Новоселов К. А., Котляров В. А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. № 6. С. 108–119.

Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков». Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 С.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др.* Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 240 с.

Мозгова Н. Н., Цепин А. И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.

Молошаг В. П., Викентьев И. В. Благородные металлы в рудах колчеданных месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование // Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 810–839.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Ярославцева Н. С., Молошаг В. П. Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН. 2010. С. 12–19.

Tomkins A. G., Pattison D. R. M., Frost B. R. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48. № 3. P. 511–535.

Н. П. Сафина[1, 2], В. А. Котляров[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
safina@ilmeny.ac.ru
[2] – Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

Текстурно-минеральные типы руд Тарньерского колчеданного месторождения (Северный Урал) и Западного рудопроявления (Полярный Урал)

Тарньерское медно-цинково-колчеданное месторождение и Западное проявление медно-цинковых руд располагаются в северной части Уральского складчатого пояса в Ивдельском рудном районе и Вольинской рудной зоне соответственно. Руды залегают в толщах метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород – ороговикованных порфиритах андезитового и дацитового (риодацитового) состава (Тарньерское месторождение) и полосчатых амфиболитизированных роговиках с реликтами обломочных структур (Западное рудопроявление) [Медноколчеданные…, 1988; Петров и др., 2008]. Внедрение крупных интрузивных тел габбро оказало значительное влияние на структуру рудных залежей этих объектов, а также текстурно-структурные и минералогические особенности руд. Целью настоящих исследований является выявление сходных и отличительных признаков литогенеза в преобразованных в условиях контактового метаморфизма сульфидных рудах. Задачи исследований включали изучение текстур, структур и минералогии руд, а также сравнительный анализ полученных результатов. Микроскопические исследования сульфидных руд проводились с использованием микроскопа Olympus BX51. Дополнительно диагностика минералов осуществлялась с помощью электронного микроскопа с энергодисперсионной приставкой РЭММА-202 М.

В составе линзообразных рудных тел Тарньерского месторождения преобладают руды массивного сложения с пятнистой и полосчатой текстурами, менее распространены прожилково-вкрапленные руды. На Западном рудопроявлении выделены пятнистые и прожилково-вкрапленные текстуры.

Главными минералами руд Тарньерского месторождения и Западного рудопроявления являются пирит, пирротин, сфалерит и халькопирит с кристаллическими структурами и сложным внутренним строением. Второстепенные и акцессорные минералы представлены сульфидами (галенит, молибденит), оксидами (магнетит, гематит, ильменит, рутил), шпинелью, самородным золотом, висмутом, теллуридами Bi, Au, Ag и Pb [Ярош, 1973; Медноколчеданные…, 1988; Петров и др., 2008; Белогуб и др., 2010; Сафина и др., 2010].

В метакристаллах пирита отсутствуют участки с реликтами первичных гидротермально-осадочных форм и сингенетические зональные разновидности, характерные для слабо метаморфизованных колчеданных месторождений [Ярош, 1973; Богуш, Бурцев, 2004]. В рудах Тарньерского месторождения пирит не поддается травлению, проявляет трещиноватость и редко пластинчатое строение. Метакристаллы пирита в рудах Западного рудопроявления обладают пластинчатым и радиально-секториальным строением, сходным с таковым в конкрециях.

Гексагональный (немагнитный) пирротин, преобладающий в рудах Тарньерского месторождения, образует изогнутые пластинчатые агрегаты и зернистые агрегаты. Моноклинный (магнитный) пирротин приурочен к трещинам, а также концен-

трируется вокруг кристаллов пирита и обособлений сфалерита. Пирротин в рудах Западного рудопроявления также представлен двумя полиморфными разновидностями, но в равных соотношениях. Изогнутые пластинки гексагонального пирротина замещаются моноклинной модификацией с размытыми границами между ними.

Сфалерит на двух объектах характеризуется сдвойникованным строением, включениями халькопирита или пирротина. Сфалерит Тарньерского месторождения содержит ориентированные халькопиритовые включения (эмульсионная структура) с их укрупнением по границам сдвойникованных пластин и замещением пирротином. Сфалерит Западного рудопроявления отличается хаотичным распределением в нем включений халькопирита – остатков от замещения. Структура замещения сфалеритом пирротина не характерна для пирротинсодержащих руд Тарньерского месторождения и других колчеданных объектов Урала [Ярош, 1973]. В химическом составе сфалерита Западного рудопроявления отмечаются высокие содержания железа (5.28–7.53 мас. %), что характерно для сфалерита преобразованных колчеданных месторождений сульфидно-пирротиновой ассоциации, например, для Маукского (8.90–11.80 мас. %).

Халькопирит в рудах Тарньерского месторождения подобен халькопириту Западного рудопроявления и развивается, главным образом, в виде прожилков в пирите, ассоциирует с нерудными минералами, замещая их. В рудах Тарньерского месторождения халькопирит замещается сфалеритом, на Западном – халькопирит, предшествующий сфалериту, развивается по пириту и пирротину.

Минералогической особенностью руд изучаемых объектов является присутствие нерудных агрегатов (от 20 мкм до 3 мм), располагающихся в большинстве случаев неравномерно в сульфидном цементе. Агрегаты имеют сглажено-угловатую, изометричную или вытянутую форму. Их контуры зависят от цементирующего их минерала, чаще всего отмечаются ступенчатые (пирротин, пирит), заливчатые или занозистые. Характерные особенности распределения нерудных агрегатов рассмотрены на примере различных текстурных типов руд указанных двух объектов.

Полосчатые халькопирит-пирротин-сфалерит-пиритовые руды Тарньерского месторождения (обр. Т-10-6) представлены прослоями мощностью 1–3 см, состоящими из изометричных, реже угловатых зерен пирита размером до 0.5 см, сцементированных другими сульфидами. В пирротине, заместившем халькопирит и сфалерит, отмечаются участки, сложенные кварцевыми агрегатами и их сростками. Местами в них наблюдаются округлые включения пирита, ксеноморфные зерна пирротина и просечки сфалерита. Особенностью этого типа руд является присутствие в пирротине сростков ильменита и рутила, часто наследующих конфигурацию нерудных агрегатов.

Полосчатые халькопирит-пирит-пирротин-сфалеритовые руды (обр. Т-10-ХВ), характеризуются чередованием линзовидных халькопирит-сфалеритовых полос в пирротине с редкими порфировидными кристаллами пирита. Кварц и хлорит в виде самостоятельных зерен или их сростков с гранобластовой структурой присутствуют в пирротине и обтекающем их сфалерите. Такие агрегаты разбиты трещинами, выполненными окружающими сульфидами, реже хлоритом. С сульфидными просечками связаны зерна самородного золота (Au 56.64–58.30 мас. %, Ag 43.19–41.66 мас. %), не обнаруженные в окружающей сульфидной матрице и галените. К участкам халькопирита приурочены редкие отдельные, удлиненные, часто изогнутые пластинки молибденита размером до десятых долей миллиметра. В химическом составе молибденита отмечаются примеси меди (0.53–2.29 мас. %) и железа (0.07–1.15 мас. %), что может быть заимствовано от окружающих сульфидов. Под электронным микроско-

пом установлено неоднородное строение наростов клиноферроселита на кварц в виде двух фаз с изогнутыми контурами, напоминающих структуры распада. Такой клиноферроселит цементирует разрозненные части кварцевых обособлений.

Участки трещиноватого массивного пирита, переходящие в прожилково-вкрапленные халькопирит-пирит-сфалерит-пирротиновые руды (обр. Т-10-4), содержат округлые и вытянутые халькопиритовые или халькопирит-сфалеритовые агрегаты. Некоторые халькопиритовые агрегаты ассоциируют с хлоритом, который сохранился по краям, что может говорить о замещении сульфидами. Во втором случае халькопирит развивается в виде каймы по контуру сфалеритовых агрегатов и образует апофизы в пиритовую матрицу. В силикатной матрице прожилково-вкрапленных руд присутствуют порфировые вкрапленники плагиоклаза, кварца, эпидота и биотита. В таких рудах особое место занимают акцессорные минералы (цумоит, золото, свинец-содержащий цумоит, гессит и алтаит) в виде включений, преимущественно, в нерудной матрице [Белогуб и др., 2010].

Халькопирит-сфалерит-пирит-пирротиновые руды (обр. 57/45.0) Западного рудопроявления по порфировидной структуре (порфиробласты пирита в пирротине) напоминают полосчатые руды Тарньерского месторождения. В некоторых нерудных агрегатах и цементирующем пирротине, установлены следы динамических воздействий. Пирротин, также как и на Тарньерском месторождении, содержит идиоморфные зерна ильменита с включениями рутила, а также перовскита и сфена. Микроструктурные особенности перечисленных минералов свидетельствуют в пользу разложения ильменита с формированием пластинок рутила, зерен сфена и перовскита. В образцах с преобладанием сфалерита установлено заполнение этим минералом межзерновых участков между изометричными хлоритовыми агрегатами (цементная текстура).

Пятнистые сфалерит-пирротин-пирит-халькопиритовые руды (обр. 51/45.2, 51/21.0) содержат разнообразные нерудные агрегаты, приуроченные к халькопириту и пириту. В халькопирите обнаружены однородные и неоднородные нерудные агрегаты кварца и биотита. Магнетит замещается амфиболом с формированием петельчатой структуры, переходящей в скелетную. Хлорит содержит реликтовые участки решетчатого строения, выполненные андезином. Изометричные трещиноватые зерна ганита окружены каймой из эпидота. Молибденит в виде расщепленных, изогнутых пластинчатых агрегатов, как и в рудах Тарньерского месторождения, развивается по халькопириту, реже ассоциирует с хлоритом. В составе молибденита также установлены примеси меди и железа. В гипидиоморфнозернистых, часто раздробленных пиритовых агрегатах, пронизанных сетью прожилков халькопирита, отмечаются равномерно расположенные сглажено-угловатые агрегаты нерудного материала различного состава. В хлорите присутствуют реликтовые участки плагиоклаза, а также идиоморфные включения циркона, эпидота и пирита. Зерна граната с каймой и рассекающими прожилками эпидота содержат микровключения сфалерита. Цементирующей матрицей таких зерен является хлорит. Следует отметить, что хлорит значительно распространен в рудах этого объекта. Текстурный рисунок позднего халькопирита и пирита в этом типе руд свидетельствует об их развитии по агрегатам, замещенным хлоритом. Зазубренные края халькопирита и пирита направлены от края к центру нерудных агрегатов.

Во вкрапленных пирит-халькопирит-пирротиновых рудах (обр. 85Б) округлые или вытянутые нерудные агрегаты представлены смесью гематита и хлорита. Метакристаллы пирита размером до 700 мкм развиваются на фоне нерудных агрегатов. Помимо сростков ильменита и рутила в данном типе руд были отмечены молибде-

нит, галенит и теллуриды золота [Петров и др., 2008]. Самородное золото связано с кварц-карбонатными агрегатами.

Суммируя все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

Руды изученных объектов имеют сходные текстурно-структурные особенности и минеральный состав. Основные различия касаются генезиса пирротина. На Тарньерском месторождении метаморфогенный пирротин развивался по исходным обломочным гидротермально-осадочным рудам с примесью обломков окружающих пород. На Западном рудопроявлении пирротинизации подвергались диоритовые и амфиболитовые бластомилониты. Присутствие граната, сфена и эпидота свидетельствует о скарнировании при сульфидизации силикатных пород Западного рудопроявления.

Каждый текстурно-минеральный тип руд характеризуется собственными ассоциациями второстепенных и акцессорных минералов. В полосчатых рудах Тарньерского месторождения по мере нарастания содержаний пирротина и уменьшении количества халькопирита и сфалерита концентрируются оксиды Fe и Ti. Наоборот, в рудах с преобладанием сфалерита и халькопирита концентрируются галенит, золото и молибденит. Сходные ассоциации выявлены в рудах Западного рудопроявления. Поздняя минерализация в прожилково-вкрапленных рудах Тарньерского месторождения и Западного рудопроявления включает теллуриды Bi, Ag, Au и самородные элементы.

Нерудные агрегаты изометричной и сглажено-угловатой морфологии широко распространены в рудах. Закономерности в приуроченности их к определенному текстурному типу руд не установлены. Кварц, эпидот, однородный хлорит на Тарньерском месторождении и андезин, гранат, ганит, кварц, амфиболы и биотит в рудах Западного проявления являются ранними. Эпидот, перовскит и сфен на Западном рудопроявлении, а также клиноферроселит, ильменит, рутил, магнетит, сульфиды, теллуриды и самородные элементы на двух объектах являются поздними минералами, возникшими в результате последующего полигенного метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН № 23 (проект 12-П5-1003).

Литература

Белогуб Е. В., Молошаг В. П., Новоселов К. А., Котляров В. А. Самородный висмут, цумоит и свинцовистый цумоит из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2010. Ч. 139. Вып. 6. С. 82–93.

Богуш И. А., Бурцев А. А. Онтогенический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2004. 200 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.

Петров Г. В., Глушков А. Н., Зубков А. И., Огородников Г. Н. Предварительные результаты прогнозно-поисковых работ на медь в пределах Западной площади // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. Мат. 11-й научно-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 427–434.

Сафина Н. П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Глушков А. Н. Минералого-геохимические особенности сульфидных руд рудопроявления Западное, Приполярный Урал // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – ЮГРЫ. Мат. 13-й научно-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2010. Т. 2. С. 492–500.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.

Е. И. Сорока[1], М. Е. Притчин[1], Н. В. Лещев[2], А. Л. Анфимов[1]
[1] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
soroka@igg.uran.ru
[2] – ОАО «Сафьяновская медь»

Геохимические особенности пород рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в пределах Восточно-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны в 10 км на северо-восток от г. Реж. Оно локализовано в измененных вулканитах кислого и среднего состава эйфель-живетского возраста [Язева и др., 1992]. В работе приведены данные распределения содержаний редких, рассеянных и редкоземельных элементов в породах рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения. Образцы отбирались в карьере, которым отрабатывается Главная рудная залежь месторождения, на горизонтах 157, 120, 90–80 м (счет от забоя) и в штольне с глубины 200 м от поверхности на западной границе рудного поля (табл. 1).

Исследования проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Анализы проб на РЗЭ и элементы-примеси выполнялись в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN 9000 (аналитики Н. В. Чередниченко, О. А. Березикова).

Штольня в зоне Кондихинского надвига вскрыла девонские известняки и углеродисто-кремнистые породы (обр. Ш10-18) на контакте с серпентинитами (обр. Ш19-21). Контакт тектонический, породы разбиты трещинами кливажа и гидротермально изменены. Цвет пород в зоне контакта – от темно-серого до черного. Все породы содержат 1–3 % битуминозного углеродистого вещества (данные термического анализа, ИГГ УрО РАН, аналитик В. Г. Петрищева). В южном и юго-восточном бортах карьера на контакте с рудным телом (обр. 26–28, горизонты 90–82 м от забоя) вскрыты измененные вулканиты среднего–кислого состава. В образце углеродисто-кремнистой породы 1346 обнаружены раковины девонских фораминифер [Чувашов и др., 2011].

По результатам анализов можно сделать вывод, что соотношения содержаний РЗЭ, в целом, соответствуют таковым для неизмененных разностей вулканитов среднего–кислого состава [Молошаг и др., 2005]. Различия в их составе проявляются в отчетливо более низких значениях содержания РЗЭ, что заметно на уровне значений содержания каждого из рассматриваемых элементов, а также их суммы. Наиболее высокие содержания РЗЭ наблюдаются в углеродисто-кремнистой породе (обр. 1346). Для спектров РЗЭ углеродисто-кремнистых пород наблюдается обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Нужно отметить, что характер спектров РЗЭ вулканитов, углеродисто-кремнистых алевропелитов и девонских известняков практически одинаков (рис.). Результаты анализов РЗЭ показывают наличие устойчивого минимума европия в образцах, что подтверждают данные расчета величины Eu/Eu* (<<1), которая представляет собой отношение измеренного содержания европия к средним геометрическим значениям приведенных к метеоритному стандарту концентраций самария и гадолиния [McDonough, Sun, 1995]. Для свежих неизмененных разновидностей пород данная величина близка к единице.

Таблица 1

Минеральный состав пород рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал)

№ п/п	№ обр.	Порода, место отбора	Минеральный состав
1	1346	Углеродисто-кремнистая порода, горизонт 157, Ю-В борт карьера	Кварц, плагиоклаз, гидрослюда, хлорит, редкие пирит, барит
2	Ш10/12	Известняк, штольня	Кальцит, доломит, редкий барит
3	Ш11/12		
4	Ш13/12	Углеродисто-кремнистая серпентинизированная порода, штольня	Кварц, магнезит, тальк, серпентин, слюда, кальцит, доломит
5	Ш14/12		
6	Ш15/12		Кварц, магнезит, тальк, кальцит
7	Ш16/12	Углеродисто-кремнистая порода, штольня	Кварц, хлорит, слюда, плагиоклаз, кальцит, пирит
8	Ш17/12		Кварц, кальцит, плагиоклаз, хлорит, слюда, пирит, магнезит, сидерит
9	Ш18/12	Углеродисто-кремнистая серпентинизированная порода, штольня	Тальк, кварц, магнезит, кальцит, доломит, серпентин, слюда
10	Ш19/12	Серпентинит, штольня	Серпентин, хлорит
11	Ш20/12		
12	Ш21/12		
13	26/12	Хлоритизированная порода, горизонт 82, Ю борт карьера	Хлорит, кварц, слюда, сульфиды
14	27/12		
15	28/12	Дацит, горизонт 90, Ю-В борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит
16	29/12	Обеленная порода, контакт с рудным телом, горизонт 82, Ю борт	Кварц, каолинит, слюда
17	44/12	Дацит, горизонт 140, В борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит
18	45/12	Андезит, горизонт 120, С-З борт	Кварц, плагиоклаз, слюда, хлорит, карбонат

Примечание. Минеральный состав пород определен рентгенофазовым анализом на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург (оператор О. Л. Галахова).

По характеру распределения элементов-примесей изучаемые породы подразделяются на три группы. Первая группа – это известняки штольни (обр. Ш10-11), при этом обр. Ш11 обладает ровными значениями по всем элементам, а обр. Ш10 обладает резкими вариациями, в частности, по Th (Ш10 0.067; Ш11 11.72 г/т) и Li (Ш10 0.1; Ш11 24.76 г/т) при более низких содержаниях остальных элементов. Углеродисто-кремнистые породы составляют вторую группу с повышенными содержаниями Pb, Ba, Sc, а также Co, Ni, Cr, что характерно для серпентинитов. Для третьей группы – околорудных вулканитов карьера (обр. 26–29, 44, 45) – определены низкие содержания элементов-примесей при относительно повышенных содержаниях Pb, Cu и Ba, что наблюдается в углеродисто-кремнистых породах. Вероятно, обогащение этими элементами связано с процессом рудообразования.

Основные характеристики органического вещества (ОВ) углеродисто-кремнистых пород штольни (табл. 2) показали идентичность его углеродистому веществу пород карьера [Ярославцева и др., 2012].

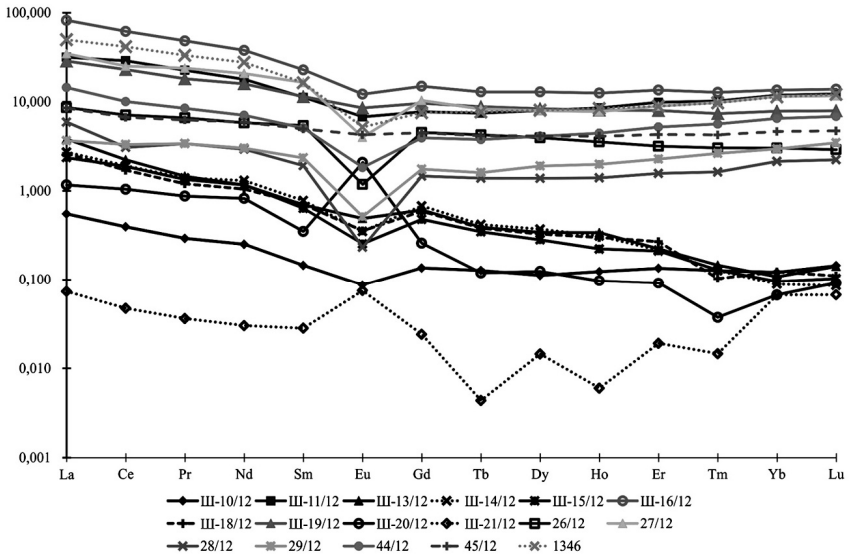


Рис. Нормированные на хондрит [McDonough, Sun, 1995] содержания РЗЭ в изучаемых породах рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения.

Рассеянное органическое вещество (РОВ) изучаемых пород (обр. Ш16) также находится на высокой степени преобразования. Об этом свидетельствует отсутствие гуминовых кислот. В составе растворимых компонентов РОВ доминируют неокисленные структуры (Ахл/Асп-б = 2.9), а значения коэффициента битуминозности β = (Ахл/Асп-б) ? 100 <<1, что свидетельствует о сингенетичности органического вещества (ОВ). Содержание углеводородов (УВ) в породе и ОВ относительно невысоки, а в их групповом составе доминируют алифатические соединения. Характеристики углеводородных молекулярных маркеров изучаемых пород также соответствуют данным по алевропелитам карьера. В частности, соотношение маркеров сапропелевой и гумусовой составляющих C_{17}/C_{29} составляет 10.88, что указывает на гидробионтный генезис исходного ОВ. Данные по полиароматическим углеводородам (ПАУ), в основном, совпадают с данными [Ярославцева и др., 2012], но в углеродистом веществе изучаемых пород ПАУ составляют 65 % фракции ароматических УВ, а в алевропелитах, вскрытых карьером – более 90 %. Везде преобладают незамещенные (голоядерные) конденсированные полиароматические соединения с 4–7 кольцами. Пирогенные соединения, образование которых связано с высокотемпературным воздействием на РОВ, составляют 94 % от суммы ПАУ, что позволяет предположить, что исходное ОВ претерпело специфическую трансформацию под воздействием повышенных температур. При этом гопановые коэффициенты зрелости РОВ (Ts/Ts+Tm = 0.51, предел 1.0; 22S/22S+22R = 0.60, предел 0.62) неоднозначны и не позволяют охарактеризовать уровень зрелости РОВ. Стерановые показатели зрелости также далеки от термодинамического предела (20S/(S+R) = 0.38, предел 0.55; (S) = 0.45, предел 0.70) и не превышают значений, характерных для стадии раннего катагенеза (МК1). Специфика геохимических параметров РОВ Сафьяновского месторождения может быть обусловлена либо контактовым метаморфизмом, либо поствулканической гидротермальной активностью.

Таблица 2

Компонентный состав ОВ углеродсодержащих пород Сафьяновского месторождения

	Компоненты	обр. Ш16/12	обр. Л.К. IV-е
Содержание в породе, %	Н.О.	89.93	90.95
	$CaCO_3$	10.07	9.05
	Скарб	1.21	1.09
	Сорг. в н.о.	3.77	2.60
	Сорг/пор	4.19	2.86
	ОВ	5.45	3.72
	Ахл	0.011	0.006
	Асп-б	0.004	0.010
	ГК	0.000	0.000
Групповой состав ОВ, %	Ахл	0.19	0.17
	Асп-б	0.07	0.27
	ГК	0.00	0.00
	ООВ	99.7	99.6
β		0.25	0.22
Состав Ахл, %	масла	32.4	31.6
	смолы	63.8	64.9
	асфальтены	3.8	3.5
УВ, %	в породе	0.003	0.002
	в ОВ	0.06	0.05
Состав УВ, %	Me-Nf	72.7	58.8
	Ar	27.3	41.2
Me-Nf/Ar		2.7	1.42
Me-Nf, %	в породе	0.0025	0.0013
Ar, %	в породе	0.0009	0.0008

Примечание. Битумологический анализ выполнен в лаборатории органической геохимии, ВНИИОкеанология, г. Санкт-Петербург, аналитик В. И. Петрова. Навеска образца Ш16/12 104.5 г. Данные по обр. Л.К. IV-е по [Ярославцева и др., 2012]. н.о. – нерастворимый остаток; Ахл – хлороформный битумоид; Асп-б – спиртобензольный битумоид; ГК – гуминовые кислоты; β – коэффициент битуминозности; УВ – углеводороды; Me-Nf – метанонафтеновая фракция углеводородов; Ar – ароматическая фракция углеводородов.

Ранее в углеродисто-кремнистых и вулканокластических породах карьера были обнаружены и определены раковины фораминифер *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrova, 1981 [Петрова, 1981]. В результате был уточнен возраст рудовмещающей толщи месторождения – верхний эйфель-живет [Чувашов и др., 2011]. Некарбонатные раковины имеют уменьшенные размеры и меньшее количество устьев, что можно объяснить неблагоприятными условиями обитания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление было подавлено значительным привносом вулканического материала. Хорошая сохранность фораминифер, нередкое обволакивание раковин пелитовым материалом, следы продавливания осадков указывают на захоронение раковин в мелководных морских условиях недалеко от места обитания. В образце Ш10/12 из штольни, представленном темно-серым известняком, обнаружены карбонатные фораминиферы *Parathurammina magna,* также обитавшие на морском мелководье в среднем-позднем девоне. Присутствие в известняке вулканоген-

ного материала говорит в пользу его образования, близкого по возрасту с углеродисто-кремнистыми породами. Структурно-текстурные особенности пород и характер захоронения фораминифер свидетельствуют о том, что углеродисто-кремнистые отложения Сафьяновского месторождения формировались в условиях верхней части сублиторали в зоне действия штормовых волн.

Исходя из вышесказанного, можно сделать выводы, что вулканиты, представленные в изучаемой выборке, вероятно, относятся к пепловым фациям андезит-дацитового состава. Геохимические параметры пород рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения также обусловлены наложенными гидротермальными процессами, которые, скорее всего, связаны с рудообразованием. Все изучаемые породы при общем невысоком уровне метаморфизма, претерпели достаточно сильные гидротермальные изменения, что сказалось и на распределении в них элементов-примесей и на составе углеродистой составляющей РОВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОФИ УрО РАН № 12-5-013-СТ.

Литература

Анфимов А. Л., Сорока Е. И., Ярославцева Н. С., Главатских С. П. Генезис углеродисто-кремнистых прослоев в рудовмещающей вулканогенно-осадочной толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Вулканизм и геодинамика. V Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 474–476.

Молошаг В. П., Прокин В. А., Удачин В. Н., Сорока Е. И. Распределение редкоземельных и редких элементов в субвулканических породах Сафьяновского месторождения // Ежегодник-2004. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 192–198.

Петрова Л. Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // В кн.: Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101.

Чувашов Б. И, Анфимов А. Л., Сорока Е. И., Ярославцева Н. С. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН, 2011. Т. 439. № 5. С. 648–650.

Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.

Ярославцева Н. С., Масленников В. В., Сафина Н. П., Лещев Н. В., Сорока Е. И. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 106–123.

McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. Vol. 120. № 3–4. P. 223–253.

Н. Р. Аюпова[1, 2], А. С. Целуйко[2]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
aupova@mineralogy.ru
[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Сульфидно-магнетитовые руды Западно-Озерного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал)

Сульфидно-магнетитовая минерализация встречается на многих колчеданных месторождениях Урала. В большинстве работ образование магнетитовых руд связывается с гидротермально-метасоматическими процессами и последующим метамор-

физмом колчеданных руд [Ярош, 1972]. Вулканогенно-осадочное происхождение сульфидно-магнетитовых руд предполагается для слоистых пирит-магнетитовых и хлорит-магнетитовых отложений, переслаивающихся с сульфидами [Поротов и др., 1973]. Выдержанные сульфидно-магнетит-гематитовые горизонты в кровле и на выклинках рудных залежей формировались при процессах гальмиролиза–диагенеза сульфидно-гиалокластитовых осадков на колчеданных месторождениях, преобразованных до ступени пумпеллиит-пренитового метаморфизма [Масленников и др., 2007].

В данной работе рассматривается минеральный состав сульфидно-магнетитовых руд Западно-Озерного месторождения (Южный Урал), который ранее не был описан в литературе. Задача исследований – определение и сравнение минеральных ассоциаций, характерных для сульфидных и магнетитовых руд с целью выяснения способа их формирования. Микроскопические исследования проведены с использованием микроскопа Olympus BX51. Акцессорные минералы изучены на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором (аналитик И. А. Блинов).

На Западно-Озерном месторождении, локализованном на северо-западном фланге Узельгинского рудного поля, выявлено 15 рудных тел, расположенных на двух рудоносных уровнях. Нижний уровень расположен на контакте карамалыташской и улутауской свит, а верхний связан с горизонтом полимиктовых брекчий, залегающих среди андезитов улутауской свиты [Гаврилов и др., 1984]. В настоящее время в карьере месторождения вскрыты руды кровли рудного тела № 5 верхнего уровня среди андезито-дацитов, расположенного севернее основного рудного тела № 1.

На горизонте 130 м в восточном борту карьера обнажены сплошные тонкозернистые пиритовые руды с реликтами колломорфных структур, которые перекрываются грубообломочными рудами, состоящими из сглажено-угловатых, часто округлых и эллипсоидальных пиритовых рудокластов размером до 2–3 см (редко до 7–15 см) в мелкообломочной массе того же состава. Граница сплошных пиритовых руд с перекрывающей грубообломочной рудой – резкая, с западинами. В глыбах взорванного блока встречаются обломочные сфалерит-пиритовые руды, содержащие прослои и линзы магнетитовых и кластогенных пиритовых руд.

Пиритовые руды сложены сглаженно-угловатыми, чаще округлыми, четко очерченными обломками со следами растворения и срезанием текстурного рисунка. Для руд характерно тесное сонахождение разнообразных по размерам и строению обломков. Насыщенность обломками в рудах различная и зависит от их размеров. Пирит в обломках представлен кристаллически-зернистыми фрагментами литифицированных руд зонального строения, представленного пористым ядром, более плотной промежуточной зоной и наружной пиритовой оторочкой с прослоями нерудного вещества. В рудокластах кристаллического пирита с помощью травления конц. HNO_3 выявляется грубая зональность первого рода.

В *сфалерит-пиритовых рудах* присутствует несколько структурных разновидностей пирита. Широко представлены обломки колломорфно-крустификационной структуры, в которых тонкие пиритовые зоны перемежаются с зонами нерудного вещества. Иногда в них встречаются слои с пластинчатыми кристаллами пирита, вероятно, образованными по марказиту. Обломки зональных кристаллов пирита замещаются сфалеритом, а фрамбоидальный пирит образует сегрегации размером до 1–2 мм и замещается теннантитом (мас. %: Fe 7.62, Cu 38.99; Zn 4.56; As 19.14). Пиритовые обломки сцементированы сфалеритом (Fe 2–4 мас. %). Под микроскопом сфалерит обнаруживает тонкую (иногда еле заметную) вкрапленность халькопирита.

Включения галенита размером 3–4 мкм и электрума (Ag 52–60 мас. %, Au 40–47 мас. %) размером до 5 мкм в сростках с галенитом – характерная черта сфалерита. Более крупные скопления галенита встречаются на контакте сфалерита и пирита, где отмечено развитие англезита по галениту.

Магнетитовые руды представлены тонкозернистой массой, образованной в результате последовательного замещения сфалерит-пиритовых руд магнетитом. Под микроскопом устанавливаются различные соотношения между минералами: пирит образует зерна неправильной формы, магнетит – равномернозернистые агрегаты, часто обладающие зональным строением, сфалерит – крупные агрегаты. Кроме того, присутствуют пластинки магнетита с реликтами тонкодисперсного гематита. Цемент представлен анкеритом и сидеритом. Процессы замещения магнетитом прослеживаются от начальных его стадий до образования магнетитовых слойков.

В магнетитовых слоях отмечается одновременное замещение пирита халькопиритом и магнетитом. Магнетит псевдоморфно замещает пиритовые зерна, постепенно наследуя их облик. По мере развития магнетита появляются незначительные самостоятельные скопления халькопирита, изредка отдельные крупные зерна пирита и агрегаты сфалерита изометричной формы с угловатыми очертаниями и при этом более отчетливо наблюдается его замещение магнетитом. Наряду с тонкой вкрапленностью халькопирита в сфалерите, появляется большое количество его крупных выделений.

Замещение сфалерита магнетитом сопровождается укрупнением включений галенита и увеличением их количества. Многочисленные скопления галенита появляются в магнетитовой ассоциации, а также в более поздних крупных зернах пирита. Результаты электронно-микроскопических исследований показывают, что галенит содержит в своем составе от 4 до 7 мас. % Se. Электрум (мас. %: Ag 41–43; Au 57–59) в сфалерите образует отдельные включения размером 1–2 мкм, фиксируется в ассоциации с новообразованным халькопиритом, а также встречается в магнетите. В реликтах сфалерита и пирита обнаруживаются субмикроскопические выделения касситерита (менее 1–3 мкм). Вкрапленность касситерита, иногда гессита, установлена также в магнетите без видимой связи с сульфидами. Постоянным спутником магнетита являются идиоморфные кристаллы арсенопирит псевдоромбической формы.

Таким образом, пиритовые и сфалерит-пиритовые кластогенные руды сформировались в результате интенсивного разрушения сульфидного холма и являются коллювиальными брекчиями с наименьшим расстоянием от источника сноса. Образование каемок позднего пирита в обломках может быть связано с длительно протекавшими процессами диагенеза еще не в затвердевшем рудном осадке. Подобные руды на месторождении описаны на флангах основного рудного тела № 1 [Гаврилов и др., 1984]. Вероятно, рудное тело № 5 является фрагментом основной рудной залежи, а его современное залегание является результатом перемещения по разлому, о чем свидетельствуют его U-образная форма, нахождение в зоне рассланцевания, а также текстурно-структурные особенности руд.

Отсутствие признаков гидротермальных изменений и перекристаллизации рудных минералов, сохранение зональности роста I в пирите, отсутствие порфировидных структур и псевдоморфные замещения сульфидов магнетитом с формированием устойчивых минеральных ассоциаций с редкими элементами могут свидетельствовать о диа- и катагенетических процессах преобразования сфалерит-пиритовых руд. Замещение сульфидов магнетитом сопровождалось высвобождением серы и резкой сменой окислительно-восстановительного потенциала среды минералообра-

зования, что способствовало перераспределению элементов-примесей, содержащихся в рудах, и в ряде случаев привело к образованию новых минеральных форм. Известно, что золото-селеновая минерализация является характерной чертой как зоны субмаринного, так и континентального гипергенеза некоторых колчеданных месторождений Урала [Аюпова и др., 2012]. Понижение температуры и рост pH среды минералообразования могли способствовать образованию электрума в рудах.

Существуют находки касситерита в штокверковых рудах метаморфизованных колчеданных месторождений [Petersen, 1986]. Повышенные содержания олова отмечены для крустификационного халькопирита и сфалерита труб палеозойских «черных курильщиков» [Maslennikov et al., 2009] и кластогенных руд колчеданных месторождений Урала [Сафина, Масленников, 2007]. Предполагается, что олово может концентрироваться в сфалерите в виде изоморфной примеси [Maslennikov et al., 2009]. В данном случае касситерит в магнетитовых рудах мог появиться как продукт субмаринного окисления Sn^{2+}, входящего в структуру сфалерита.

Появлению включений гессита в магнетите и арсенопирита в рудах, вероятно, способствовало высвобождение Te и As в результате замещения сульфидов магнетитом. Наряду с сульфоарсенидной минерализацией в колчеданных рудах, связанной с метаморфическими процессами или регенерацией руд при взаимодействии с магматическими телами, некоторые исследователи выделяют диагенетический арсенопирит [Goodfellow et al., 2003].

Таким образом, краткий анализ структурно-вещественных особенностей сульфидных и магнетитовых руд показывает, что диа–катагенетические процессы могут быть определяющими в образовании специфических аутигенных минеральных ассоциаций в апосульфидных магнетитовых рудах.

Работы поддержаны программой Президиума РАН (№ 12-П-5_1003) и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № 14.740.11.1048).

Литература

Аюпова Н. Р., Белогуб Е. В., Котляров В. А. Золото-селенидная минерализация в продуктах субмаринного и континентального окисления колчеданных руд // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы (XV чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 11–12.

Гаврилов В. А., Скуратов В. Н., Исмагилов М. И. Структура и условия локализации Западно-Озерного колчеданного рудопроявления // Доклады АН СССР, сер. геол. 1984. Т. 1. С. 161–164.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экогенез колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Белогуб Е. В. и др. Сульфидно-магнетитовые фации колчеданных месторождений Урала // Уральский минералогический сборник. 2007. № 14. С. 37–64.

Поротов Г. С., Пертель А. И., Веселов Е. В. Геологические особенности Приорского колчеданного месторождения // Геология рудных месторождений. 1973. № 1. С. 64–73.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-КУасы и Сафьяновское, Урал. Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 239 с.

Goodfellow W. D., McCatcheon S. P. Geological and genetic attributes of volcanic-sediment-hosted massive sulfide deposits of the Baturst Mining Camp, Northern New Brunswick – a synthesis // Economic Geology Monograph. 2003. Vol. 11. P. 497–512.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP MS) // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

Petersen E. U. Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: an example from the Geco Mine, Manitouwadge district, Ontario, Canada // Economic Geology. 1986. Vol. 81. P. 323–342.

И. А. Блинов
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ivan_a_blinov@mail.ru

Гипергенные минералы бурых железняков Амурского месторождения (Ю. Урал)

Амурское цинковое месторождение находится в Брединском районе Челябинской области. Месторождение было открыто по выходам бурых железняков [Штейнберг и др., 1976ф]. В 2007–2008 гг. на месторождении проведены разведочные работы, по результатам которых выделены тела окисленных «несульфидных» цинковых руд. Зона окисления Амурского месторождения имеет линейную морфологию и приурочена к тектоническому шву. Промышленный интерес представляли глинистые продукты гипергенных изменений перекрывающих вулканитов с содержаниями цинка до 3 мас. % в форме сорбированного комплекса смектитизированных хлоритов и слюд [Отчет…, 2008ф; Белогуб, 2009]. Поверхностная зона окисления, представленная бурыми железняками, не представляла экономического интереса и осталась недоизученной, в связи с чем сформулирована цель данной работы – характеристика гипергенных минералов в бурых железняках Амурского месторождения.

Было изучено 4 аншлифа, изготовленных из кернового материала. Химический состав минералов определен автором на СЭМ Vega 3 sbu Tescan с ЭДС Oxford Instruments X-act.

Бурые железняки представлены различными структурно-текстурными разностями. Основными типами являются сплошные агрегаты гидроксидов железа и кварцевые брекчии, в которых гидроксиды железа являются цементом или вкраплены в кварцевом агрегате. Основные новообразованные минералы – гетит и гидрогетит, также выявлены барит, минералы группы крандаллита, селениды (тиманнит и клаусталит), единичные зерна природной латуни, золота, йодаргирита и гипергенного сфалерита.

Гидроксиды железа широко распространены в виде сплошных массивных, ноздреватых агрегатов. Они цементируют кварцевые зерна, пропитывают мелкозернистый кварц, придавая ему бурую окраску, и представлены массивными, радиально-

лучистыми, натечными, почковидными, спутано-волокнистыми агрегатами. Наличие конформных обломков агрегатов гидроксидов железа указывает на просадки во время формирования железной шляпы.

Элементы-примеси характерны для радиально-лучистых, спутано-волокнистых, реже – натечных разновидностей. В большинстве натечных и почковидных агрегатов примеси, при чувствительности прибора около первых сотых долей процента, не зафиксированы. Содержания Zn и Pb не превышают 0.5 и 2.8 мас. % соответственно. Отмечаются примеси V и Ti до 0.6 мас. %. Корреляционный анализ данных 50 анализов показал, что Zn имеет значимую отрицательную связь с Ca (–0.6), а Pb – положительную с Ba и K (1.0), что вероятно, связано с первичной ассоциацией галенита и барита.

Следующими по распространенности гипергенными минералами являются минералы группы крандаллита, близкие к горсейкситу

$$(Ba_{0.68}Pb_{0.17})_{0.85}(Al_{2.87}Fe_{0.06}Zn_{0.06})_{2.98}(P_{1.81}Si_{0.10}S_{0.09})_{2.0}O_8(OH,H_2O)_6$$

и плюмбогумиту

$$(Pb_{0.88}Ba_{0.09}Ca_{0.03})_{1.00}Al_{2.83}(Si_{0.07}S_{0.22}P_{1.77})_{2.00}O_8(OH,H_2O)_6$$

(таблица, коэффициент при гидроксильной группе – теоретический). Содержания Zn в изученных зернах не превышает 0.8 мас. %, при этом в гетите, обрастающем крандаллит, цинк не обнаружен, но присутствует свинец (см. табл.). Корреляционный анализ по данным 16 анализов показывает, что в минералах группы крандаллита Zn характеризуется положительной связью с P (0.8) и Ba (0.7), отрицательной – с S (–0.8), Pb (–0.9) и Ca (–1.0). В то же время Pb образует только отрицательные связи с Ca (–0.7), Zn, Sr (–0.8) и Ba (–1.0), которые, за исключением Zn, входят в одну кристаллохимическую позицию с Pb.

Таблица

Состав зонального кристалла крандаллита (1–4) и гетита (5), мас. %

№ п.п.	№ спектра	Pb	Sr	Ba	Al	Fe	Zn	V
1	12323s	8.69	–	17.79	14.43	1.18	0.87	–
2	12323t	13.33	1.03	15.96	14.16	1.16	0.75	–
3	12323u	4.19	1.96	16.86	12.92	1.18	0.99	–
4	12323v	32.64	–	–	12.93	1.32	–	–
5	12323w	1.36	–	–	0.84	61.94	–	0.31

Окончание табл.

№ п.п.	№ спектра	P	Si	S	Ca	O	Сумма
1	12323s	10.39	–	–	0.08	37.23	90.66
2	12323t	10.53	0.34	–	0.07	37.93	95.25
3	12323u	10.64	0.32	0.19	0.14	33.23	82.63
4	12323v	7.68	–	2.15	н.о.	32.74	89.45
5	12323w	0.42	0.8	–	0.18	34.16	100.00

Примечание. Данные исследований на СЭМ. Прочерк – не обнаружено. Низкая сумма связана с мелкими размерами зерен и присутствием воды в структуре минералов группы крандаллита.

Форма кристаллов минералов группы крандаллита, размеры которых не превышают 50 мкм, и их непостоянный состав указывают на нестабильные условия минералообразования, характерные, в целом, для формирования зон окисления (рис., см. вкладку, стр. 157). Центральная часть кристалла представлена минералом, близким к горсейкситу. После хрупкой деформации трещины и внешняя зона залечена плюмбогумитом. В некоторых зернах наблюдалась сложная зональность плюмбогумит–горсейксит–плюмбогумит. На кристаллы минералов группы крандаллита всегда нарастают гидроксиды железа.

Барит – также распространенный минерал. Образует кристаллы, скопления и сростки размером до 0.5 мм. Встречается, главным образом, в порах, трещинах, пустотах бурых железняков, что указывает на его гипергенное происхождение. Примеси не выявлены. Присутствие бария в минералообразующей системе может быть связано с разрушением плагиоклазов вмещающих вулканитов.

Тиманнит и клаусталит образуют зерна размером до 20–40 мкм. Встречаются как самостоятельные агрегаты в порах и трещинах, так и включения и срастания с минералами группы крандаллита, реже – в гидроксидах железа. Нередки тонкие срастания обоих селенидов. Химический состав не содержит примесей.

Золото образует зерна размером до 10 мкм и встречается, главным образом, в трещинах, пустотах, реже – как включения в почках гидроксидов железа. Примеси серебра и меди не выявлены. Тем не менее, по составу и структуре золото можно разбить на две группы. Одна группа частиц золота на спектрах содержит минимальные количества примесей и во вторичных электронах выглядит намного ярче, чем окружающие минералы. Для части выделений на энергодисперсионных спектрах выявляются Si, Al, O, и при просмотре с помощью детектора вторичных электронов такое золото лишь немного ярче, чем гидроксиды железа.

Сфалерит образует редкие зерна размером до 15 мкм и идиоморфные кристаллы в трещинах и пустотах среди гидроксидов железа, что свидетельствует о его гипергенном происхождении. Содержание железа в сфалерите достигает 10 %.

Йодаргирит встречается в виде редких мелких зерен размером до 3 мкм, главным образом, в участках массивных сливных агрегатов гидроксидов железа. Йодбром-хлораргирит также найден в виде редких, мелких зерен размером до 1.5 мкм (содержания анионов возрастают в ряду I, Br, Cl). Подобно йодаргириту, он приурочен к участкам массивных сливных агрегатов гидроксидов железа. Однако эти галогениды серебра пространственно разобщены и встречаются в разных образцах.

Самородная латунь и цинкит представлены единичными зернами размером около 5–6 мкм в трещинах агрегатов гидроксида железа.

Таким образом, проведенные электронно-микроскопические исследования показали неоднородность химического состава гидроксидов железа и минеральное разнообразие бурых железняков Амурского месторождения. Здесь впервые выявлены гипергенные минералы, принадлежащие к классам самородных веществ, сульфидов, селенидов, фосфатов, галогенидов, сульфатов, оксидов.

Мелкие размеры минералов и их непостоянный состав свидетельствуют о многократной смене условий минералообразования. На переходы между восстановительными и окислительными условиями указывают нахождение в одном образце таких редких минералов-индикаторов как гипергенный сфалерит, цинкит, самородная латунь, селениды, крандаллит и гидроксиды железа. Находка селенидов ртути и свинца в железной шляпе подтверждает тезис об их более высокой устойчивости в окислительных условиях, чем сульфидов аналогичных металлов [Belogub et al., 2008].

В геохимическом плане в зоне окисления происходит разделение Zn и Pb. Более высокие содержания Zn в гипергенных минералах характерны для глинистых продуктов изменения вулканитов из более глубоких частей профиля окисления, а Pb – в близких к поверхности бурых железняках.

Автор благодарен Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову за помощь в работе. Работа выполнена при поддержке гранта 12-05-31188 мол_а.

Литература

Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 536 с.

Отчет о результатах поисково-оценочных работ, выполненных в 2007–2008 гг. на Амурском месторождении цинковых руд с подсчетом запасов по состоянию на 01 октября 2008 г. Ответ. исполнители *Баль В. И., Пужаков Б. А.* Челябинск, 2008ф. 232 с.

Штейнберг А. Д., Абдуллин Р. З., Скопина Н. А. и др. Отчет о результатах геофизических и геолого-поисковых работ м-ба 1 : 25000 на площади Амамбайской и Амурской рудоносных зон в Агаповском, Кизильском и Брединском районах Челябинской области за 1972–76 гг. Том 1 – текст отчета. Челябинск–Магнитогорск, 1976ф. 294 с.

Belogub E. V., Novoselov K. A., Yakovleva V. A., Spiro B. Supergene sulphides and related minerals in the supergene profiles of VHMS deposits from the South Urals // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 33. Is. 3–4. P. 239–254.

А. Г. Гладков
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
black.gnom@mail.ru

Сравнение термоЭДС оруденелой фауны месторождения Сафьяновское (Средний Урал) и гидротермального поля Галапагосского рифта (Тихий океан)

(научный руководитель В. В. Масленников)

Термоэлектрический эффект в минералах-полупроводниках заключается в возникновении в них градиента температуры термоэлектродвижущей силы – термоЭДС. Для большей части полупроводников коэффициент термоЭДС зависит от химического состава минералов, количества примесей в них и изменяется с повышением или понижением температуры. Возникновение в полупроводнике термоЭДС связано с изменением концентрации и кинетической энергии свободных носителей электрических зарядов (электронов и дырок) и их диффузией из более горячей области полупроводника в область с пониженной температурой. Это приводит к возникновению в полупроводнике зарядов свободных носителей электричества и противоположных по знаку зарядов ионов кристаллической решетки, что влечет за собой возникновение внутреннего электрического поля. Следует отметить, что электрический ток, возникающий при миграции электронов, носит постоянный характер [Гинзбург, 1985].

Для исследования термоэлектрических свойств минералов был применен зондовый метод с использованием двух зондов в виде заостренных медных стержней.

Метод характеризуется пониженными метрологическими показателями. Измерения термоЭДС проводились с помощью установки собственного изготовления (по схеме А. Красникова), состоящей из двух медь-константановых термопар – горячей, на базе паяльника с регулируемой температурой, и холодной, а также цифрового мультиметра Mastech MS8221B, константанового термозонда.

Целью работы является сравнение термоэлектрических свойств оруденелой фауны современных (гидротермальное поле в Галапагосском рифте, Тихий океан) и палеозойских (Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение, Средний Урал) гидротермальных полей.

Одним из хорошо изученных объектов современных гидротермальных образований являются активные и реликтовые гидротермальные постройки Галапагосского рифта [Corliss et al., 1979; Malahoff et al., 1983]. Наиболее крупное из сульфидных скоплений представляет собой линейную систему гидротермальных труб (часто сросшихся) высотой до 35 м и шириной свыше 20 м, прослеженных на расстояние около 500 м [Prefer et al., 1999]. Сульфидная постройка сформировалась на осыпи базальтовых обломков вследствие поступления гидротермальных растворов по трещинам вдоль крупного разлома в океанической коре. Среди сульфидных минералов преобладают халькопирит и пирит при небольшом количестве сфалерита. В зоне Галапагосского рифта, рядом с местами разгрузки гидротерм обнаружены черви из рода Riftia, живущие в симбиозе с сульфидоокисляющими бактериями [Felbeck, 1981].

Сафьяновское месторождение находится в Режевском рудном районе на Среднем Урале и представляет собой разрушенный сульфидный холм, основу которого составляет колонна массивных сульфидных руд, содержащих реликты халькопирит-сфалерит-кварцевых труб [Масленников, 2006]. Вблизи кровли холма распространены колломорфные пиритовые руды, содержащие оруденелые трубчатые черви – полихеты размером от 100 мкм до 2 см.

Были исследованы образцы ДК-1662-3а1 (поле Галапагосского рифта) и Saf-12-1f (Сафьяновское месторождение), предоставленные профессором В. В. Масленниковым.

Трубчатые черви диаметром 10–15 мм в обр. ДК-1662-3а1 имеют максимальную сохранность: их оболочка сложена гидротермально-осадочным колломорфным пиритом, а внутренняя полость – кристаллическим пиритом, замещаемым халькопиритом (рис. 1). В периферийной части оболочки также отмечается зона замещения колломорфного пирита халькопиритом.

Размеры оруденелых полихет в обр. Saf-12-1f варьируют от 3 до 7 мм и характеризуются концентрически-зональным строением, что выражается в чередовании зон, сложенных колломорфным пиритом, сфалеритом, который замещает пирит, и кристаллическим пиритом (рис. 2). Центральная часть псевдоморфоз трубок выполнена кварцем.

Для образца с гидротермального поля Галапагосского рифта характерен преимущественно электронный тип проводимости с незначительным количеством малых по модулю положительных значений (от +2 до +7.3 мВ) и сравнительно высокими отрицательными (от –17.9 до –32.7 мВ). Положительные значения имеет пористый и колломорфный пирит, выполняющий оболочку трубки. Интерстиции заполнены халькопиритом, имеющим только электронный тип проводимости и, как следствие, отрицательные значения термоЭДС, что влияет на характер проводимости и обуславливает малую размерность положительных значений. Модуль отрицательных значений термоЭДС уменьшается в зонах срастания с пиритом, в данном случае имеющим дырочный тип проводимости.

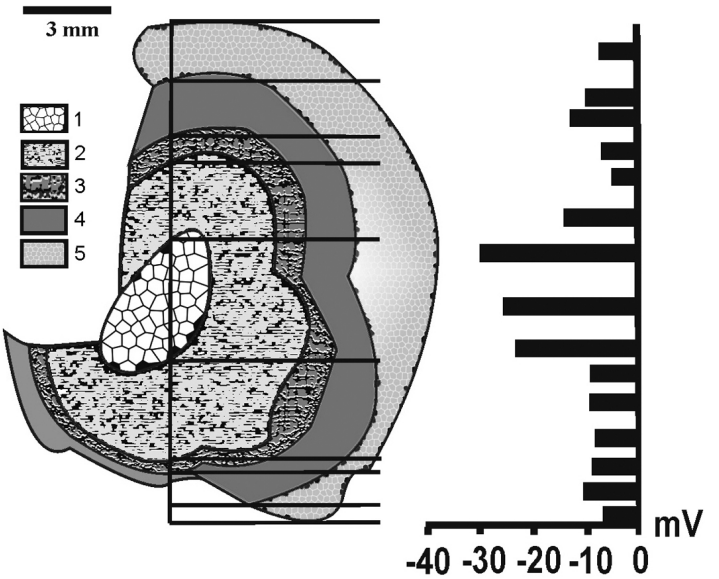


Рис. 1. Обр. ДК-1662-3а1, Галапагосский рифт: 1 – ядро реликтового пирита, замещаемое халькопиритом; 2 – внутренняя полость, сложенная кристаллическим пиритом в халькопиритовой матрице; 3 – оболочка, выполненная колломорфным пиритом; 4 – периферийная зона замещения пирита халькопиритом; 5 – основная пирит-халькопиритовая масса.

Справа – гистограмма изменения значений термоЭДС в различных зонах образца.

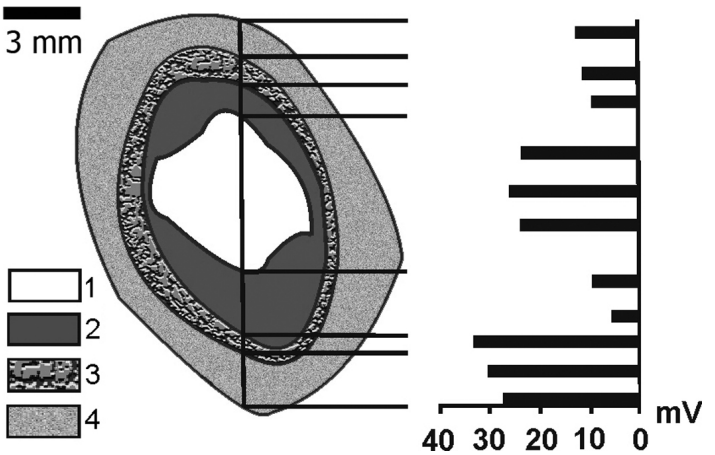


Рис. 2. Обр. Saf-12-1f, Сафьяновское месторождение: 1 – ядро, выполненное кварцем и кристаллическим крупнозернистым пиритом; 2 – зона замещения пирита сфалеритом; 3 – оболочка, состоящая из колломорфного пирита; 4 – пирит-сфалеритовая основная масса.

Справа – гистограмма изменения значений термоЭДС в различных зонах образца.

Для образца Сафьяновского месторождения характерен исключительно дырочный тип проводимости пирита, вероятно, вызванный отсутствием халькопирита. Значения изменяются от +7.3 до +32.5 мВ. Сфалерит в изученном образце имеет также дырочный тип проводимости, величина термоЭДС изменяется незначительно от +3.2 до +3.7 Мв. В срастаниях с пиритом отмечены более низкие значения термоЭДС (от +9.7 до +16 мВ).

Работы поддержаны проектом УрО–СО РАН № 12-С-1010.

Литература

Гинзбург А. И. Методы минералогических исследований. М.: Недра, 1985. 364 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс.: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Corliss J. B., Dymond J., Gordon L. E. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // Science. 1979. Vol. 203. P. 1073–1083.

Felbeck H. Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm, Riftia pachyptila // Science. 1981. Vol. 213. P. 336–338.

Malahoff A., Embley R., Cronan D. S., Skirrow R. The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and assotiated deposits from the Galapagos rift and 86°W // Marine Mining. 1983. Vol. 4. P. 123–127.

Perfit M. R., Ridley W. I., Jonasson I. R. Geologic, petrologic, and geochemical relationships between magmatism and massive sulfide mineralization along the eastern Galapagos spreading center // Reviews in Economic Geology. 1999. Vol. 8. P. 75–100.

И. В. Гаськов, В. А. Симонов, Н. К. Бабинова, С. И. Ступаков
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
gaskov@igm.nsc.ru

Геохимические особенности магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай)

Кульбичское месторождение приурочено к южному контакту Саракокшинского плагиогранитного плутона, располагающегося на северо-востоке Горного Алтая [Гусев, 2003]. Медно-молибден-порфировое оруденение в виде кварц-сульфидного штокверка, протягивается в северо-западном направлении на 2–3 км при ширине до 400 м. Оно локализуется в окварцованных и калишпатизированных гранит-порфирах и представлено кварцевыми, кварцево-кальцитовыми и кварц-баритовыми жилками мощностью до 1–5 см с гнездами и вкрапленностью сульфидных минералов.

Ранее с целью выявления возможных источников рудных компонентов на месторождении Кульбичское нами были проведены исследования включений минералообразующих сред в гранит-порфирах, вмещающих Cu-Mo-порфировое оруденение. Было установлено, что вкрапленники кварца в этих породах содержат несколько типов включений, представляющих полную историю развития минералообразующих процессов на месторождении [Симонов и др., 2011].

В настоящем сообщении приводятся новые данные о геохимических особенностях магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского ме-

сторождения (Горный Алтай), полученные в результате исследования составов расплавных включений в кварце гранит-порфиров, вмещающих Cu-Mo-порфировое оруденение. Были изучены первичные расплавные включения, располагающиеся по зонам роста вкрапленников либо приуроченные к центральным частям кристаллов кварца. Среди этих включений по внешнему облику выделяются две разновидности. Часть включений (размерами 10–25 мкм), приуроченных, в основном, к зонам роста, обладают округлой формой, часто с хорошо видимой огранкой и заполнены множеством мелких светлых кристаллитов, среди которых есть темные фазы и газовый пузырек. Другие включения (до 40–50 мкм) заполнены, главным образом, темными фазами – светлые видны только по краям.

Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились согласно опубликованным ранее методикам [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994] в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Составы стекол прогретых расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторичноионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [Соболев, 1996].

В ходе высокотемпературных экспериментов первичные расплавные включения в кварце при нагреве до 300 °С практически не меняются. Около 350 °С некоторые фазы во включениях изменяют свои очертания, что может свидетельствовать о возможном присутствии солей и флюида. Далее до 750 °С существенные изменения не происходят, и около 900 °С начинается плавление микрокристаллитов во включениях. В области 1030 °С часть мелких (до 10 мкм) включений становится гомогенными. Температуры гомогенизаций более крупных (до 30 мкм) включений составляют 1160 °С. Отдельные включения не выдерживают внутреннего давления и разгерметизируются с выделением части расплава на поверхность пластинки.

При сравнении с информацией по другим сульфидным месторождениям видно, что температуры кислых расплавов Кульбичского месторождения (1030–1160 °С) практически совпадают с данными по ряду медно-порфировых месторождений Монголии (1030–1180 °С) и колчеданных месторождений Рудного Алтая (1050–1180 °С) [Simonov et al., 2010].

По химическому составу изученные расплавные включения в кварце из гранит-порфиров Кульбичского месторождения, обладая низкими содержаниями щелочей (Na_2O+K_2O до 7 мас. %), соответствуют породам нормальной щелочности и принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов и риолитов. Для большей части рассмотренных включений характерны невысокие (до 0.27) значения отношений K_2O/Na_2O и они отвечают расплавам натриевой серии. Другая часть включений (K_2O/Na_2O 0.5–1) принадлежит K–Na серии. По этим характеристикам изученные включения Кульбичского месторождения существенно отличаются от включений в кварцевых вкрапленниках из порфиров как медно-порфировых, так и колчеданных месторождений.

По низким содержаниям TiO_2 (до 0.10 мас. %) расплавные включения Кульбичского месторождения отличаются от включений в кварце небольших медно-порфировых месторождений Монголии [Симонов и др., 2006], совпадая с данными по крупному медно-порфировом месторождению Залдивар, Чили [Campos et al., 2002]. Повышенные значения Al_2O_3 (понижающиеся от 18.6 до 14.3 мас. % при росте

SiO_2) в рассмотренных расплавах также наиболее близки к месторождению Залдивар. По содержанию FeO выделяются две группы: включения с минимальными значениями (до 0.12 мас. %) совпадают с данными по месторождению Залдивар, а с относительно повышенными (0.3–0.7 мас. %) – тесно ассоциируют с небольшими медно-порфировыми месторождениями Монголии и Залдиваром. Для MgO также характерны две группы (до 0.04 мас. % и 0.07–0.13 мас. %), совпадающие с данными по небольшим и крупным медно-порфировым месторождениям. Расплавы Кульбичского месторождения отличаются от других медно-порфировых месторождений повышенными значениями кальция (до 3.9 мас. % CaO) и натрия (до 5 мас. % Na_2O). По содержаниям K_2O выделяются две группы: группа с минимальными значениями (до 1 мас. %) отличается от данных по другим месторождениям, а группа с умеренными значениями K_2O (2.5–3.6 мас. %) совпадает с медно-порфировыми месторождениями.

При сравнении с данными по расплавным включениям в кварце колчеданных месторождений [Simonov et al., 2010] выясняется, что включения Кульбичского месторождения отличаются пониженными значениями TiO_2, FeO, K_2O/Na_2O, повышенными – Al_2O_3, CaO, Na_2O, а по MgO, K_2O частично совпадают с одной из групп, выделенных выше.

С помощью анализа на ионном зонде были установлены содержания редкоземельных элементов и воды в стеклах прогретых расплавных включений в кварце Кульбичского месторождения. Содержания воды (0.43–0.67 мас. %) в расплавах Кульбичского месторождения практически совпадают с данными по включениям в кварце медно-порфировых месторождений Монголии (0.3–0.76 мас. %) и значительно меньше, чем в рудоносных магмах колчеданного месторождения Юбилейное (1.56–4.30 мас. %).

Графики распределения РЗЭ в стеклах прогретых расплавных включений в кварце Кульбичского месторождения по форме близки (с Eu минимумом и отрицательным наклоном с относительным обогащением легкими лантаноидами) с данными по включениям в кварце медно-порфировых месторождений Монголии и колчеданных месторождений Рудного Алтая, но при этом содержания компонентов в десятки раз меньше.

Таким образом, исследования показали, что основная масса кварцевых вкрапленников из порфиров рассмотренного медно-порфирового Кульбичского месторождения кристаллизовалась из высокотемпературных (1030–1160 °C) силикатных расплавов. Сходные температуры были установлены для включений в кварце из медно-порфировых месторождений Монголии (1030–1180 °C) и колчеданных месторождений Рудного Алтая (1050–1180 °C) [Симонов и др., 2006; Simonov et al., 2010].

Согласно данным по включениям расплавы Кульбичского месторождения по химическому составу наиболее близки к магматическим системам крупного медно-порфирового месторождения Залдивар, Чили.

При сравнении с данными по составам включений в кварце колчеданных месторождений [Simonov et al., 2010] было выяснено, что расплавы Кульбичского месторождения отличаются пониженными значениями TiO_2, FeO, K_2O/Na_2O и повышенными - Al_2O_3, CaO, Na_2O.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск: STT, 2003. 350 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Гражданников С. А., Гаськов И. В., Боровиков А. А. Включения минералообразующих сред в кварце из медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2011. С. 189–191.

Симонов В. А., Сотников В. И., Ковязин С. В. Уровень концентраций меди в гранитоидных расплавах, генерирующих разномасштабные Cu-Mo-порфировые оруденения // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. докл. Междунар. совещ. Новосибирск: Гео, 2006. С. 202–203.

Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

Campos E., Touret J.L.R., Nikogosian I., Delgado J. Overheated, Cu-bearing magas in the Zaldivar porphyry-Cu deposit, Northern Chile. Geodynamic consequences // Tectonophysics. 2002. Vol. 345. № 1–4. P. 229–251.

Simonov V. A., Gaskov I. V., Kovyazin S. V. Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai–Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol. 57. P. 737–754.

Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.

В. А. Симонов, А. В. Котляров
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@igm.nsc.ru

Физико-химические параметры палеогидротермальных систем колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг приурочено к вулкано-тектонической депрессии. Рудовмещающие комплексы представлены вулканогенно-осадочными нижнекембрийскими отложениями туматтайгинской свиты [Кузебный и др., 2001], в состав которой входят базальты, андезибазальты, дациты и риолиты, а также вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены алевролитами, песчаниками, силицитами, известняками. Палеогидротермальное поле с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами приурочено к южному флангу кембрийского Каахемского рифта [Зайков, 2006].

Оруденение располагается на нескольких литолого-стратиграфических уровнях, к которым приурочены изученные нами отдельные рудопроявления и месторождения. Среди пород нижней толщи туматтайгинской свиты находится баритовое рудопроявление Перевальное, которое является одной из рудоподводящих зон. Рудные тела собственно Кызыл-Таштыгского месторождения и окварцованные метасоматиты участка Пиритовый Кар сосредоточены в низах разреза верхней толщи этой свиты. К наиболее высокому по разрезу рудоносному уровню приурочены барит-полиметаллические рудокласты рудопроявления Карового.

Физико-химические условия гидротермальных систем были установлены с помощью исследования флюидных включений методами криометрии и термометрии [Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987] в крио- и термокамерах оригинальных конструкций [Симонов, 1993]. Изучены включения в минералах из сульфидных руд Кызыл-Таштыгского месторождения, рудопроявления Перевальное и участков Пиритовый Кар и Каровый. Учитывая важную роль магматических процессов при формировании палеогидротермальных систем, были рассмотрены флюидные включения в минералах из андезитов и базальтов.

Рудопроявление Перевальное. Исследования барита из барит-полиметаллических руд рудопроявления Перевальное позволили выяснить установить температуры эвтектик (–22...–24.5 °С), плавления последних кристалликов (–1.7...–2.8 °С) и гомогенизации (122–256 °С). Исходя из этих показателей, состав рудообразующих гидротермальных растворов представлен $NaCl+H_2O$ (с примесью KCl), а концентрация солей составила 2.5–4.3 мас. %. Судя по составу и низким концентрациям солей, источником гидротермальных растворов служила морская вода. В целом, эти параметры соответствуют результатам исследования флюидных включений в барите из современных гидротермальных систем задугового бассейна Вудларк, Тихий океан [Binns et al., 1993].

Месторождение Кызыл-Таштыг. В барите из барит-полиметаллических руд собственно Кызыл-Таштыгского месторождения флюидные включения обладают температурами эвтектик от –24 до –25 °С, что показывает преобладание NaCl с примесью KCl. Растворение последних кристалликов наблюдалось в интервале температур –2...–5.5 °С, что свидетельствует о солености 3–8.5 мас. %. Температуры гомогенизации составляют 150– 270 °С. В целом, по температурам и по содержанию солей растворы Кызыл-Таштыгского месторождения имеют близкие характеристики с гидротермами месторождения Яман-Касы (Южный Урал) [Симонов и др., 1998].

Участок Пиритовый Кар. Исследовались флюидные включения в жильном кварце. Эксперименты в термокамере показали, что преобладают включения с температурами гомогенизации 110–140 °С. Криометрические исследования флюидных включений показали, что растворы замерзают при –36...–32°С, а температуры эвтектики составляют –26...–32 °С. Таким образом, среди солей в гидротермальной системе кроме NaCl присутствует значительное количество $MgCl_2$. Выделяются две группы включений по содержанию солей: первая – с низкими концентрациями солей от 1.5 до 4 мас. %, вторая – с соленостью 7–9 мас. %.

Участок Каровый. По данным термометрии температуры гомогенизации флюидных включений в баритовых рудокластах составляют 112–348 ?С, что хорошо согласуется с данными предыдущих исследователей [Калеев, 1990]. Криометрический анализ показал, что, судя по замеренным температурам эвтектик, состав минералообразующих растворов был близок к морской воде (преобладание NaCl с незначитель-

ными примесями KCl и Na_2SO_4). Концентрация солей, определенная по температурам плавления последних кристалликов (–1.3...–3.35 ?C) составляет 1.9–5.2 мас. %, что близко к солености морской воды. Таким образом, скорее всего, основой гидротермальных рудообразующих растворов на рудопроявлении Каровое была морская вода.

Сравнивая полученные результаты по рудопроявлению Каровое с данными по флюидным включениям в минералах других рудообразующих гидротермальных систем, наблюдаем существенное сходство как с параметрами современных гидротермальных растворов, действующих на дне задугового бассейна Вудларк [Binns et al., 1993] (состав – $NaCl+KCl+Na_2SO_4$, концентрация солей – 2.7–6.9 мас. %, температуры гомогенизации флюидных включений – 203–316 ?C), так и с физико-химическими условиями древних гидротермальных рудообразующих систем (месторождение Яман-Касы, Урал) [Симонов и др., 1998].

Постмагматические флюиды. Исследовались флюидные включения *в кварцевых вкрапленниках андезитов* из верхней толщи туматтайгинской свиты. В кварце этих пород были найдены и изучены расплавные включения [Симонов и др., 1999]. Рядом с первичными расплавными располагаются серии вторичных флюидных включений, представляющих постмагматические гидротермальные растворы. Эксперименты в микротермокамере свидетельствуют о преобладании включений с температурами гомогенизации 145–179 °C. В то же время есть более высокотемпературные включения – до 230 °C. Криометрический анализ флюидных включений показал, что температуры эвтектики составляют от –27.5 до –31.25 °C, т.е. среди солей преобладает NaCl с возможной примесью $MgCl_2$. Температуры плавления последних кристалликов составляют –4.4...–3.1 °C, –12.5...–6.8 °C, а также до –15 °C. Соответственно концентрации солей составляют 4.7–7.2 и 8.1–14.4 мас. %, встречаются и более высокие содержания до 17.8 мас. %.

В карбонате из миндалин базальтовых порфиритов флюидные включения имеют следующие характеристики: температуры эвтектик – –24.5...–26 °C, температуры плавления последних кристалликов – –1.7...–3.5 °C, температуры гомогенизации – 110–140 °C, редко 275 °C. Таким образом установлено, что на магматические комплексы Кызыл-Таштыгского рудного поля оказывали воздействие гидротермальные системы с минимальными температурами 110–140°C (редко до 275 °C). Преобладали соли натрия (NaCl) с примесью KCl при общей солености не более 2.5–5.5 мас. %, то есть, скорее всего, источником этих растворов была морская вода.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Калеев Е. А. Генетические типы колчеданного оруденения и условия формирования Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 1990. 220 с.

Кузебный В. С., Макаров В. А., Калеев Е. А. и др. Кызыл-Таштыгский кочеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск. 2001. 292 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Симонов В. А., Зайков В. В., Масленников В. В. Физико-химические условия формирования рудообразующей гидротермальной системы черного курильщика Яман-Касы (Уральский палеоокеан) // Металлогения древних и современных океанов–1998. Руды и генезис месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 32–36.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Binns R. A., Scott S. D., Bogdanov Yu. A. et al. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark basin, Papua New Guinea // Economic Geology. 1993. Vol. 88. № 8. P. 2122–2153.

А. А. Терлеев[1], Д. А. Токарев[1], В. А. Симонов[2], А. В. Каныгин[1], С. И. Ступаков[2]

[1] – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

erleevAA@ipgg.sbras.ru

[2] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Новые данные по палеонтологии туматтайгинской эффузивно-осадочной свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тыва)

В вулканогенно-осадочных толщах туматтайгинской свиты нижнего кембрия, вмещающих колчеданное месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тыва), были выявлены органические остатки, существовавшие в зонах действия гидротермально-рудообразующих систем, близких по своим характеристикам к современных «черным курильщикам» на дне океанов. Ранее нами эти остатки относились к микробиальным остаткам, которые были обнаружены в миндалинах базальтов и карбонат-кварц железистых породах (яшмоиды). В результате детальнейших микроскопических исследований и апробации у ведущих палеоальгологов удалось установить таксономическую принадлежность этих остатков. В миндалинах базальтов определены цианобактерии рода *Girvanella* Nicholson et Etheridge.

Исследования флюидных включений показали, что базальты, содержащие цианобактерии в миндалинах, находились под воздействием гидротермальных растворов (с минимальными температурами 120–180 °С), по составу (NaCl) и солености (около 3.5 мас. %), соответствующих морской воде. Эти физико-химические параметры близки по своим значениям к характеристикам части гидротермальных систем, формировавших сульфидные руды Кызыл-Таштыгского месторождения [Симонов и др., 1999; Каныгин и др., 2011; Терлеев и др., 2012].

В железисто-кремнистых породах туматтайгинской свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля Восточной Тувы определены колонии водорослей родов *Renalcis* Vologdin, *Botomaella* Korde и цианобактерий рода *Obruchevella* Reitlinger.

В настоящее время получены новые материалы по палеонтологии рудовмещающей толщи туматтайгинской свиты, где располагается палеогидротермальное поле собственно месторождения Кызыл-Таштыг с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами. Железисто-кремнистые отложения сложены красными, красно-бурыми, красно-коричневатыми породами гематит-кварцевого состава с однородной, брекчиевидной и пятнистой текстурами.

В этих породах дополнительно были определены фаунистические остатки (рис., см. вкладку, стр. 159). Они представлены трубчатыми организмами мелкораковинной фауны, столбчатыми строматолитами и нитевидными водорослями. На рисунке показаны узкоконический кубок до 1 мм по высоте (рис. Б) и ассиметричный кубок, имеющий с левой стороны простую стенку, а с правой стороны волнистую зазубренную; по морфологическим признакам этот кубок можно отнести к типу риброциат (рис. В). На рис. А, Е представлены трубчатые организмы размером до 1.5 мм в длину с неровными, волнистыми стенками. На рис. Г показаны строматолиты в виде столбиков высотой до 2 мм и шириной в основании до 3 мм, сложенные тонкими слойками с обломочным материалом. На рис. Д изображен пучок трубчатых организмов, в некоторых местах наблюдается членистое строение типа конус в конус, что дает возможность предварительно отнести их к роду *Proaulopora*.

В целом, исследования показали, что в тесной ассоциации с формировавшимися сульфидными рудами Кызыл-Таштыгского месторождения возникли нижнекембрийские экосистемы, развитие которых связано с действием гидротермальных растворов.

Авторы статьи выражают свою благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТувИКОПР СО РАН (г. Кызыл) за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953 и Интеграционного проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН № 36.

Литература

Каныгин А. В., Терлеев А. А., Симонов В. А. и др. Геологические и палеонтологические свидетельства раннекембрийских экосистем гидротермального типа (пример из колчеданного Кызыл-Таштыгского рудного поля, Тыва) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011, № 5 (197), С. 7–12.

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Терлеев А. А., Симонов В. А., Каныгин А. В. и др. Пригидротермальная биота в железисто-кремнистых отложениях Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 71–73.

Часть 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. В. Мурзин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
murzin@igg.uran.ru

О возможном генетическом единстве золотоносных родингитов (хлорапитов) и хлорит-карбонатных карбонатитоподобных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале

В пределах Карабашского офиолитового массива гипербазитов известны два пространственно разобщенных специфических типа золотоносных пород – родингиты (хлорапиты), сложенные агрегатами диопсида, граната и хлорита, и карбонатитоподобные магнетит-хлорит-карбонатные породы.

Эти образования имеют сходную геологическую позицию и локализуются в зонах тектонического меланжа, согласных с общим субмеридиональным простиранием массива. Полоса родингитов прослеживается на расстояние до 2.5 км вдоль центральной части массива гипсометрически в наиболее высокой его части. Отдельные тела родингитов имеют мощность до 2–3 м, местами до 8 м и протяженность до 600–700 м. Магнетит-хлорит-карбонатные породы распространены локально в краевых частях массива и образуют тела небольших размеров (первые десятки метров), цепочки которых, тем не менее, хорошо прослеживаются в виде протяженных зон. Локальность выходящих на современную поверхность тел хлорит-карбонатных пород может быть объяснена сильной боковой эрозией склонов Карабашских гор.

Ранние исследователи массива (Е. А. Кузнецов, Н. И. Бородаевский и др.) рассматривали описываемые породы в едином ряду генетически связанных хлоритсодержащих пород (хлорит-гранат-пироксеновых, хлорит-гранатовых, гранат-хлорит-эпидотовых, хлорит-карбонатных и хлоритовых), имеющих сходные условия залегания в виде жил, линзовидных или трубообразных тел среди серпентинитов. Они также указывали на близость пород этого ряда не только по набору основных минералов, но и содержащихся в относительно небольших количествах акцессорных минералов – магнетита, минералов титана и фосфора (апатит, титанит), биотита, сульфидов меди и никеля, реликтового хромшпинелида. Современными исследованиями для описываемых типов золотоносных пород была установлена также специализация их на редкоземельные, редкие и радиоактивные элементы LREE, Zr, Th, а также выявлены минеральные формы и минералы-носители этих элементов – анкилит, монацит, алланит-Ce, эшинит-(Y), циркон, бадделеит, торианит, уранинит и др. [Мурзин и др., 2005; Мурзин, Варламов, 2010].

На происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива имеется несколько точек зрения. Одни исследователи относят их к классическим продуктам биметасоматоза на контактах даек габброидов и гипербазитов [Спиридонов, Плетнев, 2002], другие – к апогипербазитовым метасоматитам [Берзон, Фадеичева, 1974; Сазонов, 1998]. Наконец, нами высказана точка зрения, что золотоносные родингиты являются гидротермально-метасоматическими образованиями, преимущественно,

телами выполнения с широким вовлечением в метасоматический процесс вмещающих серпентинитов [Мурзин, Шанина, 2007].

Относительно происхождения магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива также нет единого мнения. В. А. Поповым и Г. Г. Кораблевым было установлено, что все основные минералы карбонатно-силикатных пород имеют поверхности совместного роста и, следовательно, являются телами выполнения. Повышенная концентрация в них редкоземельных элементов (сумма REE – 130 г/т), вместе с фактами принадлежности телам выполнения и присутствия в массиве щелочных пород кварц-рибекитового состава, послужило основанием для отнесения их к карбонатитам [Белогуб и др., 2003]. Другая точка зрения базируется на модели доломитизации внедренных в зону серпентинового меланжа известняков под действием «водной составляющей гипербазитов» [Ерохин и др., 2011].

В данном исследовании получены дополнительные характеристики родингитов и хлорит-карбонатных пород, обнаруживающие как черты их сходства, так и различия.

Зональность. Оба типа пород слагают тела зонального строения – родингиты окаймляются зонами хлоритолитов мощностью до 2–3 м, которые, в свою очередь, постепенно переходят в хризотиловые или антигоритовые серпентиниты. Карбонатитоподобные породы образуют линзообразные тела различных размеров, локализованные в участках хлоритовых пород, контролирующихся протяженными зонами рассланцевания и карбонатизации среди антигоритовых серпентинитов (рис. 1).

Геохимические особенности. Магнетит-хлорит-карбонатые и хлорит-гранат-пироксеновые породы характеризуются высоким содержанием Ti, P, Mn, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th и REE. Тренды распределения РЗЭ хлорит-карбонатых пород и родингитов практически совпадают по форме и уровню содержания РЗЭ. Примыкающие к этим породам хлоритолиты и хлоритизированные серпентиниты существенно обогащены РЗЭ по отношению к удаленным от них серпентинитам.

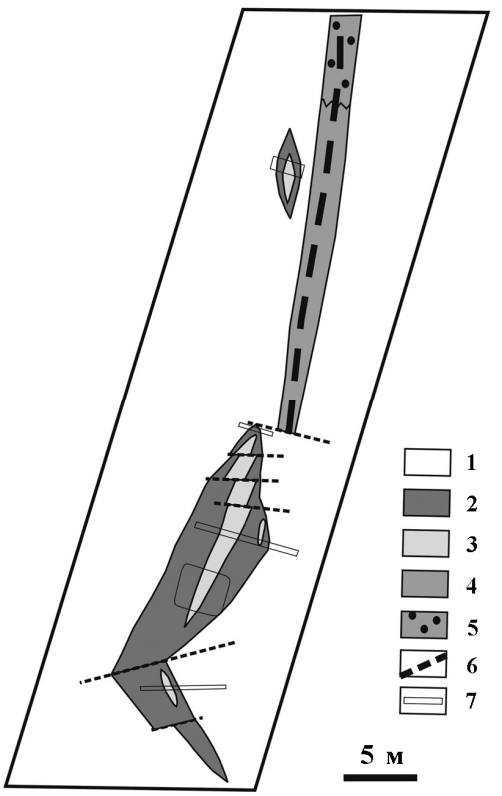


Рис. 1. Геологическое строение тела магнетит-хлорит-карбонатных пород в западной части Карабашского массива.

1 – серпентинит антигоритовый; 2 – хлоритолит; 3 – линзы магнетит-хлорит-карбонатных пород; 4 – серпентинит сильно карбонатизированный; 5 – серпентинит с рассеянной карбонатизацией; 6 – тектонические нарушения; 7 – горные выработки.

PTX-условия формирования. Формирование родингитов 1 и 2 стадии имело место при стандартных для родингитов условиях: Т 420–470 °С, Р 2–3 кбар, X_{CO2} 0.001–0.007 и восстановленная среда (табл.). В заключительную 3 стадию образования кальцитовых прожилков происходило снижение РТ параметров (0.5–1 кбар, 230–310 °С), повышение X_{CO2} до 0.036 и окислительных свойств среды [Мурзин, Шанина, 2007].

Таблица

Мольная доля CO_2 и степень окисленности летучих компонентов из флюидных включений в минералах различных гидротермалитов Карабашского массива

Тип метасоматита (кол-во проб)	Мольная доля CO_2	Степень окисленности
Родингит 1 и 2 стадий (4)	0.002–0.007	0.14–0.36
Кальцит 3 стадии из родингита (1)	0.034	0.76
Хлорит-карбонатная порода (2)	0.049	0.73–0.92
Лиственит (1)	0.137	0.77

Примечание. Газовохроматографический анализ выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН, аналитик С. Н. Шанина. Извлечение газов осуществлялось термическим способом при нагреве проб до 600 °С, карбоната – до 450 °С. Степень окисленности летучих компонентов – $CO_2/CO_2+CO+H_2+CH_4$.

Явные признаки многостадийности карбонатитоподобных пород не зафиксированы, однако их геотермометрия с использованием изотопного кислородного, доломит-кальцитового и хлоритового геотермометров указала на широкий диапазон их формирования. Для парагенезисов карбоната с хлоритом и магнетитом зафиксированы 4 температурных диапазона: 480–430 ?С (присутствует только доломит), 430–380 ?С (доломит и кальцит), 340–280 ?С и 260–210 ?С. Для парагенезиса хлорита и магнетита в хлоритолите получены два температурных диапазона – 370–360 ?С и 240–210 ?С. Углекислотность флюида по данным газовой хроматографии на порядок превышает таковую при формировании родингитов ранних стадий. Она близка к составу флюида при отложении кальцита в родингитах 3 стадии, но меньше, чем при лиственитизации (см. табл.).

Изотопный состав карбонатов. Кальцит родингитов и доломит карбонатитоподобных пород сходны по изотопному составу кислорода, углерода и стронция (рис. 2). Эти изотопные характеристики отвечают смеси осадочного карбонатного и глубинного вещества. Отчетливая корреляция изотопного состава углерода и стронция карбонатов свидетельствует о том, что они контролируются одними и теми же факторами.

Абсолютный возраст. Определенный Sm-Nd возраст типичного образца раннего родингита хлорит-гранат-диопсидового состава составил 369.4 ± 8.8 млн лет, что соответствует верхнему девону. Имеющиеся в литературе датировки возраста карбонатитоподобных пород массива получены методом химического датирования по торианиту и противоречивы. По данным [Вотяков и др., 2010] средневзвешенное по 10 точкам значение возраста торианита составляет 352.1 ± 11.2 млн лет, что очень близко к возрасту родингитов. Более молодые датировки приводятся в работе [Ерохин и др., 2011]: средневзвешенное значение возраста 317.1 ± 8.4 млн лет и изохронный Th*–Pb-возраст – 313.2 ± 5.2 млн лет.

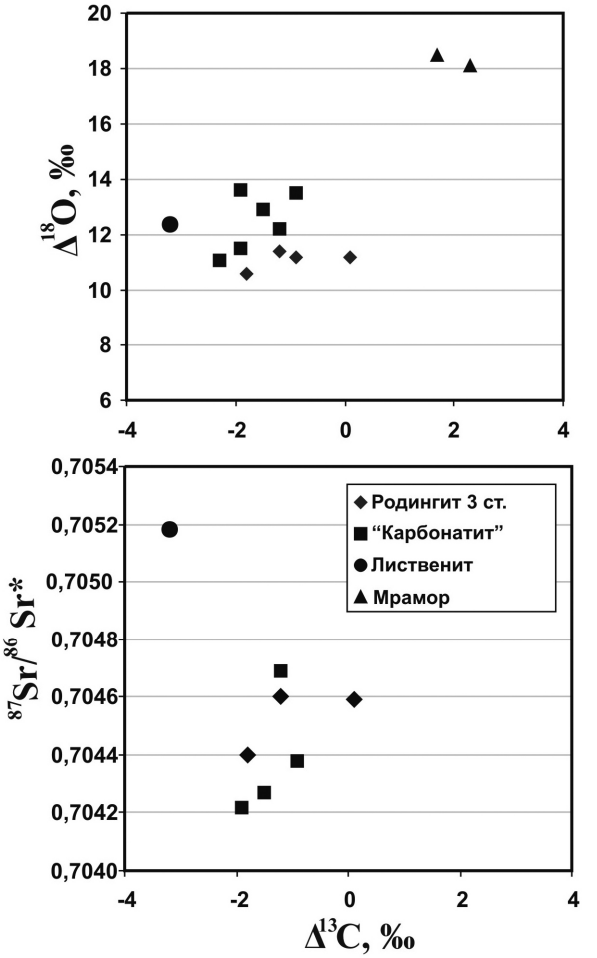


Рис. 2. Изотопный состав углерода, кислорода и стронция карбонатов Карабашского массива.

Таким образом, зафиксированные признаки общности родингитов, особенно заключительной 3 стадии, и карбонатитоподобных пород Карабашского массива (приуроченность к зонам тектонического меланжа, сходный тип зональности, геохимическая специализация, температурные условия формирования, изотопные характеристики) свидетельствуют о возможной генетической связи этих образований. В то же время очевидны различия условий их формирования – предельно низкая степень углекислотности и восстановленные свойства родингитизирующего флюида резко контрастируют с углекислотным окисленным характером флюида при формировании магнетит-хлорит-карбонатных гидротермалитов. Окончательное решение рассматриваемой в статье проблемы возможно при получении более надежных возрастных характеристик рудно-метасоматических образований и объяснении причин возможных резких изменений химизма рудообразующих флюидов, циркулирующих в массиве.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-00734а.

Литература

Белогуб Е. В., Удачин В. Н., Кораблев Г. Г. Карабашский рудный район (Южный Урал). Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: Имин УрО РАН, 2003. 40 с.

Берзон Р. О., Фадеичева И. Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая Гора // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 63–67.

Вотяков С. Л., Хиллер В. В., Щапова Ю. В., Поротников А. В. Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: Методические аспекты // Литосфера. 2010. № 4. С. 94–115.

Ерохин Ю. В., Иванов К. С., Хиллер В. В. Карбонатитоподобные породы Карабашского гипербазитового массива (возраст и генезис) // Современное состояние наук о Земле. Мат. междунар. конф., посв. памяти В. Е. Хаина. М.: Геологический факультет МГУ, 2011. С. 631–633.

Мурзин В. В., Варламов Д. А. Минеральный состав и стадийность формирования золотоносных родингитов Карабашского массива на Ю.Урале // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 229–233.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Попов В. А. и др. Минералого-геохимические особенности золото-редкометально-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 123–145.

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.

Сазонов В. Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и РТХ-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 181 с.

Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220 с.

О. Ю. Плотинская
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
plotin@igem.ru

Биргильдинско-Томинский рудный узел – пример порфирово-эпитермальной системы на Южном Урале

Порфирово-эпитермальные системы (в англоязычной литературе – *telescoped porphyry Cu systems* [Sillitoe, 2010]) представляют значительный интерес как с экономической, так и с генетической точки зрения, поскольку совмещают в себе месторождения разных генетических и геолого-промышленных типов: Cu(Mo)-порфировые, Au-Ag эпитермальные, скарновые и др. В палеозойских и более древних областях из-за длительного развития эрозионных процессов такие системы обычно не сохраняют-

ся даже частично. Редким исключением из этого является территория Биргильдинско-Томинского рудного узла (далее – БТРУ) на Южном Урале. БТРУ расположен примерно в 30 км к юго-востоку от г. Челябинска и охватывает площадь шириной 20 км, субмеридионально вытянутую на 30−40 км. В геотектоническом отношении эта территория приурочена к западной периферии Восточно-Уральской вулканогенной зоны [Грабежев и др., 1998]. Последняя обычно рассматривается как серия фрагментов палеозойских вулканических островных дуг [Herrington et al., 2005; Пучков, 2010].

В наименее эродированной части территории распространены вулканогенно-осадочные породы андезит-дацитового состава D_3–C_1, в которых локализованы эпитермальные Au-Ag месторождения Березняковского рудного поля (месторождения Березняковское, Депутатское и Южное) и Мичуринское рудопроявление. К подстилающим вулканиты известнякам и мраморам O_2–S_2 приурочено Cu-Ag-Pb-Zn стратиформное рудопроявление Биксизак. Основание разреза сложено риолит-базальтовой

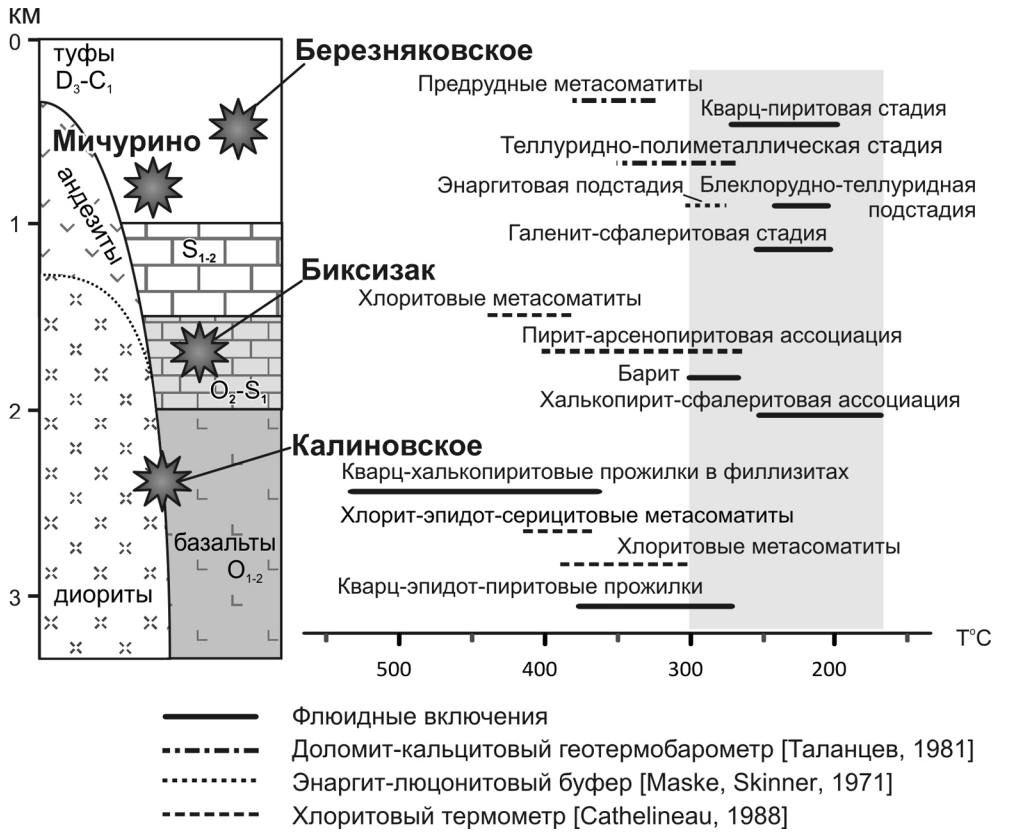


Рис. 1. Положение месторождений БТРУ в сводной стратиграфической колонке района, по [Грабежев и др., 2000] с изменениями и дополнениями и интервалы температур образования основных минеральных ассоциаций по данным изучения флюидных включений [Plotinskaya et al., 2013; Грознова, Плотинская, 2012] и по минеральным геотермометрам. Серым выделена область отложения минералов золота и серебра.

толщей $O_{1–2}$, которая вмещает Cu-порфировые месторождения Калиновское, Томинское, Биргильдинское. Все перечисленные выше месторождения связаны с диоритовыми и андезитовыми порфиритами биргильдинско-томинского комплекса (D_3–C_1) островодужного типа [Грабежев и др., 1998]. Таким образом, блоковое строение территории обусловило совмещение на сравнительно небольшой площади месторождений, сформировавшихся на различных уровнях глубинности, т.е. порфировых и эпитермальных [Грабежев и др., 1998].

Особенности руд и околорудных метасоматитов месторождений БТРУ подробно описаны в работах [Грабежев и др., 1998; Plotinskaya et al., 2013] и в цитированной в них литературе, поэтому в данном докладе мы остановимся только на ключевых чертах, характеризующих сходство и различие перечисленных выше месторождений.

На рисунке 1 видно, что наиболее высокие температуры минералообразования характерны для Калиновского медно-порфирового месторождения (530–360 °С на ранних стадиях и 375–250 °С на поздних) и заметно более низкие – для относительно малоглубинного Березняковского рудного поля (от 350–300 до 250–185 °С) и месторождения Биксизак (от более 400 до 150 °С). При этом золотоносные ассоциации на всех изученных объектах отлагались при близких температурах (200–300 °С).

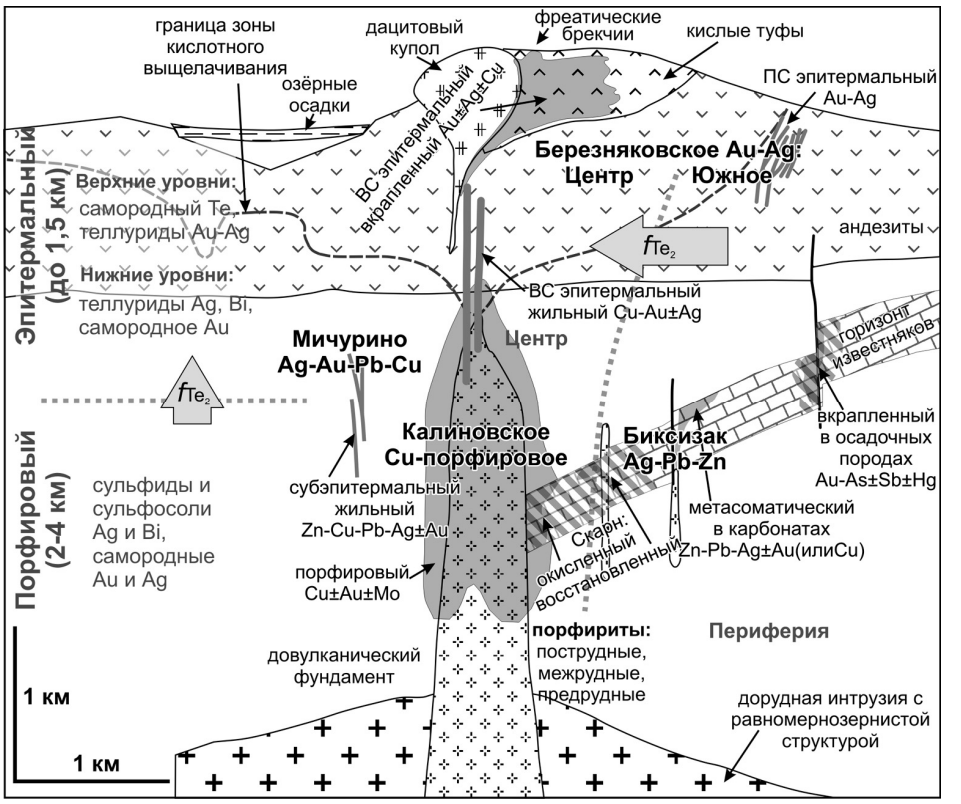


Рис. 2. Положение месторождений Биргильдинско-Томинского рудного узла и ведущих минеральных ассоциаций на схеме гипотетической комплексной Cu-порфировой системы, предложенной в [Sillitoe, 2010].

Установленная температурная зональность хорошо увязывается с распределением в пределах БТРУ минералов золота, серебра, висмута и свинца (рис. 2). На верхних, эпитермальных уровнях (месторождения Березняковского рудного поля) преобладают самородный теллур и теллуриды золота, серебра и свинца (сильванит $AuAgTe_4$, креннерит $(AuAg)Te_2$, петцит Ag_3AuTe_2, алтаит PbTe и др.). При этом происходит смена обстановок минералообразования от высокосульфидизированной (ВС) на Березняковском и Депутатском месторождениях до промежуточно (ПС)- (или низко-НС) сульфидизированной на месторождении Южное. На более глубинных уровнях (глубокие горизонты Березняковского месторождения и Мичуринское рудопроявление) доминируют теллуриды серебра и висмута (теллуровисмутит Bi_2Te_3, гессит Ag_2Te, петцит Ag_3AuTe_2, волынскит $AgBiTe_2$, тетрадимит Bi_2Te_2S), галенит и самородное золото. На «порфировом» уровне (месторождение Калиновское) распространены самородное золото и сульфосоли серебра и висмута (матильдит $AgBiS_2$ и минералы висмутин-айкинитовой серии Bi_2S_3–$CuPbBiS_3$), а на удалении от центра порфировой системы (месторождение Биксизак) – акантит Ag_2S и сульфосоли серебра (пирсеит-полибазит $Ag_{15}(As,Sb)_2CuS_{11}$ и др.). Такое распределение контролируется повышением температуры и снижением фугитивности Te_2 от верхних уровней порфирово-эпитермальной системы к нижним, т.е. от Березняковского к Мичуринскому и Калиновскому, и от ее центральной части к периферии, т.е. от Березняковского к Южному на эпитермальном уровне и от Калиновского к Биксизаку на порфировом уровне.

Работа выполнена в рамках проекта IGCP-592 (при поддержке UNESCO-IUGS) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00622) и Программы Президиума РАН № 27.

Литература

Грабежев А. И., Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 172 с.

Грабежев А. И., Сазонов В. Н., Мурзин В. В. и др. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 38–52.

Грознова Е. О., Плотинская О. Ю. PT-эволюция флюида на Калиновском Cu-порфировом месторождении (Ю. Урал) // Мат. XV Всерос. конф. по термобарогеохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 29–30

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Таланцев А. С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. Vol. 23. P. 471–485.

Herrington R. J., Zaykov V. V., Maslennikov V. V. et al. Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 1069–1095.

Maske S., Skinner B. J. Studies of the sulfosalts of copper: I. Phases and phase relations in the system Cu−As−S // Economic Geology. 1971. Vol. 66. P. 901–918.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Groznova E. O. et al. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. doi:10.1016/j.jseaes.2013.01.015.

Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

С. Е. Знаменский
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru

Структура Ганеевского месторождения золота (Южный Урал)

Ганеевское месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны в 15 км юго-восточнее г. Учалы Республики Башкортостан. Оно локализовано в зоне регионального Карагайлинского разлома близмеридионального простирания. Изучением месторождения в процессе прогнозно-поисковых, поисково-разведочных и тематических работ занимались Б. Г. и С. Б. Галиуллины, С. В. Сурин, М. В. Смирнов, Л. А. Логинова и др. Специальные геолого-структурные исследования на месторождении не проводились. Месторождение отрабатывалось карьером ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Эксплуатационные работы были завершены в конце 2012 г. Автором при участии С. В. Мичурина и С. А. Даниленко выполнено структурное картирование эксплуатационного карьера и проведена обработка собранных данных с использованием современных методов структурного и тектонофизического анализа. Результаты исследований позволили уточнить структуру и условия локализации оруденения рассматриваемого месторождения.

Зона Карагайлинского разлома в пределах эксплуатационного карьера имеет линзовидно-блоковое строение. Ограничениями тектонических линз служат крутопадающие разломы близмеридионального простирания, в морфологическом отношении представляющие собой зоны рассланцевания, разрывы с глинкой трения и системы зеркал скольжения. Анализ малых структурных форм (складок волочения, кинкбандов, вторичных трещин, структур вращения порфиробластов и др.) позволил реконструировать по граничным разломам несколько фаз разнонаправленных смещений. Наиболее отчетливо выражены движения с правым знаком, которые, по времени совпадают с процессами формирования золоторудной минерализации.

Тектонические линзы отличаются друг от друга по составу слагающих их пород. В строении отдельных линз участвуют: 1) туфы и туффиты основного состава, с маломощными потоками толеитовых базальтов; 2) породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро и габбро-пироксениты); 3) ритмично слоистые кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и вулканогенно-осадочные породы смешанного состава; 4) дорудные лиственити без реликтов исходных пород; 5) кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, вероятно, образовавшиеся по туффитам основного состава. В целом, рудовмещающий разрез месторождения представляет собой мозаику изолированных блоков, оторванных от материнских пород, что свидетельствует о высокоамплитудных смещениях по Карагайлинскую разлому. Эти блоки интерпретируются нами как аллохтонные сдвиговые дуплексы [Woodcock, Fisher, 1986].

Главной рудовмещающей структурой месторождения является дуплекс, сложенный ритмично слоистыми кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и туффитами смешанного состава. Дуплекс расположен в центральной части карьера. Он имеет протяженность по длинной меридиональной оси около 180 м при ширине 20–25 м. Породы внутри дуплекса сильно дислоцированы. Вследствие неоднородности петрофизических свойств совместно деформируемых пород здесь широкое развитие получили структуры будинажа. Будинированию подверглись прослои и пачки жестких и хрупких кремнистых алевролитов и сланцев, а соседствующие с ними более пластичные тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы и туффиты (туфоалев-

ролиты, туфопесчаники и туфогравелиты) были превращены в сланцы. Нередко вдоль границ будин располагаются разрывы с глинкой трения. В плане будины имеют в основном форму линз, вытянутых в север-северо-восточном направлении. Их длина достигает 25–30 м, ширина – 3–4 м.

Подавляющее большинство рудных тел месторождения приурочено к будинам кремнистых алевролитов и сланцев. Рудные тела сложной морфологии сложены ранней вкрапленной пиритовой и поздней прожилковой сульфидно-кварцевой минерализацией. Ореолы ранней минерализации обычно выходят за пределы будин. Поздние прожилки, сопровождающиеся серицит-кварцевыми метасоматитами, концентрируются внутри структур будинажа. Их размещение контролируется правосторонними разрывами меридионального и северо-восточного простирания (в основном, зонами рассланцевания), которые по положению и кинематике соответствуют Y-сдвигам и R-сколам Риделя. Рудные столбы, как правило, локализованы на изгибах разрывов с большим азимутом простирания.

По данным И. Б. Галиуллина [2010], наиболее продуктивное на золото оруденение приурочено к контактовым частям тел березитизированных микроплагиогранитов. Нами кислые интрузивные породы в пределах карьера не установлены. По-видимому, к микроплагиогранитам И. Б. Галиуллин относит будины метасоматически измененных кремнистых пород.

Пострудная тектоника на Ганеевском месторождении проявлена слабо и существенного влияния на его структуру не оказывает. К числу наиболее крупных пострудных разломов относится сдвиг северо-восточного простирания, расположенный в южном борту карьера. Он смещает с правым знаком рудовмещающий дуплекс на расстояние около 5 м.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а).

Литература

Галиуллин И. Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов-2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 163–166.

Woodcock N. H., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

М. В. Заботина[1], А. В. Краснокутская[2], И. А. Блинов[1]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mary_7-88@mail.ru
[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс

Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан)

(научный руководитель Е. В. Белогуб)

Проблема источника золота при формировании месторождений березит-лиственитовой формации остается спорной. Наряду с мнением о магматическом источни-

ке вещества, существует гипотеза о полихронности месторождений шовных зон, к которым относится ГУР [Сазонов и др., 2001]. Согласно этой гипотезе, во время коллизии золото, накопленное при гидротермальных и гидротермально-осадочных процессах, синхронных с вулканизмом, переотлагается с образованием более богатых концентраций. Сравнительный анализ месторождений золота Учалинского района, приуроченных к вулканогенно-осадочным толщам в пределах зоны ГУР, направлен на решение указанной проблемы. Целью работы было выявление черт сходства и различия первичных руд и вмещающих их метасоматитов месторождений Буйдинской и Курпалинской зон. В начале-середине прошлого века кустарными способами здесь отрабатывались мелкие кварцевые жилы с крупным золотом. Проведенные в последние десятилетия геологоразведочные работы показали, что в обоих случаях рудные концентрации связаны с линейными зонами метасоматитов, приуроченными к субмеридиональным разломам [Крылатов и др., 2006ф; Сурин, 2006ф; Галиуллин, 2010].

Месторождения Буйдинской зоны (Ганеевское, Октябрьское, Старо-Тимофеевское, Северо-Тимофеевское и др.) относятся к березит-лиственитовой формации. Они залегают в зоне тектонического контакта поляковской (S_1pl) и улутауской (D_2ul) вулканогенно-осадочных толщ [Сурин, 2006ф; Серавкин и др., 2001; Галиуллин, 2010].

Месторождения Курпалинской зоны (Контрольное, Южно-Контрольное) относятся к золото-сульфидной формации и приурочены к серицит-кварцевым метасоматитам, развитым по вулканогенным породам карамалыташской свиты (D_2ef-zv*kr*). Ранее считалось, что концентрации золота контролируются тектонически [Крылатов и др., 2006ф], однако в ходе эксплуатации были выявлены признаки литологического контроля руд и их сходства с вулканогенно-осадочными колчеданными месторождениями [Белогуб, 2009].

Ганеевское месторождение расположено на Буйдинской площади в 9 км юго-восточнее от г. Учалы и в 2010–2012 гг. отрабатывалось карьером ЗАО НПФ БЗК. Структура месторождения имеет субмеридиональное простирание и субвертикальное падение. Вмещающие породы в карьере по направлению с востока на запад представлены диабазами с телами полнокристаллических диоритов с карбонатными прожилками, хлоритизированными диабазами, пиритизированными хлоритовыми сланцами с секущими кварцевыми и карбонатными жилами. Разрез рудной зоны мощностью 15–20 м включает кварц-карбонат-хлоритовые метасоматиты с редкой вкрапленностью пирита и сменяющие их лиственитами и пирит-, карбонатсодержащие серицит-кварцевыми метасоматиты. Тела лиственитов имеют форму пластин мощностью до 15 м и вытянуты согласно структуре месторождения. В северной части карьера на контактах лиственитов и безрудных хлоритовых сланцев залегают кварцевые жилы мощностью до 7 м на западном контакте и 1 м – на восточном. Серицит-кварцевые метасоматиты образуют линзу мощностью до 4 м и протяженностью до 15 м в лиственитах в южной части месторождения. Вмещающие породы в той или иной мере окислены: карбонат ожелезнен, пирит замещается псевдоморфозами лимонита, вблизи поверхности ожелезнение носит сплошной характер. Следует отметить отсутствие гранитоидов в непосредственной близости к данному месторождению.

Распределение золота в пределах рудной зоны неравномерно. Кондиционные руды выделяются по результатам опробования. При эксплуатации руды разделяются на пирит- и карбонатсодержащие кварц-серицитовые метасоматиты – березиты (по данным БЗК Au от 8 до 18 г/т), лиственитты (Au до 10 г/т в окисленных разностях и до 1 г/т в неокисленных) и кварцевые жилы.

Главные рудные минералы кварц-серицитовых метасоматитов и лиственитов – пирит и образованный по нему гетит, второстепенный – халькопирит, редкие – золото, галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, магнетит, гематит. Нерудная часть представлена кварцем, карбонатами (кальцит и доломит) и слюдой (серицит в кварц-серицитовых сланцах и фуксит в лиственитах). Золото в кварц-серицитовых метасоматитах образует включения вытянутой, овальной и сложной формы размером 2–35 мкм и просечки длиной до нескольких мм в пирите и псевдоморфозах гетита по пириту, в составе содержит небольшую примесь серебра ($Au_{0.93–0.83}Ag_{0.07–0.17}$), независящую от степени окисления породы. В лиственитах золото встречается в виде свободных зерен размером до 0.1 мм и образует тонкие включения (от 3 до 60 мкм) и сростки с гетитом в окисленных разностях, отличается слабо повышенными содержаниями серебра ($Au_{0.87–0.84}Ag_{0.13–0.16}$).

Главный рудный минерал кварцевых жил – галенит, второстепенный – халькопирит, редкие – айкинит, полидимит, теннантит, миллерит. Благородная минерализация представлена самородным золотом, теллуридами золота и серебра (петцит, гессит). Золото – свободное, образует пластинки, дендриты, комковатые выделения размером 30 мкм–0.5 мм, сростки и включения (10–60 мкм) в галените и в теллуридах (5 мкм). В составе золота присутствует значительная примесь серебра ($Au_{0.65–0.80}Ag_{0.20–0.35}$). Петцит ($Au_{0.91–1.11}Ag_{2.98-3.06}Te_2$) и гессит ($Ag_{1.91–2.00}Te$) образуют включения и сростки с галенитом, айкинитом и содержат вростки золота.

Таким образом, по ассоциации, составу и характеру выделений золото Ганеевского месторождения можно разделить на два основных типа: 1) золото в виде сростков и включений в пирите и гетите из кварц-серицитовых метасоматитов (6–11 мас. % Ag) и лиственитов (7–10 мас. % Ag) и 2) свободное относительно крупное (0.1–0.5 мм) золото (15–23 мас. % Ag), ассоциирующее с минералами Bi, Te и Ag в кварцевых жилах.

Группа Контрольных месторождений расположена в 10 км юго-восточнее г. Учалы и приурочена к вулканогенно-осадочной карамалыташской свите (D_2ef-zv*kr*). В 2006–2009 гг. отрабатывалась ЗАО НПФ БЗК. Залегание пород субмеридиональное, характерны многочисленные разрывные нарушения, зоны дробления и трещиноватости, дайки диабазов и субвулканические кварц-плагиоклазовые дациты (риодациты?) [Крылатов и др., 2006ф]. Вмещающие породы в восточной части карьеров представлены преимущественно базальтами, андезибазальтами, в западной – дацитами. Контакт между породами основного и кислого состава нерезкий, что позволяет рассматривать эти породы в качестве составляющих единого лавового потока. Непосредственно рудоносными являются серицит-кварцевые метасоматиты, развитые, преимущественно, по лавобрекчиям дацитов.

Рудные тела выделялись по данным опробования. Их мощность невыдержанная и составляет 4–6 м, реже – до 7–8 м. Рудные тела крутопадающие с субмеридиональным простиранием, характеризуются жилообразной, линзовидной и более сложной формой. По простиранию рудные тела прослеживаются на 100–140 м.

Основной объем руд представлен вкрапленными и прожилково-вкрапленными разновидностями с содержаниями золота 1–3 г/т. В южной части Южно-Контрольного месторождения присутствовали линзы сульфидно-баритового, сульфидно-кварц-баритового состава, содержания золота в которых достигали 10 г/т, а серебра – 1000 г/т. Процессы окисления привели к образованию охристых лимонитизированных разностей руд; по сплошным рудам на контакте с первичными сульфидами встречались кварц-баритовые сыпучки.

Основным рудным минералом вкрапленных руд является пирит, реже встречались сфалерит, халькопирит, галенит. Барит-сульфидные руды состояли из пирита, галенита, сфалерита, блеклой руды (теннантита, иногда обогащенного серебром) и халькопирита. Нерудная часть представлена кварцем, баритом, серицитом, эпидотом [Белогуб и др., 2007ф]. Золото содержится в виде включений в теннантите, замещающих теннантит ковеллине, лимоните и малахите, а также в виде просечек в кварц-баритовой массе. Последнее можно связать с переотложением тонкого золота, заключенного в сульфидах, и его отложением в трещинах при гипергенезе. Состав золота: в трещинках – $Au_{0.46}Ag_{0.40}Cu_{0.14}$, в халькозине – $Au_{0,74}Ag_{0.26}$, в малахите – $Au_{0.58}Ag_{0.42}$.

Таким образом, на Контрольном месторождении выделено два типа золота: первичное в виде включений в сульфидах (теннантите и сфалерите) и гипергенное в трещинах в кварц-баритовой массе (Белогуб, 2009).

Сравнительный анализ геолого-минералогических особенностей месторождений показал следующее. Ганеевское месторождение приурочено к зоне линейного разлома, на Контрольном месторождении признаки тектоники проявлены слабее. Вмещающими на Ганеевском являются диабазы, хлоритизированные диабазы, хлоритовые сланцы поляковской (S_1pl) и улутауской (D_2ul) вулканогенно-осадочных толщ, тогда как на Контрольном – базальты, андезибазальты, дациты карамалыташской (D_2ef-zv*kr*) свиты. На обоих месторождениях проявлены кварц-серицитовые метасоматиты: на Ганеевском – карбонатсодержащие (кальцит и доломит), а на Контрольном – бескарбонатные. Главным рудным минералом во вкрапленных рудах на обоих месторождениях является пирит: на Ганеевском месторождении пирит представлен метакристаллами, на Контрольном – несколькими морфологическими генерациями от фрамбоидов до идиоморфных метакристаллов. Второстепенными минералами на Ганеевском месторождении является халькопирит, на Контрольном – галенит, сфалерит, теннантит, халькопирит. На обоих месторождениях часть золота приурочена к пириту. В прожилково-вкрапленных рудах Ганеевского месторождения свободное золото ассоциирует с галенитом, теннантитом, айкинитом, полидимитом, миллеритом, теллуридами золота и серебра (петцит, гессит). Свободное золото на Контрольном месторождении ассоциирует с галенитом, сфалеритом, теннантитом. Золото по составу на Ганеевском содержит небольшое количество серебра (6–11 мас. %), на Контрольном – значительно больше (15–30 мас. %). Таким образом, несмотря на очевидные различия, золотоносные ассоциации и характер выделения золота на рассмотренных месторождениях имеют черты сходства.

Источник золота при формировании месторождений лиственит-березитовой формации в целом и Ганеевского месторождения, в частности, дискуссионный. Однако можно предположить, что первоначально золото на Ганеевском месторождении накапливалось при гидротермальных процессах, синхронных с вулканизмом, как это показано для Контрольного месторождения, а при коллизии переотлагалось с образованием более богатых концентраций.

Автор выражает искреннюю благодарность Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову за оказанную помощь и поддержку в написании работы, Е. Е. Паленовой за помощь в отборе полевого материала и участие в обсуждении результатов. Отдельная благодарность И. Б. Фадиной и Г. Н. Дрокиной (ЗАО НПФ БЗДК) за предоставленную возможность работы в карьерах месторождений.

Литература

Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала // Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 536 с.

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Мурдасова М. В. Информационный отчет о результатах работ на месторождениях Контрольное III и Южно-Контрольное. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007ф. 15 с.

Галиуллин И. Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 163–166.

Крылатов В. А. и др. Проект работ «Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади» на 2006–2009 гг. Учалы, 2006ф.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сурин С. В. Проект на проведение разведочных работ на Западно-Буйдинской рудной зоны. Учалы, 2006ф.

М. Ю. Ровнушкин, О. Б. Азовскова
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Геохимические особенности руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

Существенный прирост сырьевой базы рудного золота многих стран за последние десятилетия произошел за счет обнаружения и разведки объектов особого типа, получившего название карлинского (в других источниках – невадийского). После открытия в начале 60-х годов прошлого века золоторудного месторождения Карлин в штате Невада (США) здесь же были установлены однотипные объекты в пределах крупной зоны СЗ простирания протяженностью около 60 км и шириной в 5–8 км, контролируемой системой глубинных разломов (*Carlin-trend*).

Основные геолого-геохимические особенности месторождений типа Карлин общеизвестны: оруденение локализовано в пределах зон брекчирования и катаклаза подстилающих карбонатных (карбонатно-терригенных) толщ, экранируемых покровами вулканогенно-осадочного материала; здесь проявлен отчетливый контроль оруденения дизъюнктивными и пликативными деформациями. Для этого типа характерны ультратонкие, субмикроскопические размеры выделений золота, его приуроченность как к сульфидным фазам, так и свободное тонкорассеянное состояние. Руды отличаются специфической низкотемпературной сурьмяно-мышьяково-ртутной минерализацией и метасоматозом и, соответственно, особым геохимическим спектром оруденения; для них характерно наличие рассеянного органического вещества, высокое золото-серебряное отношение и т.д. Подобные объекты, относимые к карлинскому типу, известны также в Канаде, Китае, странах Средней Азии и ряде других.

Одним из месторождений, относимых многими исследователями к карлинскому типу, является Воронцовское (Северный Урал). Месторождение по ряду критериев сопоставимо с объектом-эталоном. Структурно оно расположено в крыле моно-

клинальной пологопадающей складки в составе крупной вулкано-тектонической депрессии, сложенной вулканогенно-осадочными породами краснотурьинской свиты (*D_1kr*). Оруденение локализуется в зонах брекчирования подстилающих известняков, представленных обломками мраморизованных известняков с гетерогенным цементом и, частично, – в перекрывающих их вулканогенно-осадочных породах.

Контроль оруденения осуществляется сочленением крутопадающего разлома субмеридионального простирания и надвига. В процессе проведения ГРР на месторождении было установлено, что основными рудно-ореольными элементами – индикаторами являются Au, As, Ag, Hg, Ba, Mn, отчасти Sb, Pb, Cu, Zn, которые накапливаются до рудогенно-рудных уровней содержаний. Ореолы этих элементов наиболее отчетливо как в плане, так и в разрезе вертикальных сечений, фиксируются мощной (до 300 м) рудно-ореольной зоной и тяготеют к контакту вулканогенно-осадочной и карбонатной толщ. С запада распространение зоны контролируется Воронцовским разломом, за которым отмечаются лишь слабоконтрастные ореолы мышьяка и бария, отмеченные, в основном, в карстовых отложениях. Ранее было установлено, что в рудах месторождения присутствует органическое вещество (ОВ), характерное для руд объектов этого типа. Нами определено, что ОВ в рудах присутствует в тонкорассеянном состоянии в количестве, не превышающем 0.3 % в силикатных рудах и не более 1 % – в карбонатных [Азовскова и др., 2011; Ровнушкин и др., 2012]. Исследованное ОВ относится к одному типу и соответствует низшим-средним керитам, а степень его изменения сопоставима с фацией регионального эпигенеза, т.е. практически не выражена.

Авторами было проведено геологическое обследование одного из технологических уступов карьера месторождения, вскрытого в центральной части на горизонте +80 м и совпадающего в плане с разведочным профилем л. 48. Пробоотбор осуществлялся точечным способом в контурах рудных тел. Пробоподготовка производилась согласно действующим отраслевым инструкциям. Анализ проводился методом ИСП-МС с предварительным прокаливанием материала навески. Общий объем выборки составил 23 пробы.

Анализ данных распределения содержаний элементов по профилю показал, что в местах локальных дислокаций, фиксируемых визуально зонами повышенной милонитизации и катаклаза либо породами дайкового комплекса, наблюдаются стабильно повышенные концентрации Au, Tl, Pb, As, B и Cd. Такие зоны характеризуются значительным падением содержаний Mo, Sb и W. Отмечено, что рудные тела, выделяемые на объекте исключительно по данным опробования, в пределах профиля сосредоточены часто в зонах развития известковистых брекчий, самих по себе являющихся структурами повышенной проницаемости.

По результатам статистической обработки геохимических данных нами была построена корреляционная диаграмма с использованием коэффициента ранговой корреляции Спирмена, как наиболее приемлемого для небольших выборок с логнормальным распределением значений (рис.). Диаграмма показывает, что геохимический спектр руд месторождения, в целом, отвечает традиционному набору элементов руд карлинского типа, отличаясь своими специфическими особенностями, связанными, скорее всего, с многостадийным и многофакторным характером оруденения. Наиболее тесные корреляционные связи ($r > 0.75$) проявляют две группы элементов Cu–Be–Sc–V–Ti–Sb–W–Li–Ag–B–U–Th–Re–Ir и Tl–Se–As–Zn–Ba–Sn–Te– (Bi), причем обратная корреляция между элементами этих групп также сильна ($r > 0.5$).

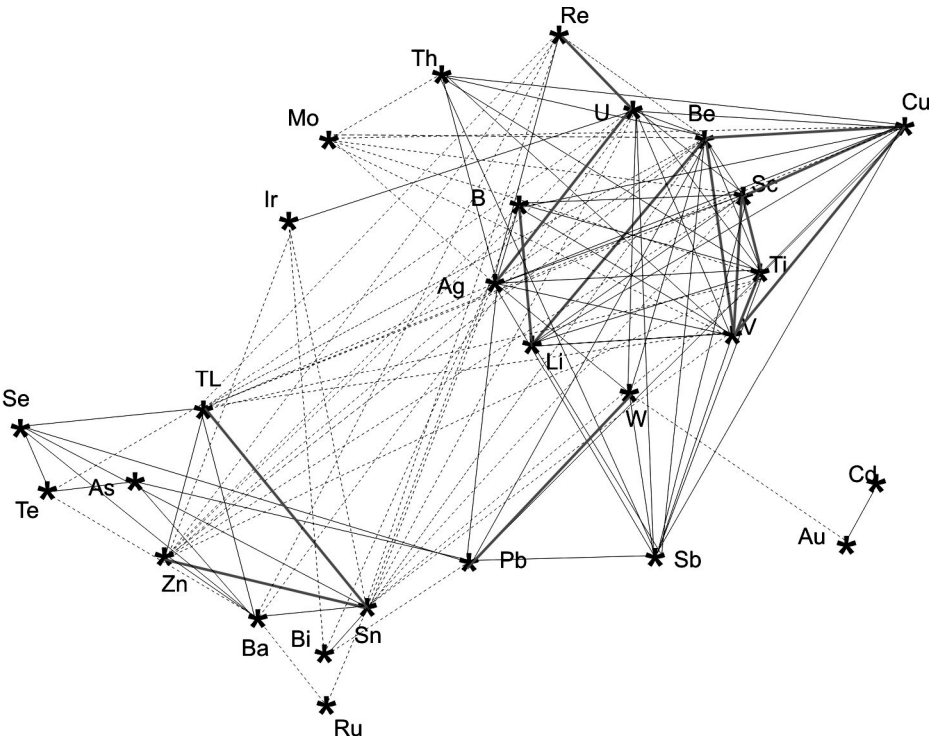


Рис. Диаграмма ранговой корреляции элементов рудных образований Воронцовского месторождения (по данным ИСП-МС анализа, n = 23).

Серым подняты связи с теснотой r >0.75; черным – с теснотой r 0.5–0.75; пунктиром – с обратной связью теснотой r 0.5 и выше.

Накопление геохимических данных по объекту в дальнейшем позволит более полно охарактеризовать геохимическую специализацию различных типов руд, что будет способствовать формированию одного из поисковых критериев для объектов этого специфического для Урала типа месторождений.

Работа выполнена при поддержке программы ОФИ № 12-5-032-СГ «Рассеянное органическое вещество руд Воронцовского месторождения (Северный Урал)».

Литература

Азовскова О. Б., Ровнушкин М. Ю., Корякова О. В., Янченко М. Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 46–51.

Константинов М. М. Золоторудные месторождения типа Карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. № 1. 2000. С. 70–76.

Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б. Органическое вещество брекчированных руд Воронцовского месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 190–194.

Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б., Главатских С. П. Возможности электронной микроскопии в исследовании органического вещества в рудах (на примере Воронцовского месторождения) // Ежегодник-2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 252–254.

А. А. Рассолов[1], С. Ю. Степанов[1], А. А. Золотарев[2]
[1] – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург
alextri@list.ru
[2] – Санкт-Петербургский государственный университет

Минералогия платины аллювиальных отложений, генетически связанных с Нижнетагильским массивом ультраосновных пород

(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

История добычи платины на Нижнетагильском массиве насчитывает почти два века. Первые работы были связаны с промывкой россыпей, а коренное месторождение платины было открыто лишь в конце 19 века и впервые описано А. А. Иностранцевым, а затем А. П. Карпинским. Вскоре было вскрыто гнездо хромитита в Соловьевом логу, разработки которого впоследствии выросли до масштабов шахты, получившей название Господской.

Нижнетагильский массив занимает площадь около 50 км^2. С запада, севера и юга массив окружен ордовикскими и силурийскими вулканогенными породами основного состава. Контакт массива с вулканогенными толщами тектонический. Массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении [Иванов, 1997], и характеризуется зональным строением, выраженным в том, что центральная часть массива сложена дунитами, а периферия – клинопироксенитами.

Нами были исследованы зерна и зернистые агрегаты минералов платины с различных участков аллювиальных отложений рек Бобровка, Сисимка, Рублевик и россыпей Крутого лога. Для аллювиальной платины характерно нахождение в виде небольших самородков. Если платина была перенесена на большие расстояния, то ее зерна сильно окатаны и приобретают изометричные очертания. Если перенос был незначительным, то платина сохраняет морфологию, свойственную для коренных образований в хромитовых жилах. В таких самородках отмечается большое количество отрицательных форм в виде отпечатков минералов (рис. 1а, см. вкладку, с. 160), слагающих породы массива (хромшпинелид, оливин). Отдельно стоит отметить ранее необнаруженные поверхности одновременного роста минералов платины и хромита (рис. 1б), представляющие собой отпечаток зерна хромшпинелида в платине со ступенчатой поверхностью, возникшей в процессе одновременной кристаллизации. Часто присутствуют остатки зерен хромита в самородках из россыпей, имеющих октаэдрическую форму. Платина россыпей Рублевика, Соловьева и Крутого логов перенесена на малое расстояние, о чем свидетельствует схожесть ее морфологических особенностей с платиной из хромититов (рис. 1в). Напротив, зерна платины из россыпей Бобровки и Сисимки претерпели значительный перенос, о чем свидетельствует изометричная окатанная форма и практически полное отсутствие на минералах поверхности включений зерен хромита и оливина, а также их отпечатков (рис. 1г).

Химический состав платины был определен микрозондовым анализом. При статистической обработке данных определены три отдельные ассоциации минералов по содержанию МПГ. В первой группе МПГ составляют 73.07–78.54 %, во второй 78.54–84.01 % и в третьей – 84.01–89.48 %. В первой ассоциации были выявлены тетраферроплатина ($Pt_{0.98}Rh_{0.02}$)($Fe_{0.84}Cu_{0.12}Ni_{0.04}$), туламинит $Pt(Fe_{0.57}Cu_{0.48}Ni_{0.01})$ и ферроникель-

платина ($Pt_{0.95}Ir_{0.05}$)($Fe_{0.57}Ni_{0.34}Cu_{0.09}$) (табл.). Во второй установлена железистая платина ($Pt_{1.91}Ir_{0.09}$)$_2$($Fe_{0.89}Cu_{0.08}Ni_{0.02}$). Изоферроплатина ($Pt_{2.65}Ir_{0.31}Rh_{0.04}$)$_3$($Fe_{0.95}Cu_{0.03}Ni_{0.02}$) относится к третьей ассоциации. Отдельно были рассмотрены минералы тугоплавких платиноидов и соединения, содержащие серу и мышьяк: холлингвортит ($Rh_{0.84}Ir_{0.11}Pt_{0.05}Pd_{0.01}$)$_{1.01}As_{0.96}S_{1.04}$, иридосмин ($Ir_{0.59}Os_{0.24}Pt_{0.07}Ru_{0.06}Rh_{0.03}Fe_{0.02}$) и самородный иридий ($Ir_{0.86}Rh_{0.04}Pt_{0.03}Fe_{0.07}$).

Таблица

Химический состав наиболее распространенных МПГ из россыпей, генетически связанных с породами Нижнетагильского массива (мас. %)

№	Название	Pt	Fe	Cu	Ni	Os	Ir	Ru	Pd	Rh	As	S
1	Тетраферроплатина	79.82	10.44	1.49	0.65	0.00	5.67	0.41	0.17	1.34	0.00	0.00
2	Туламинит	75.44	11.99	10.22	0.53	0.00	0.00	0.86	0.00	0.92	0.00	0.00
3	Никельферроплатина	75.20	13.82	0.00	7.78	0.00	3.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	Самородный иридий	2.33	2.7	0.00	0.00	0.00	91.68	0.00	0.00	1.87	0.00	0.00
5	Иридосмин	7.48	0.57	0.00	0.00	23.53	63.59	3.21	0.00	1.61	0.00	0.00
6	Изоферроплатина	87.30	11.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.00	0.60	0.00	0.00
7	Холлингвортит	5.51	0.28	0.20	0.00	0.80	9.05	0.42	1.07	37.71	31.67	13.29

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300, аналитик В. Ф. Сапега.

Для рентгеноструктурного анализа на монокристальном дифрактометре Stoe IPDS II с геометрией Гандольфи (МоК$_\alpha$-излучение) были отобраны зерна платиноидов с химическим составом, отвечающим тетраферроплатине, туламиниту, железистой платине и изоферроплатине. От исследуемых образцов получены пики, соответствующие самородной платине (плоскости с наибольшей интенсивностью отражения {111}, {220} и {200}), изоферроплатине ({110}, {111}, {220}, {200}, {222}), тетраферроплатине и туламиниту. Наибольшей относительной интенсивностью обладают пики тетраферроплатины и изоферроплатины. Стоит отметить, что в самородках, которые по данным микрозондового анализа содержат железистую платину, помимо пиков тетраферроплатины, изоферроплатины и туламинита появляются пики, отвечающие самородной платине. Из этого можно сделать вывод, что железистая платина – это самородная платина, имеющая пространственную группу Fm3m, но с меньшим содержанием платины. С учетом классификационных особенностей ММА не следует выделять железистую платину как отдельный минеральный вид, а считать это соединение разновидностью самородной платины. Стоит отметить отсутствие пиков минералов тугоплавких платиноидов во всех исследуемых самородках, а учитывая тот факт, что в каждом из них по данным микрозондового анализа присутствовали Ir, Os, Ru, составляя первые проценты, можно сделать вывод, что данные металлы платиновой группы находятся в виде изоморфных примесей в минералах платины.

Отмечена неоднородность внутреннего строения самородков, особо ярко проявленная в образцах из аллювия р. Рублевик и из отложений Крутого Лога. В центральных частях некоторых зерен, обычно представленных изоферроплатиной или тетраферроплатиной, имеются выделения сложной формы самородного иридия, а в платине обнаруживаются полосы или участки, сложенные иридосмином. Краевые части минералов или их агрегатов часто сложены туламинитом (рис. 1д) или никельферроплатиной. Также в краевых частях самородков редко можно наблюдать вкрапленность сульфоарсенидов металлов платиновой группы, к примеру, холлингвортита (рис. 1е). Самородки из Бобровки или верховий Сисимки имеют однородное строение, и для них отмечается повышенное содержание платины.

Сравнивая самородки из различных аллювиальных россыпей, можно заключить, что зерна изоферроплатины с р. Бобровки и тетраферроплатины с р. Сисимки являются примером процессов обогащения минералов Pt за счет выноса Ni, Cu и, возможно, Fe по мере передвижения в россыпи в связи со значительным удалением точек отбора проб от коренных источников. Отсутствие зон туламинита или никельферроплатины в изоферроплатине наиболее вероятно связано с истиранием первых по мере механической обработки зерен при переносе. В связи с незначительным переносом, зерна платиноидов в россыпях р. Рублевик сохраняют особенности морфологии и химического состава с небольшими изменениями, характерные для минералов платины хромититового типа платиноидных месторождений. Высока вероятность того, что детальное изучение этих самородков будет во многом способствовать в решении вопросов, связанных как с формированием минералов платины в хромититах, так и с условиями развития хромититовой минерализации в целом.

Таким образом, были получены данные об изменении морфологии самородков платины и их химического состава в зависимости от дальности переноса, а для определенных соединений удалось установить параметры кристаллической решетки. Одним из главных результатов является вывод об отсутствии в россыпях железистой платины, которая представляет собой изоферроплатину или тетраферроплатину с различным содержанием Pt. Минерал с пространственной группой Fm3m распространен незначительно и в рамках ММА не может выделяться как минеральный вид, а должен относиться к самородной платине. Впервые отмеченные поверхности одновременного роста платины и хромита являются весомым доказательством их сингенетичности, следовательно, исследуя минералы платины, есть возможность установить генетические особенности хромититовых систем минералообразования Нижнетагильского массива ультраосновных пород.

Литература

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

Генкин А. Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.

Age T., Volchenko Y. et al. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Ural, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Society of Economic Geologists. 2005.Vol. 100. P. 707–732.

Malitch K., Thalhammer O. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 395–418.

С. Г. Прудников, Ю. В. Бутанаев
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл
prudnikov_s@inbox.ru

Сравнительная характеристика россыпного и коренного золота для целей прогнозирования золотого оруденения на территории Ойна-Харальского золотоносного района (Тува)

Рудоносно-рудовмещающая толща Ойна-Харальского золотоносного района сложена рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями харальской свиты (RF_3(?)hr). Рифейские стратифицированные образования на востоке ограничены Бийхемским плутоном таннуольского интрузивного комплекса ($\gamma\delta Є_{2-3}$t) габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации и прорваны субвулканическими дайками и малыми интрузиями диабазов и диабазовых порфиритов раннего девона. На площади таннуольский комплекс представлен Конопской интрузией диоритов. Рифейские отложения метаморфизованы, причем метаморфизм усиливается в направлении с запада на восток по мере приближения к гранитоидному массиву от эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой фации [Рудные…, 1981].

Главным полезным ископаемым Ойна-Харальского района является золото, добыча которого из россыпей ведется с начала XX века. В отработанной террассовой россыпи р. Харал добыто 5 т, в долинах рек О-Хем, Ойна и Демиржи совокупная добыча россыпного золота составила более 2.5 т. Однако крупные золоторудные объекты, питающие россыпи, не выявлены. Известное золотое и золото-серебряное оруденение локализовано в кварцевых жилах, сульфидизированных метасоматических кварцитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах в толще графитистых сланцев и относится к золото-сульфидно-кварцевому рудно-формационному ряду, представленному золото-сульфидно-углеродистой, золото-кварцевой, и золото-сульфидной формациями. Наиболее высокими содержаниями золота характеризуются метасоматические кварциты (до 10 г/т в рудопроявлении Мозгалевском), меньшими – кварцевые жилы, пиритизированные породы (зоны сульфидизации) и графитистые сланцы [Рудные…, 1981].

Золото-сульфидно-углеродистая формация прожилково-вкрапленных руд в углеродистых сланцах характеризуется сравнительно низким, но устойчивым средним содержанием золота. Проявления золота связаны с сульфидизированными и окварцованными графитистыми сланцами, основным носителем золота в которых является пирит. Содержание золота в углеродистых сланцах изменяется от 74 до 92 мг/т, серебра — от 0.11 до 1.9 г/т. Золото сланцев пылевидное, высокопробное (910 ‰) и ртутистое [Лебедев и др., 2002].

Золото-кварцевая формация разделяется на две структурно-морфологические субформации: метасоматические залежи и кварцевые жилы. Субформация метасома-

тических залежей по вещественному составу пород объединяет несколько групп метасоматических образований: метасоматические кварциты (встречаемость золота – 27.7 %, содержание – до 10 г/т); магнетитсодержащие кварциты (22 %, до 1 г/т); окремненные кислые эффузивы (31.2 %, до 0.9 г/т); кварц-альбитовые породы пиритизированные (14.2 %, до 1 г/т); эпидотизированные породы (12.5 %, 0.002–0.02 г/т); кварц-полевошпатовые и полевошпатовые жилоподобные метасоматиты (47 %, 0.001–0.02 г/т). Характерно развитие рассредоточенной золото-сульфидной минерализации в метасоматитах, что определяет возможность промышленного использования метасоматитов в качестве руд на золото.

Субформация кварцевых жил представлена кварцевыми, кварц-карбонатными и карбонатными жилами, широко распространенными в районе. Кварцевые жилы встречаются в терригенных, вулканогенных и субвулканических, гидротермально-метасоматически преобразованных породах и зонах дизъюнктивных нарушений. Выделяются два типа кварцевых жил: согласные и секущие. Жилы первого типа преобладают, они залегают согласно со сланцеватостью рифейских отложений. Нередко они смяты в мелкие складки совместно с вмещающими породами, будинированы. Мощность жил обычно не превышает 30 см, но иногда достигает 1–1.5 м. Протяженность – первые десятки метров. Большинство кварцевых жил и прожилков 1-го типа не содержит рудного вещества. Встречается редкая вкрапленность пирита. Золотоносность незначительна.

Золото-кварцевые жилы второго типа пространственно тяготеют к экзоконтактовым зонам небольших штокообразных тел гранитоидов таннуольского комплекса и связанным с ними жильным телам диоритов. Свойственно большое разнообразие морфологического строения. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом. Встречаемость золота – 12.4 %, содержание – от 0.002 до 16 г/т при средних содержаниях 0.3–0.5 г/т. В золотоносных жилах отмечается повышенное содержание Ag (до 0.1 %), Cu (до 1 %), Pb (0.2–3 %) и Zn (0.1 %). Золото-кварц-серебряные жилы относятся к низкотемпературным (с галенитом, халькопиритом, сфалеритом), кристаллизуются на поздних стадиях минералообразования. Минерализация данного типа характеризуется формированием прожилково-жильных тел среди метасоматических кварцитов. Золото представлено практически непрерывным рядом минеральных видов – от высокопробного до электрума и серебра (акантита).

Карбонатные и кварц-карбонатные жилы мощностью 20–30 см приурочены к метапорфиритам и метатуфам харальского комплекса. Рудные минералы представлены пиритом, реже – арсенопиритом, халькопиритом. Встречаемость золота – 14 %, содержание не более 1 г/т.

К золото-сульфидной формации относятся зоны сульфидной минерализации, приуроченные к участкам дробления, рассланцевания и гидротермальной переработки вулканогенно-осадочных образований рифея и обычно совпадают с проявлениями золото-кварцевой формации. Золотоносность пиритизированных пород сравнительно невысокая (0.006–0.2 г/т, изредка до 2 г/т). Выделения самородного золота не обнаружены. В то же время химическим анализом мономинерального пирита устанавливается присутствие золота до 0.1–0.3 г/т. Это позволяет предполагать нахождение золота в пирите в виде субмикроскопических выделений.

С целью прогноза коренного золотого оруденения по питаемым им россыпям проведена сравнительная характеристика золота из россыпей р. Харал с установленными точками минерализации.

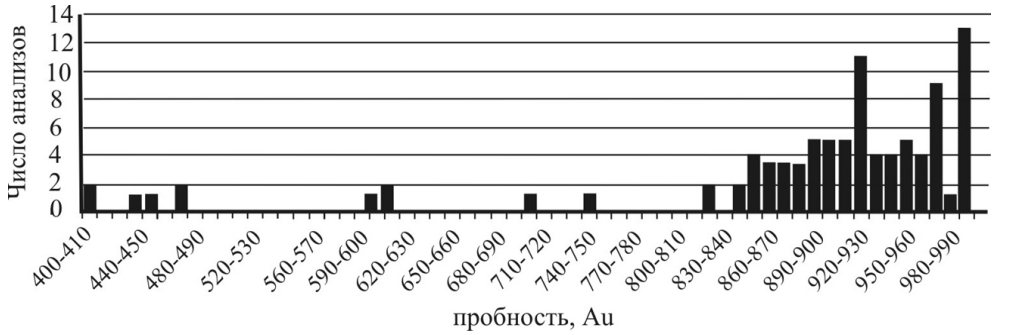


Рис. 1. Обобщенная гистограмма пробности золота по коренным источникам бассейна р. Харал.

Золото из коренных источников. Особенности состава самородного золота из известных коренных источников в бассейне р. Харал показаны на обобщенной гистограмме пробности (рис. 1). Пробность золота характеризуется большим разбросом значений в интервале 400–990 ‰. По пробности самородное золото бассейна р. Харал разделено на 5 разновидностей: 1) электрум (400–740 ‰) – 12 %; 2) средней пробности (800–840 ‰) с повышенным содержанием ртути (от 3.07 до 14.37 мас. %) – 9 %; 3) непрерывный модуль средней-высокой пробы (850–990 ‰) – 79 % с двумя ярко выраженными пиками высокопробного золота – 910–920 ‰ (10 %) и 960–990 ‰ (23 %).

Пробность золота из кварцитов рудопроявления Мозгалевского характеризуется большим разбросом пробности в интервале 400–990 ‰. При этом выделяются один пик 900–950 ‰ (35 %) и четыре равноценных по объему модуля: 400–460 ‰ и 689 ‰ (электрум) – 16 %; 800–840 ‰ – 13 %; 860–890 ‰ – 19 %; 960–990 ‰ – 13 %.

Самородное золото из кварцевых жил – самое высокопробное (среднее – 910 ‰) и имеет три максимума – 830–860 ‰ (31 %), 890–920 ‰ (23 %) и 940–990 ‰ (46 %). Основная часть золота приходится на интервал пробности с двумя максимумами: 830–860 ‰ (31 %) и 940–990 ‰ (46 %). Таким образом, можно сказать, что имеется трехмодальное распределение пробности. Самородное золото из кварцевых жил золото-серебряного типа, представленное жилами рч. Сумасшедшего, отличается от вышеописанного большим разбросом значений: от 450 до 960 ‰. При этом выделяются единичные замеры 450 и 578 ‰ – 20 % (электрум) и два модуля: 820–860 ‰ (40 %) и 920–960 ‰ (30 %).

Золото россыпей. Особенности состава самородного золота из россыпи р. Харал показаны на обобщенной гистограмме пробности (рис. 2). При среднем значении 822 ‰ пробность имеет большой разброс значений от 562 до 960 ‰. По величине пробы отчетливо выделяются 5 разновидностей: 1) электрум (562, 640–710 ‰) – 8 %; 2) низкой пробы (720–780 ‰) – 20 %; 3) средней пробы (780–840 ‰) – 26 %; 4) средней пробы (840–900 ‰) – 29 %; 5) высокопробное золото (900–960 ‰) – 17 %. Основная часть золота (92 %) приходится на непрерывный ряд 720–960 ‰.

Анализ гистограмм вариаций пробности показывает, что на исследуемом участке россыпи от увала Шорлуг («головка» россыпи) до увала Степановского («хвост» россыпи) количество коренных источников золота последовательно увеличивалось. В россыпь привносилось, в основном, более низкопробное серебристое золото (560–730 ‰) и, в меньшем количестве, более высокопробное (920–960 ‰). Если гистограмма



Рис. 2. Обобщенная гистограмма пробности золота по россыпи Харал.

увала Шорлуг достаточно компактна с разбросом значений пробности в 90 ед., включая крайние единичные значения и один максимум (820–840 ‰), то на растянутой гистограмме увала Конопка наблюдается большой разброс значений от 680 до 960 ‰ и три пика (730–760, 790–820 и 900–960 ‰). На увале Степановском разброс значений составляет от 560 до 950 ‰ с максимумами 700–740, 770–810, 840–870 и 920–950 ‰. Все золото россыпи серебристое, причем средние содержания серебра увеличиваются в направлении от «хвоста» к «головке» россыпи (в среднем, от 18.09 до 23.60 мас. %), также как и средняя пробность (от 780 ‰ на ув. Степановском до 798 ‰ на ув. Богатом и 854 ‰ на ув. Шорлуг).

Итак, самородное золото россыпи р. Харал наследует особенности от известных золоторудных проявлений. Золото как россыпей, так и коренных источников характеризуется очень большим разбросом значений пробности – от 400 до 990 ‰. Распределение золота имеет полимодальный характер, что свидетельствует о наличии нескольких генераций самородного золота. Развито пять генераций самородного золота: весьма высокопробная (960–990 ‰), высокопробная (900–960 ‰), среднепробная (780–900 ‰), низкопробная (720–780 ‰) и низкопробная золото-серебряная (400–720 ‰).

Золото россыпи в целом менее высокопробное относительно золота коренных месторождений (табл.). Наблюдается отчетливая корреляция россыпей и коренных источников по генерации низкопробного серебристого золота (400–720 ‰) – 8 и 12 % соответственно. Такое распределение, видимо, объективно отражает долю участия коренных источников золото-серебряного типа в питании россыпей. Основная часть россыпного золота приходится на интервал пробности 720–840 ‰ (46 %). Здесь корреляция с коренным золотом полностью отсутствует в интервале 720–780 ‰ и слабо выражена в интервале 780–840 ‰ – 9 %.

Хорошая корреляция доли коренного и россыпного золота наблюдается в интервале 840–900 ‰ (21 и 29 % соответственно). Далее доля высокопробного золота в коренных источниках повышается до 35 % в интервале 900–960 ‰, снижаясь до 23 % в интервале 960–990 ‰. Доля высокопробного золота в россыпях, наоборот, снижается до 17 % до 0 соответственно.

Таким образом, основным россыпеобразующим золотом россыпи р. Харал является генерация 720–840 ‰ (46 %), которая совместно с генерацией 840–900 ‰ составляет

Таблица

Сравнительная характеристика самородного золота из россыпей и коренных источников

Тип источника	Распределение золота по интервалам пробности, %					
	400–720	720–780	780–840	840–900	900–960	960–990
Россыпь	8	20	26	29	17	0
Коренное	12	0	9	21	35	23

75 % в балансе россыпного золота района. Именно эта генерация практически не установлена в проанализированных золотинах из коренных источников. Наблюдаемая обратная корреляция говорит о поступлении золота в россыпь из неустановленных в районе коренных источников – либо из верхних, более богатых, съэродированных горизонтов рудных тел, либо из источников другого формационного типа.

Анализ геодинамического развития Харальского золоторудного района и сравнительный анализ типоморфных особенностей россыпного и коренного золота позволил авторам отнести золотое оруденение района к обширному экзогенно-эндогенному классу полигенно-полихронных месторождений, образующих конвергентный ряд от осадочных и гидротермально-осадочных до гидротермально-плутоногенно-метаморфогенных. Выделяются две главные геолого-генетические группы рудопроявлений, подразделяемые на формационные типы: 1) полигенно-полихронные в вулканогенно-осадочных и углеродисто-терригенных комплексах: золото-сульфидные прожилково-вкрапленные и золото-сульфидно-углеродистые формации; 2) динамотермально-гидротермально-метаморфогенные: золото-кварцевые жильно-штокверковые(?) и золото-кварц-серебряные жильные формации. Рудогенерирующую (или рудообразующую) роль в районе сыграл Бийхемский плутон таннуольского интрузивного комплекса.

Литература

Лебедев В. И., Лебедева М. Ф., Ойдуп Ч. К., Черезова О. И. Благородные металлы в черносланцевых толщах Восточной Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества (научные труды ТувИКОПР СО РАН), Кызыл, Тув ИКОПР СО РАН, 2002. С. 16–30.

Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

Р. В. Кужугет, Я. В. Фетисов, А. А. Монгуш
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл
rkuzhuget@mail.ru

Рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла, Западная Тува

Алдан-Маадырский золоторудный узел (АМЗУ) приурочен к области сочленения каледонид Центрально-Саянской зоны (метатурбидиты), Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны (офиолиты и олистостромы V_2–$Є_1$ фундамента, карбонат-

но-терригенные отложения $Є_2$–S чехла) и герцинид Центрально-Тувинской зоны (магматические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования Тувинского рифтогенного прогиба).

Золоторудный узел расположен в западном окончании Хемчикско-Куртушибинской золотоносной зоны на левобережье р. Хемчик между урочищем Эдегей (на западе) и устьем р. Ак-Суг (на востоке), протягивается с запада на восток на 60 км при ширине 20 км (рис., см. вкладку, с. 161). Рудные объекты в основном сосредоточены в 45-км узкой полосе шириной 5–7 км. Геологическими работами 1952–1976 гг. было выявлено несколько близко расположенных золоторудных проявлений (Улуг-Саирское, Хаак-Саирское Арысканское, Дуушкуннугское, Тожектыгхемское, Чедиханское и Ак-Дагское) золото-кварцевой формации [Рудные…, 1981]. Наиболее крупными из них являются Улуг-Саирское месторождение в конгломератах и Хаак-Саирское месторождение – в лиственитах.

В данной работе расмотрены рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла и их геолого-структурная позиция. Практическое значение выполненных исследований заключается в геолого-минералогическом обосновании перспективности оруденения на глубину.

В 2009–2010 гг. на Алдан-Маадырской площади поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъемка» проводились государственные поисковые работы на рудное золото (главный геолог Н. Б. Кононенко). По результатам этих работ наиболее перспективными признано Улуг-Саирское и Хаак-Саирское месторождение. Оценены прогнозные ресурсы золота месторождений (Улуг-Саирского – 20 т, Хаак-Саирского – 18 т) узла по категории P_2 (при среднем содержании золота 2 г/т до глубины 200 м), а также Дуушкуннугского рудопроявления по данным геохимии (10 т) и благоприятных для локализации золота площадей в пределах Аржанского, Тлангаринского и Ак-Сугского клиньев (25 т). Прогнозные ресурсы золота всего рудного узла по категории P_3 оценены в количестве 80 т [Кононенко, 2012ф].

В АМЗУ рудовмещающими являются ордовикские конгломераты осадочного чехла и лиственитыв антиклинальных блоках фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба, а также магматические комплексы, связанные с образованием Тувинского рифтогенного прогиба. Золоторудные тела представлены золото-турмалин-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми жилами в конгломератах и лиственитах, а также лиственитами и березитами с наложенной золотой минерализацией. Березитизации подверглись кварцевые песчаники и алевролиты верхней подсвиты адырташской свиты (O_3^2 *ad*) и дайки фельзит-порфиров I фазы баянкольского комплекса ($D_{2–3}$ *bn*). С уменьшением эрозионного среза меняется состав рудовмещающих пород – от лиственитов, образованных по основным и ультраосновным породам венд-кембрийского возраста, через ордовикские конгломераты и алевролиты к силурийским сланцам.

Рудовмещающие лиственитыразвиваются по осадочным и магматическим породам венд-кембрийского возраста, выходящим на поверхность в наиболее эродированных ядерных частях линейных антиклинальных и горстантиклинальных структур. Лиственитыпредставлены мусковит-парагонит-кварц-карбонатными (зелеными) и кварц-карбонатными (серыми) лиственитами. Зеленую окраску лиственитам придает Cr-содержащие (до 0.80 мас. % Cr_2O_3) слюды ряда мусковит–парагонит.

Петрогеохимические и Nd изотопные данные по базальтам чингинской свиты на участке II Хаак-Саирского месторождения свидетельствуют о близости их состава к базальтам типа T-MORB (переходного от E- к N-MORB типу) и принадлежности их

к продуктам внутриплитного океанического магматизма [Монгуш и др., 2011]. Развитие лиственитов по натриевым базальтам способствовало образованию лиственитов с парагонитом.

Золоторудные объекты являются производными единого и сложного цикла девонской тектоно-магматической активизации, проявившейся внедрением малых интрузий и многочисленных даек разного состава баянкольского комплекса и постмагматических процессов лиственитизации, березитизации, турмалинизации.

Золотое оруденение приурочено к зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома, в частности, к диагонально примыкающим к глубинному разлому узким линейным антиклиналям и горстантиклиналям субширотного простирания и секущим их разрывным нарушениям того же направления. Ядра линейных антиклиналей и горстантиклиналей сложены тектоническими пластинами, состоящими из V–Є известняков и серпентинитов, почти целиком превращенных в лиственитты, базальтов высокотитанистого типа, габбро, песчаников. Рудовмещающие толщи интенсивно переработаны дизъюнктивной тектоникой вдоль линейных антиклинальных структур, что благоприятствовало формированию рудоносных зон лиственитизации и березитизации и насыщению их кварцево-жильными образованиями с золотой минерализацией.

Выделены следующие наиболее крупные, линейные рудоносные зоны в пределах золоторудного узла: Хаак-Саир–Акташская, Тожектыгхем–Дуушкуннугская и Акдагская. Наиболее рудоносная Хаак-Саир–Акташская зона вмещает Улуг-Саирское месторождение, Хаак-Саирское, Арысканское и Акдашское рудопроявления, имеет длину 30 км, ширину 1000 м, при этом перспективная на золото часть имеет ширину 200–300 м. Вторая по величине Тожектигхем–Дуушкуннугская рудоносная зона имеет длину 25 км, ширину 700 м, перспективная на золото часть имеет ширину 100–200 м, Акдагская зона имеет длину 20 км, ширину 500 м (рис., см. вкладку, с. 161).

Заключение. Золоторудные объекты АМЗУ характеризуются линейным характером расположения. Наиболее перспективные объекты сосредоточены в ядерных частях узких линейных антиклиналей и горстантиклиней субширотного простирания с секущими их разрывными нарушениями того же направления. Эти структуры являются благоприятными для поисков рудного золота, в том числе на периферии рудного узла. Наиболее продуктивные уровни минерализации золота возможны на контакте лиственитов с базальными конгломератами ордовика в ядерных частях антиклиналей и горстантиклиналей (эффект экранирования). Выявленные к настоящему времени золото-кварцевые жилы в поле ордовикских и силурийских отложений следует рассматривать как надрудные образования, свойственные для месторождений золото-кварцевой формации.

Типоморфные особенности самородного золота, наличие электрума и ртутистых минералов Au и Ag в рудах Алдан-Маадырского золоторудного узла указывают на слабо эродированный, в целом, характер месторождений и рудопроявлений и на благоприятные перспективы продолжения оруденения на глубину до 500 м. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности изученных золото-кварцевых объектов данного золоторудного узла свидетельствуют о возможности выявления в пределах узла перспективных для освоения месторождений золота.

Авторы благодарны В.В. Зайкову за консультации и помощь в проведении исследований. Исследования выполнены при финансовой поддержке Гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых учёных, Интеграционного (№ 98) и Экспедиционного Проектов СО РАН и УрО РАН.

Литература

Рудные формации Тувы / Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.

Кононенко Н. Б. Ревизионные поисковые работы на рудное золото в пределах наиболее перспективных рудных узлов Республики Тыва. Отчет о результатах работ ОАО «Красноярскгеолсъемка». Красноярск. 2012ф. 252 с.

Монгуш А. А., Кужугет Р. В., Дружкова Е. К. Особенности состава магматических пород и ^{40}Ar–^{39}Ar данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 262–268.

Р. В. Кужугет, А. К. Хертек, А. А. Монгуш
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл
rkuzhuget@mail.ru

Состав блеклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува

Хаак-Саирское месторождение, открытое в 1953 г. геологами 21-й партии Дальней экспедиции ВСЕГЕИ В. М. Бондаревым и Г. М. Владимирским, представлено золотоносными жилами на площади 2 ? 8 км^2. Месторождение расположено в центральной части Алдан-Маадырского золоторудного узла, приурочено к лиственитам в Аржанской горст-антиклинали, в ядре которой представлены океанические и островодужные V–Є$_1$ комплексы [Рудные..., 1981; Монгуш и др., 2011]. На крыльях структуры они тектонически контактируют с ордовикскими и силурийскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами, смятыми в линейные изоклинальные складки субширотного простирания [Зайкова, Зайков, 1969].

На месторождении выделяются пять участков развития золото-кварцевых жил среди лиственитов, эффузивов венда–нижнего кембрия и конгломератов, алевролитов и песчаников ордовика (рис.) Рудовмещающие породы представлены, главным образом, мусковит-парагонит-кварц-карбонатными (зелеными) и кварц-карбонатными (серыми) лиственитами, образованными по венд-кембрийским осадочным и магматическим породам. Оруденение локализовано в кварцевых жилах, приуроченных к центральным частям вытянутых широтных тел лиственитов.

Кварцевые жилы образуют систему параллельных прожилковых зон и жил, обычно приуроченных к центральным частям вытянутых тел лиственитов. Ранее на месторождении выявлено 26 кварцевых жил и 17 жильных зон [Васильев и др., 1977ф]. Жильные зоны представляют собой системы шириной 1–10 м и длиной 10–100 м, состоящие из прожилков мощностью до 40 см. Длина жил варьирует от 20 до 250 м, мощность – от 0.1 до 8 м. Жилы сложены молочно-белым, светло-зеленоватым, бледно-коричневатым халцедоновидным, тонкозернистым кварцем. Содержание Au в кварцевых жилах, по данным анализа бороздовых проб варьирует от 0.5 до 67 г/т, Ag от 8 до 80 г/т [Васильев и др., 1977ф]. Содержание Au в руде положительно коррелирует с содержаниями Sb, As, Pb, Ag, Zn, B и W [Кужугет и др., 2011]. По резуль-

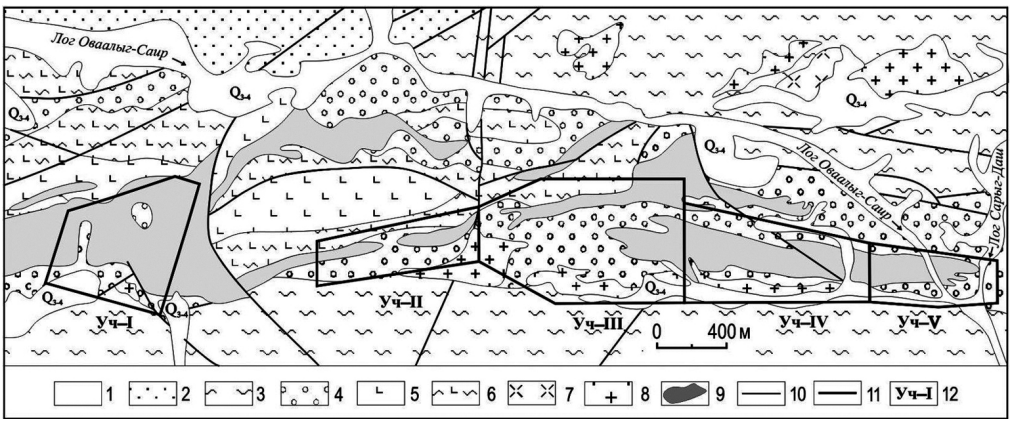


Рис. Схематическая геологическая карта Хаак-Саирского месторождения (по данным В. В. Зайкова и др. [1966] и Б. Д. Васильева и др. [1977ф] с добавлениями).

1–6 – осадочные отложения: 1 – четвертичные отложения (Q_{3-4}); 2 – красноцветные песчаники и алевролиты хондергейской свиты (S_2–$D_1 hn_2$); 3 – алевриты чергакской свиты ($S_{1-2} cr$); 4 – рассланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней подсвиты адырташской свиты ($O_3^1 ad$); 5 – эффузивы, спилиты чингинской свиты (V–$Є_1 cn$); 6 – рассланцованные эффузивы, спилиты чингинской свиты (V–$Є_1 cn$); 7–8 – интрузивные образования баянкольского комплекса ($D_{2-3} bn$): 7 – кварцевые и андезитовые порфиры II фазы, 8 – кварцевые, фельзит-, гранодиорит-, тоналит-порфиры, фельзиты, гранит-порфиры I фазы; 9 – лиственит и лиственитизированные породы; 10 – границы геологические; 11 – разрывные нарушения; 12 – участки Хаак-Саирского месторождения и их контуры: Уч-I – участок I, Уч-II – участок II, Уч-III – участок III, Уч-IV – участок IV, Уч-V – участок V.

татам поисково-оценочных работ на рудном узле поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъемка» прогнозные ресурсы Au по категории P_2 оценены в 18 т до глубины 200 м при среднем содержании Au 2 г/т [Кононенко, 2012ф].

На основе данных предшественников [Васильев и др., 1977ф; Рудные..., 1981] и собственных наблюдений, на Хаак-Саирском месторождении выделены следующие стадии минералообразования: допродуктивные – турмалиновая, I-турмалин-кварцевая, лиственитовая, пирит-кварцевая; продуктивные – золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевая, золото-ртутисто-кварцевая; пострудные – II-турмалин-кварцевая, карбонат-кварцевая и гипергенная. В рудах месторождения отмечается несколько минеральных ассоциаций, соответствующих последовательным стадиям минералообразования.

В первую продуктивную стадию образовались высокопробное золото → серебристое золото → Cu-содержащее серебристое золото → электрум. Вторая стадия включает высокопробное золото → ртутистое золото → ртутистый электрум → ртутистый кюстелит и → Au-содержащее ртутистое серебро.

Содержания рудных минералов в кварцевых жилах не превышают 7 %. Из рудных минералов преобладает железистый тетраэдрит, а на участке V – железистый теннантит-тетраэдрит. Блеклые руды наряду с другими сульфидами – арсенопиритом, халькопиритом и галенитом, являются распространенными минералами месторождения. Блеклые руды в кварцевых жилах отлагались на первой продуктивной (золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой) стадии в ассоциации с кварцем, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, бурнонитом, халькопиритом, золотом, электрумом,

Cu-содержащим золотом, гесситом, борнитом и ялпаитом. Самородное золото в виде тонких вкраплений встречается в железистом тетраэдрите и железистом теннантит-тетраэдрите.

Состав блеклых руд определялся на растровых электронных микроскопах (предел обнаружения содержаний элементов-примесей – 0.01 мас. %) РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН, аналитик В. А. Котляров) и MIRA LM (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитики Н. С. Карманов и Р. В. Кужугет).

В кварцевых жилах участков I–III и V Хаак-Саирского месторождения минералогическими и электронно-микроскопическими исследованиями установлены железистый теннантит, железистый теннантит-тетраэдрит, железистый тетраэдрит, серебристый тетраэдрит, аргентотетраэдрит, аргентотеннантит-тетраэдрит.

Железистый теннантит часто наблюдается в кварцевой жиле № 1 участка V в ассоциации с железистым теннантит-тетраэдритом, железистым аргентотеннантит-тетраэдритом, халькопиритом, золотом и галенитом. Средний состав (n = 2) железистого теннантита (мас. %): Cu 42.11, Zn 1.43; Fe 7.54, As 18.59, Sb 0.87, Bi 1.33, S 27.46, формула (здесь и далее формулы блеклых руд рассчитаны на 29 атомов): $Cu_{9.92}(Zn_{0.33}Fe_{2.02})_{2.35}(As_{3.71}Sb_{0.11}Bi_{0.10})_{3.92}S_{12.81}$.

Железистый теннантит-тетраэдрит распространен на участке V. На участке I минерал обнаружен в жиле № 5 в ассоциации с арсенопиритом, высокопробным золотом и аргентотеннантит-тетраэдритом. Средний состав (n = 2) железистого теннантит-тетраэдрита в мас. %: Cu 37.95, Ag 2.18, Zn 1.29, Fe 6.13, Mn 0.18, Co 0.11, Ni 0.16, As 8.45, Sb 17.68, S 25.72; формула – $(Cu_{9.55}Ag_{0.32})_{9.87}(Zn_{0.32}Fe_{1.75}Mn_{0.05}Ni_{0.04}\times$ $\times Co_{0.03})_{2.19}(As_{1.80}Sb_{2.32})_{4.12}S_{12.82}$.

Железистый тетраэдрит распространен на участках I–II и III. Основное количество золота на месторождении отлагалось вместе с железистым тетраэдритом. Для последнего характерен следующий состав (n = 4) в мас. %: Cu 37.41, Ag 0.43, Zn 1.79; Fe 5.45, Mn 0.26, Ni 0.06, Co 0.08, As 2.88, Sb 26.04, S 25.33, формула – $(Cu_{9.66}Ag_{0.07})_{9.73}(Zn_{0.45}Fe_{1.60}Mn_{0.07}Ni_{0.02}Co_{0.02})_{2.17}(As_{0.63}Sb_{3.51})_{4.14}S_{12.96}$.

Серебристый тетраэдрит редок, в основном, встречается железистый тетраэдрит с содержаниями Ag до 5 мас. %. Состав серебристого тетраэдрита в мас. %: Cu 25.65, Ag 22.76, Zn 0.93; Fe 5.14, As 3.80, Sb 19.96, S 21.69, формула – $(Cu_{7.26}Ag_{3.80})_{11.07}(Zn_{0.27}Fe_{1.65})_{1.94}(As_{0.91}Sb_{2.95})_{3.86}S_{12.16}$.

Средний состав *аргентотетраэдрита* в мас. %: Cu 8.37, Ag 40.96, Zn 1.13; Fe 5.06, Mn 0.20, Co 0.04, As 4.12, Sb 18.58, S 20.86, формула – $(Ag_{7.43}Cu_{2.57})_{10}\times$ $\times(Zn_{0.34}Fe_{1.77}Mn_{0.07})_{2.18}(As_{1.07}Sb_{2.99})_{4.07}S_{12.76}$. Средний состав *аргентотеннантит-тетраэдрита* в мас. %: Cu 5.20, Ag 50.05, Zn 0.99; Fe 3.91, As 6.88, Sb 12.54, S 20.57, формула – $(Ag_{9.17}Cu_{1.62})_{10.47}(Zn_{0.30}Fe_{1.38})_{1.68}(As_{1.82}Sb_{2.04})_{3.86}S_{12.68}$.

При замещении блеклых руд гипергенными минералами в их каемке формируются колломорфные концентрически-скорлуповатые микротекстуры, характеризующиеся чередованием полосок различной окраски (ритмичная структура замещения) шириной от 2 до 100 мкм. Часто блеклые руды дислоцированы и разбиты трещинами, в этом случае в трещинах образованы агрегаты ковеллина либо халькозина. При деструкции блеклых руд с богатым содержанием Ag (Ag-содержащего тетраэдрита, аргентотетраэдрита, аргентотеннантит-тетраэдрита) в гипергенных условиях образованы акантит, серебро, иодиды Ag и Cu.

Таким образом, на Хаак-Саирском месторождении блеклые руды представлены минералами группы теннантит–тетраэдрита, их железистыми и серебристыми разностями. В железистом тетраэдрите обнаружено Ag до 5 мас. %, в серебристом

тетраэдрите – до 22.76 мас. %, аргентотетраэдрите – до 40.86 мас. %, аргентотеннантит-тетраэдрите – до 50.05 мас. %. Серебристые разности блеклых руд широко развиты в наименее эродированном участке V.

Авторы благодарны В. В. Зайкову за помощь в проведении исследований. Исследования выполнены при финансовой поддержке Гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых учёных и экспедиционных грантов Президиума СО РАН.

Литература

Васильев Б. Д., Дружков В. П., Красиков А. И., Боярко Г. Ю. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы. Заключительный отчет ТувГРЭ КГУ. Кызыл, 1977. 337 с.

Зайков В. В., Куликов С. С., Онуфриева (Зайкова) Е. В. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хемчик–Ак-Суг. Кызыл, 1966. 340 с.

Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Рудные формации Тувы / Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск. Наука, 1981. 201 с.

Кононенко Н. Б. Ревизионные поисковые работы на рудное золото в пределах наиболее перспективных рудных узлов Республики Тыва. Отчет о результатах работ ОАО «Красноярскгеолсъемка». Красноярск, 2012. 252 с.

*Кужугет Р. В., Монгуш А. А., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. М*орфология и геохимия самородного золота Хаак-Саирского месторождения (Западная Тува) // Геология Западного Забайкалья: материалы всероссийской молодежной конференции. Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 81–85.

Монгуш А. А., Кужугет Р. В., Дружкова Е. К. Особенности состава магматических пород и ^{40}Ar–^{39}Ar данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 262–268.

Н. Н. Анкушева[1, 2], Р. В. Кужугет[3]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankusheva@ilmeny.ac.ru
[2] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
[3] – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл

Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Дуушкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений

В работе представлены результаты исследований флюидных включений в золотоносном кварце Дуушкуннугского рудопроявления, расположенного в южной части Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува. Рудопроявление было открыто Е. В. Ону-

фриевой (Зайковой) [Зайкова, Зайков, 1969]. Зона вмещает несколько золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений в конгломератах и алевролитах, лиственитах, березитах и риолитах, которые приурочены к субширотным узким антиклинальным зонам, рассеченным разломами северо-восточного простирания. Ранее нами были получены данные по температурам образования, составу и солености растворов объектов Алдан-Маадырской зоны в осадочных породах, лиственитах и березитах. Целью данного исследования стало определение условий формирования золото-кварцевых жил Дуушкуннугского золото-березитового рудопроявления.

Дуушкуннугское рудопроявление расположено в низовьях одноименного лога на левобережье р. Хемчик в южном крыле Акдагской антиклинальной структуры, сложенной серицит-глинистыми сланцами и рассланцованными алевролитами нижнечергакской подсвиты силура. Оруденение приурочено к березитизированной дайке риолитов (кварцевых порфиров) мощностью в среднем 1.1 м и длиной 5 км I фазы баянкольского комплекса ($D_{2\text{-}3}bn$), секущей силурийские сланцы. Золото-кварцевые лестничные жилы мощностью в раздувах до 30 см, в среднем, 15–20 см рассекают дайку и реже – силурийские алевролиты. По данным пробирного анализа бороздовых проб, содержания Au составляют 0.1–37.2 г/т, Ag – 15.4–72.6 г/т.

Материал для исследования (обр. ДШ-3-1) был отобран Р. В. Кужугетом из лестничной кварцевой жилы мощностью 15 см, секущей дайку риолитов. Кварц в жиле слабокавернозный, полупрозрачный, белый. Золото образует тонкие вкрапления размером до 0.9 мм в кварце в ассоциации с хлоритом и чеховичитом ($Bi_2Te_4O_{11}$). Золото образует трещинно-прожилковые, дендритоидные, комковидно-ветвистые агрегаты и редкие изометричные кристаллы с комбинацией форм куба и октаэдра либо с преобладанием октаэдра. Поверхность золотин шагреневая и мелко-ямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная. Часто золото срастается с хлоритом. Состав золота в образце (мас. %): Au 85.75–93.15, Ag 6.92–13.24, Cu 0.01–0.08, Hg 0.00–0.24, Te 0.00–0.04.

Флюидные включения в кварце изучались методами криометрии и термометрии [Борисенко, 1977; Реддер, 1987]. Подготовка препаратов с включениями (прозрачно-полированные шлифы, толщина 0.2–0.3 мм) производилась в шлифовальной мастерской Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Микротермометрические исследования проводились в лаборатории термобарогеохимии ЮУрГУ (г. Миасс) в микрокриотермокамере THMSG-600, Linkam, позволяющей измерять температуры фазовых переходов в интервале температур –196 до 600 °С, с использованием микроскопа OLYMPUS. Гомогенизация включений происходила в жидкую фазу. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений составляет ±0.1 °С в интервале температур –20…+80 °С и ±1 °С за пределами этого интервала. Концентрации солей в растворе оценивались по температуре плавления льда в пересчете на систему H_2O-NaCl по данным [Bodnar, Vityk, 1994]. Фазовый состав солевых систем определялся по данным [Борисенко, 1977]. Обработка результатов измерений выполнена в программе STATISTICA 6.1.

Микроскопически кварц – белый, в тонком сколе прозрачный, среднезернистый. Флюидные включения размером до 10 мкм наблюдаются в светлых, прозрачных изометричных зернах, располагаются группами по 2–3 включения, не связаны с трещинами в минерале. Изучались двухфазные включения, состоящие из прозрачной светлой жидкости и газового пузырька. При нормальных условиях (25 °С) газовый пузырек занимает до 20 % объема включения.

Температуры эвтектики фиксируют следующие солевые системы (24 определения): NaCl–KCl–H_2O ($T_{эвт}$ –23.1…–23.9 °С), $MgCl_2$–NaCl–H_2O и $FeCl_2$–H_2O ($T_{эвт}$ –

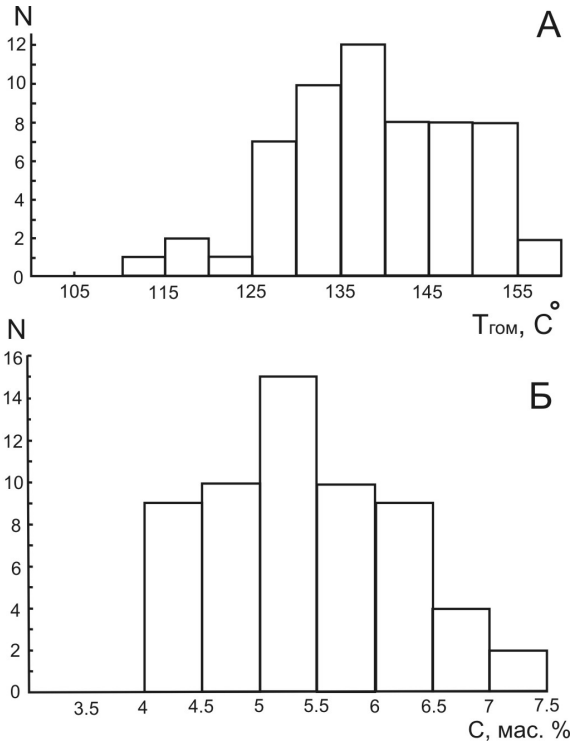


Рис. 1. Гистограммы распределения температур гомогенизации ($T_{гом}$, ?С) (А) и концентраций солей (С, мас. %) (Б) во флюидных включениях в кварце Дуушкунныгского рудопроявления.

35.1…–35.7 °С) и $FeCl_3$–H_2O ($T_{эвт}$ –36.0…–36.7 °С). Интервал значений концентраций солей в пересчете на NaCl составил 4.1–7.5 мас. % (60 определений) с пиком 4–6.5 мас. %. Температуры гомогенизации составили 110–160 °С с пиком 125–155 °С (60 определений) (рис. 1). Зависимость между температурами гомогенизации и соленостью не наблюдается.

По значениям солености кварц Дуушкуннугского рудопроявления сходен с кварцем Арысканского месторождения, жилами верхней алевролитовой толщи и жилой с серебристым золотом в конгломератах Улуг-Саирского месторождения (рис. 2). По температурам гомогенизации включений, а также сложному составу растворов полученные значения

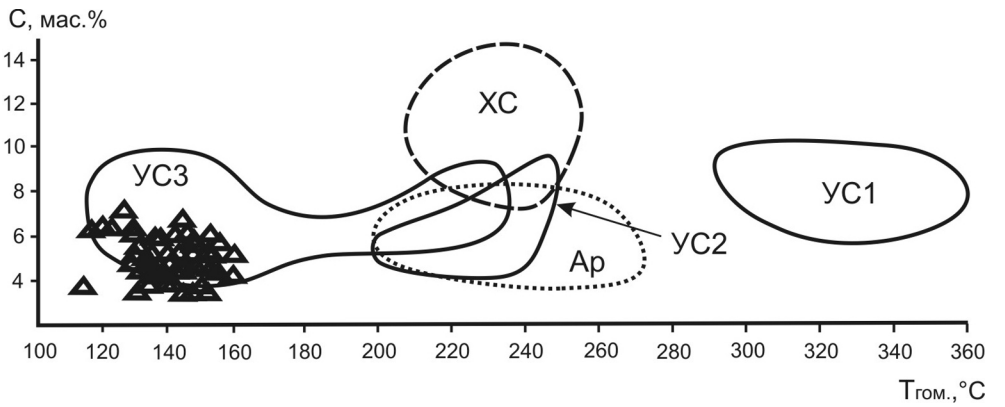


Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации ($T_{гом}$, ?С) флюидных включений и концентраций солей в растворах (С, мас. %) в кварце Дуушкуннугского рудопроявления.

Поля месторождений Алдан-Маадырской зоны: ХС – Хаак-Саирское месторождение [Melekestseva et al., 2011]; УС – Улуг-Саирское месторождение: $УС_{1-2}$ – Au-турмалин-кварцевые жилы в нижней конгломератовой толще: $УС_1$ – жила № 18 с высокопробным золотом, $УС_2$ – жила № 4 с серебристым золотом [Анкушева, Зайков, 2009]; $УС_3$ – Au-турмалин-кварцевые жилы в верхней алевролитовой толще (жила № 33 и «Пиритовая») [Анкушева и др., 2012]; Ар – Арысканское месторождение [Анкушева, Кужугет, 2012].

для дуушкуннугского кварца совпадают с таковыми для кварца из жил верхней толщи Улуг-Саирского месторождения. Сложный состав растворов с участием солей магния и железа может быть обусловлен влиянием растворов магматического происхождения [Бортников, 2006].

Таким образом, Дуушкуннугское рудопроявление, которое залегает стратиграфически выше остальных объектов Алдан-Маадырской гидротермальной системы, характеризуется наименьшими температурами формирования золоторудного кварца, что, скорее всего, отражает остывание гидротермальных растворов по мере их продвижения к поверхности. В целом, для объектов Алдан-Маадырской гидротермальной системы установлена тенденция уменьшения температур минералообразования от нижних уровней (от 360 °С в конгломератовой толще Улуг-Саирского месторождения [Анкушева и др., 2012]) к верхним (до 120 °С, Дуушкуннугское рудопроявление).

Авторы благодарят И. Ю. Мелекесцеву, В. В. Зайкова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за консультации в ходе работ и помощь в обсуждении результатов работы и А. А. Монгуша (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл) за помощь в полевых работах. Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ (№ 11-05-00187) и председателя правительства Республики Тыва для молодых ученых и интеграционного проекта СО-УрО РАН (№ 98).

Литература

Анкушева Н. Н., Зайков В. В. Условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. С. 127–131.

Анкушева Н. Н., Кужугет Р. В. Условия формирования кварца из жил Арысканского золото-кварц-березитового месторождения (Западная Тува) по данным изучения флюидных включений // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 213–217.

Анкушева Н. Н., Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В., Котляров В. А. Физико-химические параметры флюидов при формировании Улуг-Саирского золоторудного месторождения (Западная Тува) // Уральская минералогическая школа-2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 21–23.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Бортников Н. С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах с тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Melekestseva I., Ankusheva N., Zaykov V. et al. Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tuva: evidences from fluid inclusions // International Symposium “Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny”. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 162–165.

И. Ю. Мелекесцева[1], С. Г. Кряжев[2], В. В. Зайков[1], Н. Н. Анкушева[1, 3]
[1] – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru
[2] – ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва
[3] – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Состав флюидов золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува

Введение. Золоторудные объекты Алдан-Маадырской зоны в Западной Туве в последнее время привлекают к себе внимание как производственных, так и академических организаций. С одной стороны, это связано с растущим спросом на золото и истощающимися запасами крупных месторождений. С другой стороны, эти объекты представляют собой уникальный «полигон» для изучения процессов формирования золоторудных месторождений, залегающих в различных породах, но локализованных в единой структуре.

Ранее были проведены термо- и криометрические исследования флюидных включений в кварце золотоносных жил и определен изотопный состав кислорода в кварце месторождений всех типов (см. статьи в сборниках «Металлогения древних и современных океанов–2009, 2012»). Было установлено, что флюидные включения в кварце разных месторождений содержат достаточно однотипные щелочно-хлоридные водные растворы переменной солености (от 3 до 14 мас. % NaCl-экв), а температуры гомогенизации включений изменяются от 340 до 110 °С. Узкие вариации изотопного состава кислорода кварца ($\delta^{18}O$ +17.0…+17.7‰) указывают на единый источник водной фазы рудообразующих растворов и вероятную связь оруденения с гранитоидным магматизмом. Целью данной работы явилось определение химического состава рудообразующих флюидов методом валового анализа флюидных включений в кварце.

Месторождения Алдан-Маадырской золоторудной зоны расположены в зоне Саяно-Тувинского разлома. Золото-кварцевые жилы с сульфидами и турмалином залегают среди лиственитов (Хаак-Саирское), конгломератов и алевролитов (Улуг-Саирское) и березитов (Арысканское) [Рудные..., 1981]. Для исследований были использованы образцы кварца, в которых ранее были обнаружены и изучены относительно крупные флюидные включения.

Методика исследований. Валовый анализ включений в кварце выполнен по единой методике [Кряжев и др., 2006], что обеспечивает корректность сравнения результатов, полученных для разных месторождений. Отобранные под бинолупой мономинеральные фракции кварца (класс –0.5+0.25 мм) массой 0.5–1 г были очищены азотной кислотой, затем – электролитически в потоке воды. Включения вскрывали термическим способом при 400 °С; выделившиеся газы (H_2O, CO_2 и CH_4) анализировали газовым хроматографом (Agilent 6890). Затем реактор с декрепитированной пробой заливался очищенной водой и помещался в ультразвуковую ванну. Содержания анионов в водной вытяжке определялись ионной хроматографией (ЦВЕТ-3000), содержание катионов и микроэлементов – методом ICP MS (Elan-6100). Содержание HCO_3^- рассчитывалось по балансу. Для исключения влияния матрицы делали повторную («холостую») вытяжку, результаты анализа которой вычитали из первой.

Результаты исследований представлены в таблице. Рудообразующие флюиды золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны характеризуются сложным многокомпонентным составом. Во включениях установлены не только все компоненты, присущие золотоносным рудообразующим растворам (Na, K, Ca, Mg, Rb, Cs, Li, Sr, Ba, B, As, Sb, Cu, Pb, Cd, Ge), но также и широкий ряд элементов (Au, Ag, Mo, W, Co, Ni, Cr), которые валовым анализом фиксируются в редких случаях [Кряжев и др., 2008]. В следовых количествах находятся только Zn, Bi, Sn, Hg и Tl.

Таблица

Средние содержания флюидных компонентов в кварце золоторудных месторождений

Компонент	ХС (4)	УС (4)	А (1)		Компонент	ХС (4)	УС (4)	А (1)
Главные компоненты, мг/кг кварца					Микроэлементы, мкг/кг кварца			
H_2O	871	1955	1544		Li	4.0	3.8	5.4
CO_2	127.0	114.3	37.0		Rb	1.2	1.0	1.2
CH_4	0.21	0.11	0.30		Cs	0.3	0.4	0.7
Cl	0.91	6.48	6.59		Sr	56.0	57.0	97.2
HCO_3^-	14.0	25.0	56.0		Sb	9352.7	18.2	0.0
Na	4.08	13.51	21.34		Ge	0.1	0.1	0.2
K	0.78	0.69	0.81		Cu	1.3	178.6	73.3
Ca	2.29	0.45	2.68		Cd	2.8	0.2	0.3
Mg	0.35	0.14	0.69		Pb	43.6	0.3	0.3
B	0.92	0.48	0.32		Au	0.08	0.07	0.16
Ba	1.13	0.37	0.54		Ag	2.8	0.1	4.8
As	0.69	0.16	0.16		Mo	8.2	3.1	4.5
Мольные отношения					W	19.4	1.9	0.0
CO_2/H_2O	0.06	0.02	0.01		Co	0.2	0.1	0.7
CO_2/CH_4	223	370	44		Ni	2.9	7.6	2.2
Cl/HCO_3^-	0.11	0.45	0.21		Cr	0.5	0.0	1.4
B/Cl	3.22	0.24	0.15		Mn	9.5	16.9	54.2
Na/Cl	6.9	3.2	4.9		Fe	35.9	4.3	28.7

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, аналитик Ю. В. Васюта. Месторождения: УС – Улуг-Саирское, ХС – Хаак-Саирское, А – Арысканское. В скобках – число анализов.

По результатам анализа корреляционных связей между компонентами флюида, можно выделить три группы элементов, которые, вероятнее всего, находятся в разных генерациях флюидных включений (рис. 1, 2).

К первой группе относятся Cl и Na, основное количество которых поступает в вытяжку из включений водно-солевого раствора, на что указывает сильная положительная корреляция указанных элементов с количеством воды в кварце.

Вторую группу составляет триада B–As–Sb, которая обнаруживает сильную отрицательную корреляцию с элементами первой группы. Природу выявленной закономерности пока трудно интерпретировать однозначно, возможно, она отражает процесс

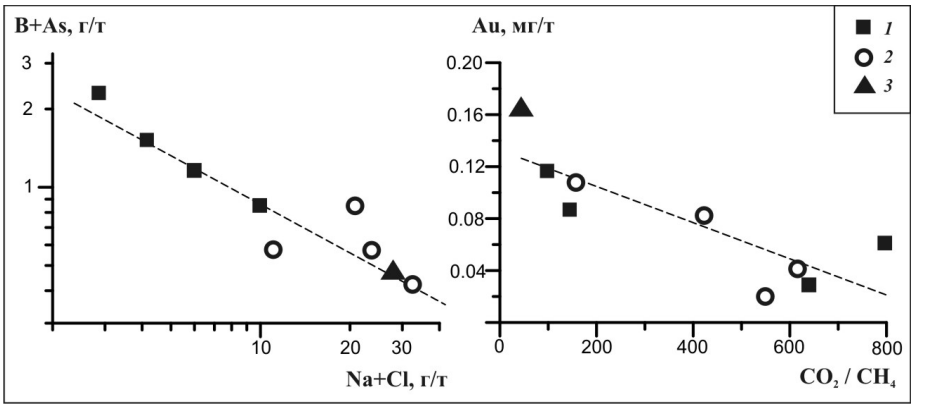


Рис. 1. Примеры зависимостей между компонентами флюида.
Месторождения: 1 – Хаак-Саирское, 2 – Улуг-Саирское, 3 – Арысканское.

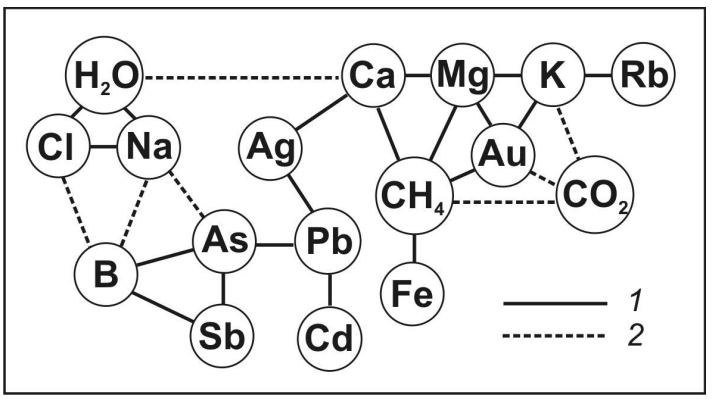


Рис. 2. Общая структура основных корреляционных связей между компонентами флюида.
Связи: 1 – положительная, 2 – отрицательная.

смешения флюидов различного состава в рудообразующих системах. Важно отметить, что рассматриваемая корреляционная связь (как и большинство других) проявлена как в пределах каждого месторождения, так и при рассмотрении Алдан-Маадырской зоны в целом (см. рис. 1). Данный факт является еще одним свидетельством однотипности гидротермальных рудообразующих систем рассматриваемых месторождений.

В третью группу входят K, Mg, Ca и углеродсодержащие газы. Именно с данными компонентами коррелируют содержания благородных металлов (Au и Ag), что позволяет предполагать определенную связь элементов третьей группы с рудообразованием. Например, корреляция между содержанием Au и степенью окисленности флюида (отношением CO_2/CH_4) может указывать на то, что окисление служило одной из причин рудоотложения.

Сравнительный анализ полученных данных позволяет отметить следующие особенности флюидов каждого из месторождений. Относительное содержание газовой фазы (отношение CO_2/H_2O), косвенно отражающее давление и, соответственно,

уровень эрозионного среза рудообразующей системы, закономерно возрастает в западном направлении и максимально на Хаак-Саирском месторождении. Здесь же во флюидных включениях отмечалось присутствие фазы жидкой углекислоты.

Хаак-Саирское месторождение выделяется повышенными содержаниями широкого ряда элементов во флюиде (As, B, Sb, Pb, Cd, W, Mo). Здесь же отмечаются следы Bi, Zn, Hg. Эта особенность согласуется с присутствием в жилах и лиственитах блеклых руд, турмалина, аксинита, галенита, сульфоарсенидов, висмутина, киновари, шеелита [Васильев и др., 1975ф]. Высокие концентрации Cu во флюиде Улуг-Саирского месторождения можно сопоставить с широким развитием халькопирита в кварцевых жилах. Повышенные концентрации HCO_3^-, K, Ca, Mg, Mn и Sr в кварце Арысканского месторождения, возможно, отражают процессы березитизации, проявившиеся на этом объекте.

Выводы. Результаты валового анализа флюидных включений в кварце показали, что золотоносные кварцевые жилы месторождений Алдан-Маадырской зоны, залегающих в различных породах, были сформированы при участии сходного многокомпонентного метан-углекислотно-водного флюида, содержащего щелочные и щелочноземельные металлы. Главные различия между сравниваемыми объектами заключаются в содержании элементов-примесей (B, Ba, As, Sb, Cd, Pb, Mo, W, Mn, Cu), которые отражают минералогические особенности месторождений.

Авторы благодарят Г. А. Третьякова за участие в обсуждении результатов. Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00187.

Литература

Васильев Б. Д., Дружков В. П., Красиков А. И., Боярко Г. Ю. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы: Заключительный отчет ТувГРЭ КГУ. Кызыл, 1977ф. 337 с.

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 2006. № 4. С. 30–36.

Кряжев С. Г. Прокофьев В. Ю. Васюта Ю. В. Геохимические особенности включений в кварце золоторудных месторождений по данным анализа водных вытяжек методом ICP MS // Мат. XIII Междунар. конф. по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. М.: ИГЕМ РАН, 2008. Т. 1. С. 30–33.

Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.

Е. Е. Паленова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
palenova@mineralogy.ru

Вмещающие породы рудопроявления золота Красное (Бодайбинский рудный район)

(научный руководитель Е. В. Белогуб)

Бодайбинский рудный район расположен в знаменитой Ленской золотоносной провинции (Патомское нагорье), в пределах которой находится гигантское золоторудное месторождение черносланцевой формации Сухой Лог, а также ряд более мелких объектов. До сих пор не решенным является вопрос источника золота в этих

месторождениях, а также вклада седиментации, диагенеза, регионального и динамометаморфизма, гидротермальной и метасоматической деятельности в процессы рудогенеза. Поэтому изучение степени преобразования черносланцевых толщ Бодайбинского района является актуальным. Цель работы – характеристика пород золотоносной вачской свиты в пределах рудопроявления Красное, степени их метаморфических, метасоматических и гидротермальных преобразований.

В пределах Бодайбинского района выделены Кропоткинский (месторождения Сухой Лог, Высочайший) и Артемовский (месторождения Копыловское, Кавказ, рудопроявление Красное) рудные узлы. Рудопроявление Красное расположено в 15 км к северо-востоку от пос. Артемовский и в 75 км от г. Бодайбо на водоразделе ручьев Красный и Теплый, приурочено к шарниру так называемой Рудной антиклинали, имеющей субширотное простирание и сложное строение за счет дислоцированного северного крыла [Проект…, 2010ф]. В строении рудопроявления участвуют породы аунакитской (R_3au), вачской (R_3vc) и анангрской (R_3an) свит. Золотоносными являются отложения вачской и, возможно, аунакитской свит. Магматические породы отсутствуют, ближайшие гранитные массивы Энгажимино-Витимский с юга, Джекдокарский с северо-востока и Чумаркойский с северо-запада расположены на расстоянии 40–50 км [Проект…, 2010ф]. В пределах рудного поля аномалии Au сопровождаются повышенными концентрациями Ag, As, Pb, в меньшей степени – Cu и Zn [Мартыненко и др., 1983ф]. Золотое оруденение приурочено к зонам рассеянной и линзовидной вкрапленности пирита, в меньшей степени, к кварцевым жилам и прожилкам с сульфидной минерализацией, второстепенными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, ковеллин. В настоящее время на рудопроявлении Красное компанией ООО «Красный» ведутся поисково-оценочные работы. Материалы для данного исследования были переданы сотрудниками ООО «Красный», а также отобраны при полевых работах из разведочных скважин, результаты изучения представлены в отчете по поисково-оценочным работам.

Рудовмещающая вачская свита мощностью 150–600 м в разрезе верхнего рифея–венда Бодайбинского синклинория является ярким маркирующим горизонтом за счет относительно однородного состава и повышенной углеродистости [Докембрий…, 1995]. В разрезе свиты выделяются верхняя и нижняя подсвиты. Нижняя подсвита (R_3vc_1), первый горизонт ($R_3vc_1^1$), сложена высокоуглеродистыми кремнистыми сланцами с прослоями темно-серых кварцитовидных песчаников. Второй горизонт ($R_3vc_1^2$) представлен черными высокоуглеродистыми филлитами и серицит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями кварц-серицитовых песчаников. В пределах Верхней подсвиты (R_3vc_2) также выделяется два горизонта: первый горизонт ($R_3vc_2^1$), представленный переслаиванием темно-серых кварцитов и высокоуглеродистых филлитов и второй горизонт ($R_3vc_2^2$), сложенный черными высокоуглеродистыми филлитами и серицит-кварцевыми сланцами [Проект…, 2010ф]. В пределах рудопроявления Красное породы свиты смяты в антиклинальную складку, локально осложненную флексурами. Рудопроявление сложено углеродсодержащими кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами, в меньшей степени, углеродисто-глинистыми сланцами, а также участками тонкого переслаивания этих пород.

Кварцевые песчаники – серого, темно-серого до черного цвета, массивной, редко сланцеватой текстуры, преимущественно мелкозернистой, реже средне- и крупнозернистой структуры. В породах наблюдаются линзы и прослои алевролитового состава, встречаются пачки тонкого градационного переслаивания песчаников и алевролитов с мощностью элементарных ритмов от 1 до n ? 10 см. С поверхности

породы лимонитизированы за счет окисления железистых карбонатов и пирита. Встречаются интенсивно окварцованные породы. Содержание углеродистого вещества составляет 2–3 %, может достигать 5 %.

Содержание обломочного материала 25–60 об. %. Обломки окатаны, реже слабоокатаны, имеют размер 0.1–0.5 мм, редко до 2 мм (в тонкозернистых песчаниках 0.05–0.1 мм) и представлены кварцем с незначительной примесью мусковита, ортоклаза, редко альбита, а также литокластов слюдистых и кварцево-слюдистых алевролитов, углеродисто-глинистых сланцев, кварцевых агрегатов различной структуры. Обломки слабо замещаются цементом, наблюдается регенерация обломков кварца, вплоть до образования кварцевых гнезд с тенями первичной структуры породы. В качестве акцессорных аллотигенных минералов повсеместно встречается турмалин, который плеохроирует в коричневых или зеленовато-синих тонах, обрастает каемками регенерации, изредка встречается корродированный турмалин. Циркон, апатит, рутил редки. Отмечен новообразованный часто зональный, с включениями кварца или углеродистого вещества, флоренсит в виде хорошо ограненных бесцветных кристаллов с оранжевыми или желтоватыми пятнами, а также зерен неправильной формы.

Цемент базальный, поровый, слабо замещает обломки, представлен кварцем и серицитом в разных соотношениях, кварц в цементе перекристаллизован и образует каймы регенерации. Карбонат встречается в виде пойкилитовых зерен или кристаллов, иногда образует цемент прорастания и замещения, замещается псевдоморфозами гидроксидов железа. В цементе может присутствовать значительное количество новообразованных кристаллов рутила размером до 0.01 мм (до 15 об. %) и турмалина до 0.1 мм (до 1 об. %).

Кварцитовидные песчаники – среднекристаллические массивные породы, состоящие на 95 % из кварца и небольшого количества серицита, мусковита; в качестве акцессорных минералов встречаются турмалин, рутил, циркон, альмандин, сфен, эпидот. Содержание углеродистого вещества 1–3 %. Породы образованы при интенсивном окварцевании песчаников, при этом произошла регенерация обломков кварца, слюдистое вещество цемента вытеснилось на периферию с образованием порового цемента. Акцессорные минералы встречаются в виде кристаллов и окатанных зерен. Для турмалина характерно зональное распределение окраски и регенерация первично окатанных обломков. Железистые карбонаты образуют пойкилитовые метакристаллы размером до 0.7 мм и замещаются псевдоморфозами гидроксидов железа.

Алевролиты – темно-серые до черных породы, тонкозернистой структуры, массивной, сланцеватой, плойчатой, пористой текстуры. С поверхности лимонитизированы за счет окисления железистых карбонатов и пирита и осветлены в процессе выветривания углеродистого вещества. Количество углеродистого вещества высокое – 5–10 %. Основная ткань пород сложена тонкозернистым кварцем с примесью серицита, а также парагонита (до 15 %), тонкоигольчатого рутила (до 30 %), турмалина (до 7 %). Кварц может быть перекристаллизован до размера зерен 0.05 мм, при этом образуются линзы, просечки и прожилки, ориентированные согласно текстурному рисунку породы. Карбонат в алевролитах присутствует в виде ромбических метакристаллов с «изрезанными» краями, а также округлых или овальных выделений размером до 2 мм, иногда в виде мелких зерен или масс, ориентированных по сланцеватости и плойчатости. В карбонатах содержится углеродистое вещество и тени первичной текстуры породы, которая не нарушается вращением индивида. В качестве акцессорного минерала присутствует новообразованный флоренсит, образующий зо-

нальные кристаллы с треугольным и многоугольным сечением, чаще бесцветные, иногда с оранжевыми пятнами в параллельных николях. По границам пирамид роста расположены поры.

Углеродисто-глинистые сланцы встречаются значительно реже, чем алевролиты. Это темно-серые до черных породы тонкозернистой структуры, сланцеватой, неясно-полосчатой, очковой текстуры. Содержание углеродистого вещества в породе достигает 10 %. Основная ткань сложена иллитом-2М1, а также парагонитом (до 80 %) с примесью кварца, рутила и турмалина. В породе наблюдаются редкие обломки кварца, иногда расположенные в виде отдельных линз и прослоев. Изредка встречаются линзы мусковита размером до 0.1 мм. В сланцах встречаются овальные или округлые метакристаллы карбоната с включениями углеродистого вещества, повторяющими и не нарушающими текстурный рисунок породы. Флоренсит встречается в виде хорошо ограненных кристаллов.

По результатам термогравиметрического анализа (дериватограф Q-1500D, аналитик П. В. Хворов) углеродистое вещество пород рудопроявления Красное неоднородно по составу. В ряде проб начало эффекта выгорания органического вещества приходится на 550–560 °С, максимум – на 680 °С, и также наблюдается плечо около 750–780 °С, что указывает на наличие двух структурных разновидностей графитоидов. Начало эффекта около 550 °С указывает на метаморфизм углеродистого вещества в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Термический..., 1974]. По температурным эффектам можно предполагать наличие битумоидов типа антраксолита и шунгита. Количество углеродистого вещества в алевролитах по результатам пересчета кривой потери веса может достигать 6 мас. %. В отдельных пробах отмечены более низкие температуры выгорания органического вещества с максимумом эффекта при температурах 530–590 ?С, началом при 490 °С и окончанием при 670 ?С. Начало эффекта при 490 °С свидетельствует о низкоградном метаморфизме пород на стадии аспидных сланцев. Подобные температуры выгорания органики наблюдались в породах Продольного участка [Паленова и др., 2011б]. Расщепленный характер эффекта говорит о присутствии в породе двух разновидностей графитоидов. Косвенным доказательством метаморфизма зеленосланцевой фации является присутствие упорядоченной структурной разновидности иллита-$2M_1$, в ряде образцов – парагонита-1М, что свидетельствует о достаточно высоких температурах и длительности их формирования.

Для пород рудопроявления Красное характерно высокое содержание турмалина, как обломочного происхождения (преимущественно в песчаниках), так и новообразованного (тонкоигольчатый турмалин в алевролитах, каймы регенерации вокруг обломочного), а также рутила. По данным [Проект…, 2010ф] в районе наблюдается изометричная аномалия бора, которую связывают с близлежащими (около 40–50 км) гранитными интрузивами, наличие турмалина в метаморфизованных породах объясняется процессами кислого метасоматоза, однако образование турмалина возможно и в процессах регионального метаморфизма. Метасоматическое происхождение имеют кристаллы железистого карбоната, отвечающие по составу доломиту и брейнериту, и метакристаллы пирита, обрастающие каймой волокнистого кварца. Результаты гидротермальной деятельности проявлены в виде жил и прожилков кварцевого, кварц-карбонатного, кварц-мусковитового, кварц-полевошпатового состава.

Таким образом, вмещающие породы рудопроявления Красное, представленные углеродсодержащими кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, кварцевыми и серицит-кварцевыми алевролитами, в меньшей степени углеродисто-глинисты-

ми сланцами, метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. При этом степень изменения углеродистого вещества различна, что, вероятно, связано с зональностью метаморфизма в пределах рудопроявления. Породы подвержены карбонатному и, возможно, кислотному метасоматозу, процессам динамометаморфизма и связанной с ним гидротермальной деятельности. В пределах Кропоткинского рудного узла расположены месторождения Копыловское и Кавказ, которые приурочены к углеродистым толщам более молодой догалдынской свиты. Они также метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, однако отличаются сравнительно большим распространением в разрезе углеродисто-глинистых сланцев и меньшим содержанием углеродистого вещества (в среднем 1–3 %) [Паленова, 2011а].

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю Е. В. Белогуб за поддержку и ООО «Красный» за предоставленные материалы.

Литература

Докембрий Патомского нагорья / *А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов и др*. М.: Недра, 1995. 352 с.

Мартыненко В. Г., Верхозин А. В., Суслов Н. А. Отчет о результатах детальных поисковых работ на рудное золото в пределах Артемовского рудного узла за 1981–83 гг. Фонды Бодайбинской ГРЭ. Иркутск, 1983ф.

Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Котляров В. А. Вмещающие породы золоторудного месторождения Копыловское (Бодайбинский рудный район) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011а. С. 169–173.

Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. Метаморфизм рудовмещающих толщ золоторудных месторождений Копыловское, Кавказ и Продольное (Бодайбинский рудный район) // Мат. второй Всерос. научн.-практ. конф. «Минерагения северо-восточной Азии». Улан-Удэ, 2011б. С. 123–124.

Проект на производство поисково-оценочных работ на рудное золото на участке «Красный» в 2011–2014 гг. ООО «Копыловский». Фонды ООО «Копыловский». Иркутск–Бодайбо, 2010ф.

Термический анализ минералов и горных пород / *В. П. Иванова, Б. К. Касатов, Т. Н. Красавина, Е. Л. Розинова*. Л.: Недра, 1974. 399 с.

А. А. Котов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
kotovaleksey@gmail.com

Структурные особенности формирования Вернинского месторождения, Бодайбинский золоторудный район

В условиях современной экономической ситуации и конъюнктуры происходит переоценка приоритетов в освоении Ленского золоторудного района с ориентацией на комплексное изучение золоторудных коренных месторождений и вовлечение современных методов поиска и разведки новых золоторудных объектов.

Бодайбинский район расположен в пределах мощного складчато-сдвигового пояса южного обрамления Сибирской платформы. Месторождения золота в его пределах приурочены к флексурообразным складкам и зонам рассланцевания пород хомолхинской и аунакитской свит (рифей–венд), обнаруживая строгий контроль минерализации складчато-сдвиговыми деформациями. Результаты изучения трещинно-разрывной структуры метасоматически измененных рудовмещающих терригенно-осадочных углеродистых пород из месторождений Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское с жильной зоной Первенец свидетельствуют о параллельном развитии сдвиговых деформаций, рассланцевания и рудно-метасоматического процесса. Локальные градиенты давления в породах во время метасоматизма проявились в переотложении кремнезема из участков сжатия в приоткрывающиеся трещины кливажа и в гнезда.

В настоящее время Вернинское месторождение близко к крупным, если учесть оценки неподсчитанных и неразведанных запасов в слепом рудном теле, которое было к настоящему времени подсечено несколькими скважинами на глубине 250–550 м. Изучение месторождения необходимо для установления рудных ассоциаций и выявления особенностей формирования рудных тел, в том числе приуроченности к глубинным разломам и другим структурным элементам.

Месторождение расположено в пределах Байкальской складчатой системы, во внешней структурно-формационной зоне, и приурочено к центральной части Кропоткинского рудного узла. В строении рудного поля участвуют существенно терригенные отложения верхнепротерозойской осадочной толщи, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и филлитами. В структурном плане месторождение представляет собой ассиметричную, запрокинутую на юг, сжатую складку, осложненную разрывными нарушениями, среди которых наиболее широко развиты субширотные, представленные зонами сближенных кулисообразно расположенных разрывов мощностью 15–20 м. Также крылья антиклинали осложнены многопорядковой складчатостью, широко развитой трещиноватостью, будинажем, осевым и слоевым кливажем (рис.).

Месторождение представлено двумя геолого-промышленными типами золотого оруденения: кварц-сульфидным прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным. Прожилково-вкрапленное оруденение локализовано в трех рудных зонах, приуроченных к зонам смятия в наиболее деформированном участке антиклинали. В настоящее время идет отработка 1-ой и 2-ой рудных зон. Рудная зона № 3 – скрытая, ее верхи подсечены несколькими скважинами на глубине 250 м. Наиболее крупной из вскрытых рудных зон является зона № 1, залегающая в крыле антиклинали. Рудовмещающими породами являются ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты, подстилаемые горизонтом известковистых песчаников. Содержание сульфидов в центральной части зоны составляет 3–5 %, на флангах их количество уменьшается вследствие ослабления интенсивности зоны смятия и смены литологического состава пород. Нижняя граница зоны, проходящая над горизонтом известняков, контрастная, в то время как верхняя – постепенная.

Сульфидная минерализация на месторождении представлена преимущественно пиритом и арсенопиритом, которые широко развиты в виде крупных кристаллов и их сростков. Выделяются три главные разновозрастные группы сульфидной минерализации. К первой относят тонко- и мелкозернистый глобулярный пирит, образующий широко распространенные послойные скопления и реже субмикроскопическую вкрап-

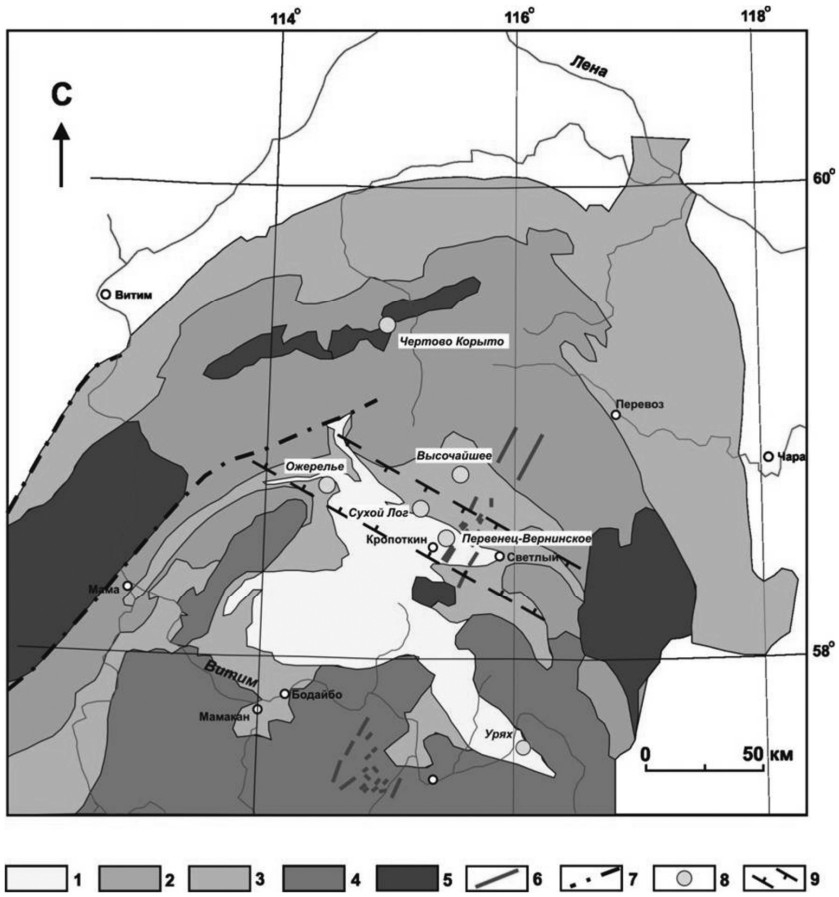


Рис. Положение Кропоткинского золоторудного района, объединяющего Мараканo-Тунгусский (месторождения Сухой Лог, Вернинское и другие месторождения «сухоложского тренда») и Хомолхинский (месторождение Высочайшее) золоторудные узлы, в Ленской золотоносной провинции.

1 – верхняя подсерия (бодайбинская) патомской серии, преимущественно карбонатная; 2 – средняя подсерия: сланцевая, карбонатная, с основными рудовмещающими свитами – хомолхинской и имняхской; 3 – нижняя подсерия: конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – протерозойские гранитоиды; 6 – дайковый пояс: лампрофиры, диабазы; 7 – разломы; 8 – золоторудные месторождения; 9 – «сухоложский тренд». Северное обрамление – фанерозойский чехол.

ленность и линзовидные выделения. В пределах рудных зон этот пирит подвергался перекристаллизации и, по-видимому, некоторому укрупнению, а вмещающие его породы – метасоматическому окварцеванию. Вторая группа характеризуется вкрапленностью кубических кристаллов пирита размером от миллиметра до нескольких сантиметров. К третьей группе, обусловливающей золотоносность рудных зон, относятся вкрапленность и гнездовые скопления крупных кристаллов пирита и арсенопирита, всегда сопровождающиеся кварцевыми оторочками, а также кварц-пиритовые маломощные прожилки. В пирите и реже арсенопирите этой группы часто присутст-

вуют микровключения и микропрожилки галенита, сфалерита, халькопирита, часто с самородным золотом.

Кварцево-жильная минерализация на месторождении находится в зоне Первенец, которая контролируется субширотным нарушением, продольным и кососекущим по отношению к Вернинской антиклинали, и имеет более крутое падение относительно слоистости вмещающих пород (55–65° и 40–50° соответственно).

Для изучения проблемы формирования рудообразующих гидротермальных систем важно отметить наличие в пределах Байкало-Патомского нагорья интрузивных массивов каледонского и герцинского возраста [Русинов и др., 2008]. О генезисе месторождений сухоложского типа и, в частности, месторождения Сухой Лог в литературе высказывались различные точки зрения [Буряк и др., 2002]. Согласно метаморфогенно-гидротермальной гипотезе, рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме исходно металлоносных пород черносланцевой толщи в период, предшествовавший внедрению гранитов. Согласно постмагматически-гидротермальной гипотезе, основной этап концентрации золота в рудах отвечает становлению постметаморфических интрузивных гранитоидов. При этом для месторождения Сухой Лог [Дистлер и др., 1996] предполагается, что гранитоидный магматизм играл роль рудомобилизующего фактора, обусловливавшего перенос и концентрирование золотой минерализации из базит-гипербазитовых пород раннедокембрийского фундамента [Лаверов и др., 2000].

Как известно, месторождение Сухой Лог удалено от кровли гранитного криптобатолита примерно на 3 км. Это подтверждает высказанную еще в 1917 г. теорию В. А. Обручева о концентрации золотого оруденения только на значительном расстоянии от верхних кромок гранитных тел. С этих позиций, субвертикальное разрывное нарушение, вероятно проходящее вдоль юго-восточного бокового контакта Угаханского плутона, представляется главным проницаемым каналом для прохождения рудоносных растворов, сформировавших месторождение [Лаверов и др., 2000].

На Вернинском месторождении локализация прожилково-вкрапленного оруденения подчиняется единой складчато-разрывной схеме и контролируется разломами по зоне Первенец, которая имеет свое продолжение и на Невском месторождении, расположенном в 3 км на ЮВ, и, в свою очередь, представляет продолжение «сухоложского тренда». В центральной части самого Вернинского месторождения прослеживается крупная зона внедрения поздних кварцевых жил мощностью до 10 м. В отличие от зоны Первенец, кварц в данной штокверковой зоне практически не содержит рудных минералов, что подтверждает его более позднее образование.

Ранее при изучении структурных особенностей месторождения, исследователями был установлен разлом СВ простирания, который мог служить еще одной рудоподводящей структурой для первой рудной зоны Вернинского месторождения [Котов, 2011]. Однако в настоящее время нельзя точно сказать, что являлось источником рудного вещества, несмотря на то, что видна прямая связь с глубинным гранитным плутоном, который был выделен геофизическими методами под месторождением еще в 80-е гг. прошлого века.

Литература

Иванов А. И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.

Константинов М. М. Золоторудные месторождения России. 2001.

Котов А. А., Злобина Т. М. Структурные критерии оценки жильного золоторудного оруденения месторождения Вернинского, северо-восточное Прибайкалье // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 95.

Русинов В. Л. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

Лаверов Н. П., Прокофьев В. Ю., Дистлер В. В. и др. Новые данные об условиях образования и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // ДАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.

Лаверов Н. П., Лишневский Э. Н., Дистлер В. В., Чернов А. А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // ДАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 652–656.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Котов А. А., Чугаев А. В., Сароян М. Р. Пространственно-генетические соотношения золоторудных месторождений и магматизма в Бодайбинском синклинории (Иркутская обл., Бодайбинский район) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Всерос. Конфер. с междунар. участием, XV Чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 137–139.

А. Е. Будяк[1], Б. Б. Дамдинов[2]
[1] – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
budyak@igc.irk.ru
[2] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Геохимия золото-уранового месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье)

Золото-урановое месторождение Хадатканда расположено в пределах Кодаро-Удоканской структурной формационной зоны (СФЗ), находящейся на севере Забайкальского края. В результате изучения территории Кодаро-Удоканской СФЗ с региональных позиций [Немеров и др., 2009], а также проведения комплексных исследований пород и руд месторождения Хадатканда, появились данные, позволяющие отнести его к месторождениям инфильтрационно-эпигенетического генезиса. Это подразумевает формирование рудной минерализации за счет процессов глубинного катагенеза осадочных пород кодарской серии с переотложением радиоактивных компонентов в зоне разуплотнения более верхних стратиграфических ярусов чинейской серии.

Месторождение Хадатканда было выбрано для детальных исследований ввиду его стратиграфической принадлежности к нижнепротерозойским карбонатно-терригенным отложениям Удоканского комплекса, а также ввиду совмещения в пределах месторождения золотой и урановой минерализации, что было представлено в работах Л. Б. Макарьева с соавторами [2009; 2010].

Месторождение было открыто в 1949 г. Мангышлакской экспедицией. Более детальная разведка с попутной отработкой проводились Ермаковским рудоуправлением МВД СССР, материалы по работе которого, к сожалению, не сохранились. Задача настоящей работы заключалась в детальном изучении месторождения Хадатканда, определении зависимости содержаний золота, урана и других металлов от со-

става вмещающих пород, степени метаморфических и метасоматических преобразований и принадлежности к разновозрастной разломной тектонике региона, а также выяснении его генетической связи с нижележащими черносланцевыми отложениями Кодарской серии.

Главная роль в локализации рудной минерализации на изучаемой территории принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу, состоящему из четырех серий: джялтуктинской, кодарской, чинейской и кеменской [Федоровский, 1972].

Месторождение приурочено к терригенно-карбонатным породам чинейской серии, которые повсеместно прорваны дайками габброидов. В структурном плане месторождение находится на пересечении Сюльбанского и Хадаткандского глубинных разломов в юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла, образованного крупным (единым на глубине по геофизическим данным) массивом габбро-норитов рудопродуктивного чинейского комплекса раннего протерозоя и многофазными позднепалеозойскими интрузиями. По данным Л. Б. Макарьева и соавторов [2009], ураново-рудные тела, вскрытые на поверхности, представляют линзы различной мощности и образуют мощную меридиональную зону (порядка 10 м) протяженностью ~3.5 км со средним содержанием урана от 0.1 до 0.72 %.

Наиболее доступными для исследования структурных, петрографических и геохимических особенностей пород и руд месторождения является обнажение по береговой линии р. Хадатканда (рис. 1), а также рудоотвалы месторождения в пределах рудной зоны. На месторождения опробованы отложения кодарской (икабийская, аянская и инырская свиты) и чинейской (читкандинская, александровская и бутунская свиты) серий. Петрографически все перечисленные свиты сходны и представлены алевролитами и алевропелитами с различным содержанием органического вещества [Немеров и др., 2009].

При исследовании геохимических характеристик месторождения был применен ряд аналитических методов. Петрогенные элементы анализировались рентгенофлуоресцентным методом, Au, Ag, Pt, Pd – атомно-абсорбционным; редкие и редкоземельные элементы – методом ICP-MS. В результате более детального изучения рудных процессов все отобранные пробы были разделены на 4 основные группы: 1) безрудные наименее метасоматически измененные породы в пределах рудного поля месторождения, 2) черносланцевые отложения кодарской серии, отобранные на незначительном удалении от рудной зоны месторождения (верхнее течение р. Сюльбан), 2) пробы с повышенными содержаниями золота (порог 0.3 г/т) и 4) пробы с повышенными содержаниями радиоактивных компонентов (U ≥400 г/т).

Анализ полученных результатов свидетельствует о геохимической специализации черносланцевых отложений кодарской серии на благородные (Au, Pt, Pd) и радиоактивные (U, Th) элементы (рис. 2). Обращает на себя внимание значительное превышение над кларком для осадочных пород [Виноградов, 1962] содержаний V, Cr и особенно Mo, характерных для черносланцевых отложений. Подобная закономерность прослеживается и для метасоматитов по породам чинейской серии в пределах месторождения, отличие заключается лишь в увеличении содержаний сидерофильной группы (Mn, Co, Ni) и Y.

Метасоматически измененные пробы, отобранные в пределах месторождения из рудоразборок №№ 10 и 4, показали неожиданный результат. Рудные содержания основных компонентов месторождения (Au и U), несмотря на принадлежность к одним и тем же отложениям, тем не менее, не проявили геохимической линейной зависи-

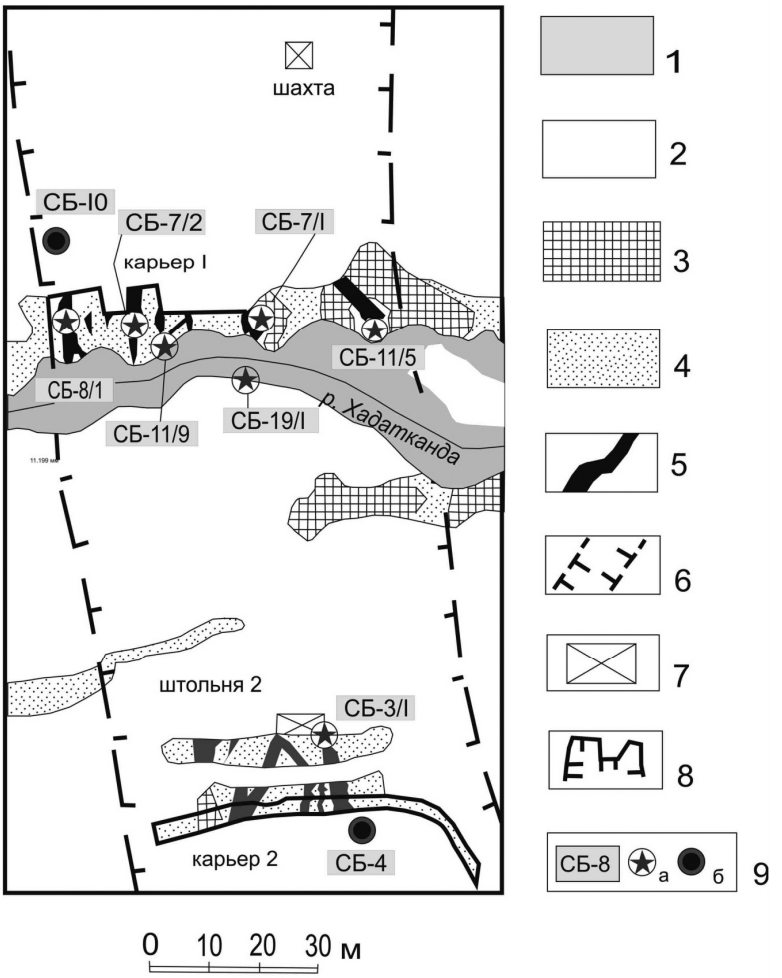


Рис. 1. Геологический план месторождения Хадатканда.

1 – современный аллювий; 2 – моренные отложения; 3 – габброиды измененные; 4 – альбититы, альбитпироксен-амфиболовые метасоматиты, скарноиды; 5 – генерализованные рудные тела; 6 – границы Главной урановорудной зоны; 7 – штольня и шахта, пройденные Ермаковским рудоуправлением; 8 – карьеры, пройденные Мантышлакской экспедицией; 9 – места отбора и номера бороздовых проб (а), штуфные пробы из рудоотвалов (б).

мости между собой. Корреляционный анализ по выборке из 34 проб рудной зоны показал, что КК между ними в пробах с рудными содержаниями Au колеблется в пределах –0.2 до +0.2, а в пробах с рудными содержаниями урана – –0.3...–0.37. Эта геохимическая особенность нашла подтверждение при исследовании данных пород прочими методами. Изотопный состав $\delta^{34}S$ (ИГМ СО РАН, аналитик В. Н. Реутский) метасоматически измененных базальтов с повышенными содержаниями золота (+2...+3 ‰), в среднем, на 4 ‰ ниже аналогичных проб с рудными содержаниями урана (+6...+8 ‰). Подобная изотопная неоднородность серы однозначно свидетельствует в пользу принадлежности сульфидной минерализации золотоносных и радио-

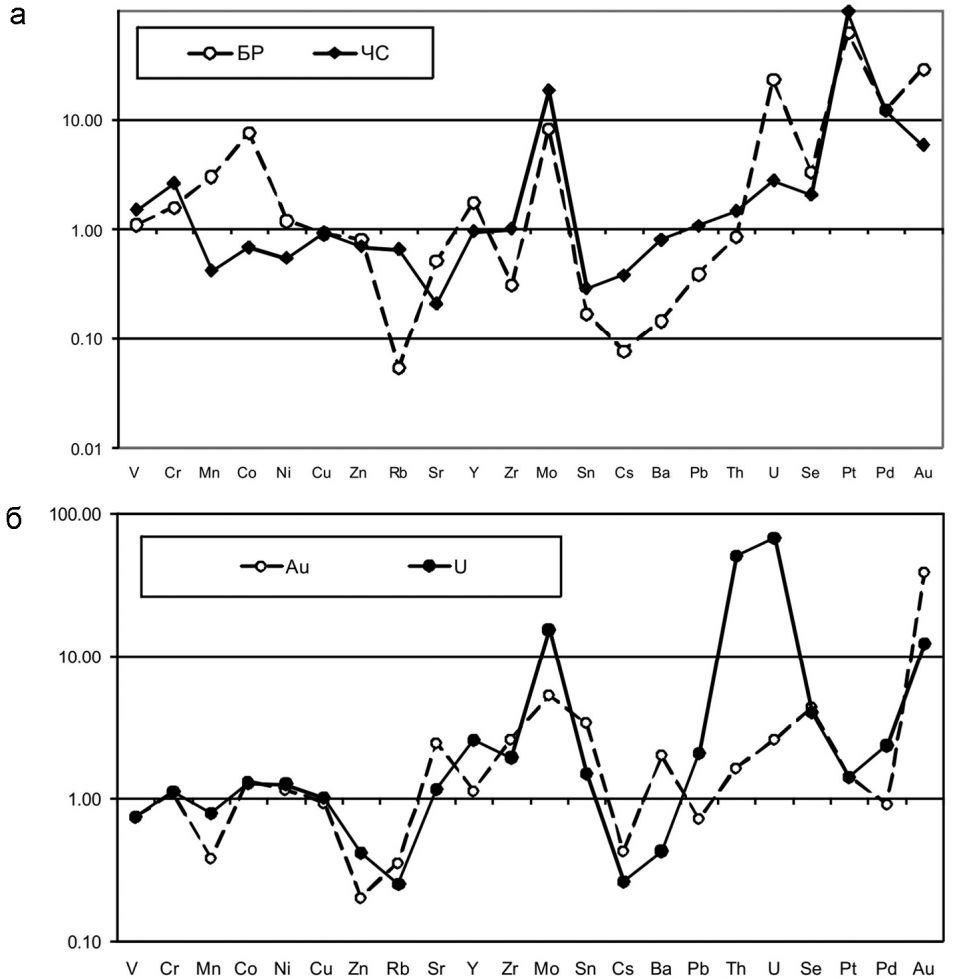


Рис. 2. Содержание редких элементов: а) в наименее измененных породах месторождения Хадатканда; БР – безрудные метасоматиты; ЧС – черносланцевые отложения Кодарской серии; фигуративные точки показывают отношение содержаний химических элементов к стандарту по А.П. Виноградову (1962); б) в рудах месторождения Хадатканда: Au – метасоматиты с рудными содержаниями золота; U – метасоматиты с рудными содержаниями урана; фигуративные точки на графике показывают отношение к безрудным метасоматитам БР.

активных проб к различным генерациям, что подразумевает их разный источник и отличные условия минералообразования. Принимая во внимание тот факт, что сера сульфата океанической воды ($\delta^{34}S$ = +20 ‰) более тяжелая относительно эндогенной серы (Козлов, 2007), можно предположить влияние глубинного флюида при формировании золоторудной минерализации и, напротив, присутствие осадочной сульфидной составляющей в пробах с урановой минерализацией. Однако делать окончательный вывод об источнике серы пока нет оснований, ввиду недостаточной изученности неизмененных базальтов и осадочных отложений александровской и бутунской сви-

ты на месторождении, а также черносланцевых толщ подстилающей кодарской серии на удалении от него.

Полученные минералого-петрографические данные по составу руд месторождения также позволяют сделать вывод о том, что урановое и золотое оруденение является разновременным и связано с различными метасоматическими процессами. Так, формирование урановой минерализации увязывается с пропилитизацией пород, тогда как золотое оруденение отчетливо привязано к зонам окварцевания. В то же время установлено, что, по крайней мере, часть золота отлагалась на ранней стадии и имела ювенильный источник, о чем свидетельствует ассоциация Au с никелистым пирротином, который замещается более поздним пиритом. Последний, в свою очередь, корродируется агрегатами настурана.

Важно отметить повышенные содержания Pt и Pd (0.0n–0.n г/т) как в неизмененных черносланцевых отложениях кодарской серии, так и в рудах месторождения (рис. 2б).

Перечисленные факты дают основание полагать полигенный и полихронный генезис Au–U месторождения Хадатканда. Золоторудная минерализация, вероятнее всего, связана с заложением глубинного Сюльбанского разлома. Урановая минерализация формировалась на этапе тектонического омоложения Сюльбанской зоны за счет внедрения позднепалеозойского интрузивного комплекса с формированием оперяющих разломов более низкого ранга. Источником радиоактивных и сопутствующих урановому оруденению элементов могли служить нижележащие отложения кодарской серии с радиоактивной специализацией.

Учитывая первичную обогащенность черносланцевых отложений кодарской серии в пределах всей Кодаро-Удоканской СФЗ элементами платиновой группы, наряду с U и Th, можно предположить перспективы обнаружения в исследуемом регионе месторождения платиноидов.

Литература

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Козлов В. Д. Введение в геохимию: учебное пособие. Издание 2-е, испр. и доп. Иркутск: Иркутский государственный университет, 2007. 220 с.

Кучеренко И. В. Минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в кислых породах золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов // Известия Томского политехнического университета. 2006. Т. 309. № 1. С. 24–32.

Немеров В. К., Будяк А. Е., Развозжаева Э. А. и др. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия вузов. 2009. № 2 (35). С. 4–17.

Макарьев Л. Б., Вояковский С. К., Илькевич И. В. Золотоносность урановых объектов в кодаро-удоканском прогибе // Руды и металлы. 2009. № 6. С. 56–64.

Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б., Вояковский С. К. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в кодаро-удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 428–438.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука. 1972. 130 с.

Ю. И. Тарасова, А. С. Макшаков
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
j.tarasova84@yandex.ru

Ртуть в рудах, первичных ореолах и потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России)

Дукатское Au-Ag месторождение является одним из крупнейших в мире. В нем сосредоточено около 14000 т Ag и до 40 т Au [Константинов и др., 2003]. Геологическое строение месторождения, его минералогия и геохимия изучались многими исследователями [Наталенко и др., 1980; Сидоров и др., 1989; Кравцова, Захаров, 1996; Константинов и др., 1998; Кравцова, 2010 и др.].

Руды месторождения представлены несколькими типами: Ag – кварц-пиролюзитовые, кварц-родонитовые жилы (верхне-среднерудные горизонты); Au-Ag – кварц-родонит-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые (среднерудные); Ag-Pb – кварц-полевошпат-хлорит-сульфидные и Sn-Ag – кварц-хлорит-сульфидные (нижнерудные и подрудные).

К числу важнейших рудных минералов относятся кюстелит и электрум, отмечается низкопробное самородное Au, аргентит-акантит, самородное Ag, пираргирит, в меньшей степени, штернбергит, прустит, полибазит, стефанит. Наиболее распространенными сульфидами являются галенит и сфалерит. Реже встречаются пирит, пирротин, халькопирит, магнетит. К редким минералам относятся марказит, арсенопирит, франкинит, магноякобсит, блеклая руда, станнин, антимонит, люцонит, фаматинит, вюртцит, халькостибит, борнит, киноварь.

При изучении геохимического состава руд и первичных ореолов было установлено, что основными элементами-индикаторами Au-Ag оруденения являются Au, Ag, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu, главные из них – Au и Ag. Показано, что наиболее высокие концентрации Hg (1–10 г/т) в рудах и вмещающих породах (первичных ореолах) приурочены к приповерхностным зонам (верхне-среднерудным горизонтам) Дукатского месторождения. Согласно данным фазового химического анализа [Кравцова, Андрулайтис, 1989], основными формами нахождения (ФН) Hg в рудах ранее изученных Au-Ag месторождений Северо-Востока России являются сорбционная и примесная, связанные с сульфидными минералами. Подчиненную роль играет минеральная сульфидная форма Hg – киноварь, отмеченная только на нижнерудных и подрудных горизонтах. Гипергенные формы Hg, оксихлориды, окислы и сульфаты отмечены только в приповерхностных зонах с максимумом приуроченности к пострудным разрывным нарушениям. Основными минералами-концентраторами Hg служат сфалерит, галенит, сульфосоли Ag, аргентит, самородное Ag [Кравцова, 2010].

Для детального изучения распределения Hg и ее ФН в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния (ЛПР) Дукатского месторождения на участке моностадийного развития руд эпитермальной Au-Ag формации были выбраны два водотока I и II порядков (руч. Чайка и Искра), дренирующие водораздел с промышленными Au-Ag зонами и жилами (рис. 1).

Содержание и характер распределения элементов-индикаторов оруденения в рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений руч. Чайка и Искра приводятся в таблице. Также как и в рудах, в ореолах аномальные концентрации отмечены для Au, Ag, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu. Наиболее высокие концентрации главных

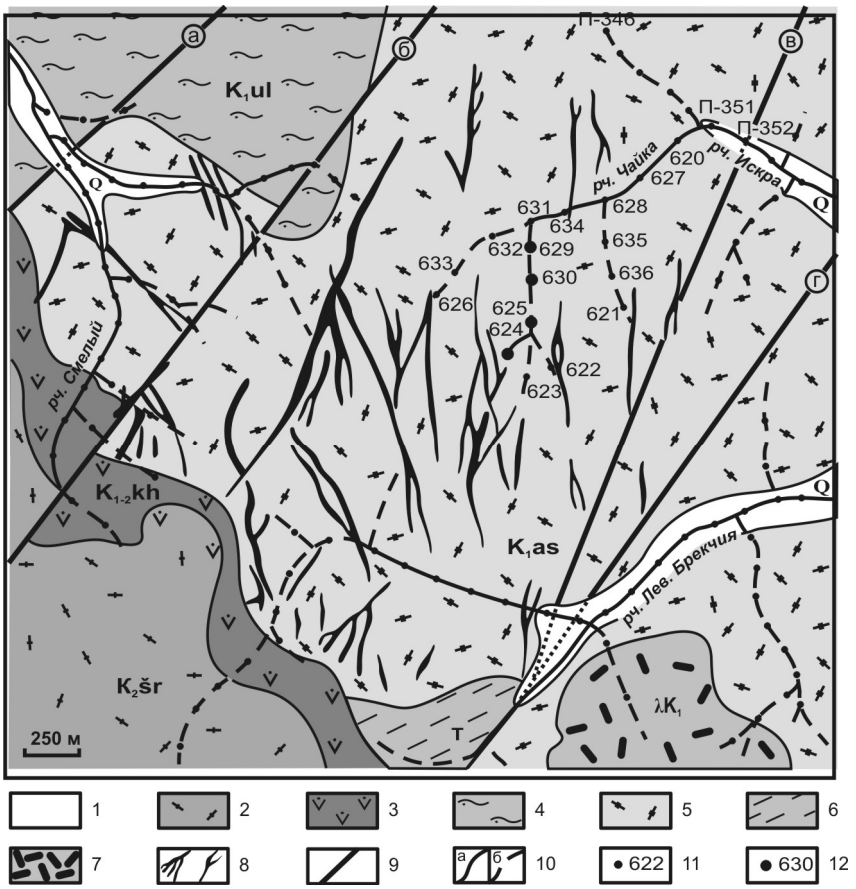


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Дукат с точками опробования водотоков I-II порядка.

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – флюидальные игнимбриты, массивные риолиты и риодациты верхнемеловой шороховской свиты; 3 – андезиты, андезито-базальты нижне-верхнемеловой каховской свиты; 4 – конгломераты, гравелиты, алевролиты, линзы и пласты каменных углей нижнемеловой уликской свиты; 5 – риолиты и риодациты, игнимбриты риолитов и риодацитов нижнемеловой аскольдинской свиты; 6 – алевролиты, туфопесчаники и известняки триаса; 7 – субвулканические невадитовые риолиты раннего мела; 8 – рудные тела, выходящие на поверхность; 9 – основные рудоконтролирующие разломы: а – Диагональный, б – Восточный, в – Марганцевый, г – Амплитудный; 10 – водотоки: а – постоянные, б – временные; 11–12 – точки отбора: 11 – рядовые геохимические пробы, 12 – объемные минералого-геохимические пробы (протолочки).

(Au, Ag) и ряда сопутствующих (Sb, Pb, Zn) элементов-индикаторов оруденения были установлены в аллювиальных отложениях головной части потока. Та же тенденция, хотя и менее отчетливая, характерна для Hg. Максимальные концентрации (0.165 г/т) установлены в головной части потока. В то же время, достаточно высокие содержания Hg (до 0.110 г/т) устойчиво проявлены и в его шлейфе (см. рис. 1, табл.).

Таблица

Содержание (г/т) рудных элементов в рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков, руч. Чайка – руч. Искра

№ п.п.	N пробы	Au	Ag	Sb	As	Pb	Zn	Cu	Hg
1	*624	***0.14***	***8***	<30 (6.6)	40	1000	***1000***	200	***0,125***
2	*625	***0.02***	***10***	<30 ***(25.0)***	<10	***2000***	***1000***	500	***0,112***
3	*630	***0.06***	***15***	<30 ***(12.3)***	30	***4000***	300	200	***0,098***
4	*629	***0.08***	***20***	***30 (20.7)***	40	***5000***	800	400	***0,165***
5	633	***0.04***	***10***	***30 (16.1)***	30	***5000***	400	1000	***0.150***
6	632	<0.01	1.5	***30 (17.3)***	100	100	150	150	0.067
7	*631	***0.08***	***10***	<30 ***(11.9)***	30	***2000***	300	150	0.080
8	623	<0.01	10	<30 (6.8)	10	1500	800	500	0.067
9	622	0.01	10	<30 (3.4)	<10	40	800	500	0.055
10	634	0.07	8	<30 (10.9)	30	1000	300	200	0.090
11	621	0.03	10	<30 (10.3)	10	500	300	300	***0.110***
12	636	0.01	8 (8.7)	<30 (7.0)	30	500	400	60	***0.110***
13	635	0.03	10 (16)	<30 (9.4)	30	500	300	200	0.085
14	*628	0.04	10	<30 (10.0)	30	1500	300	300	***0.110***
15	627	0.01	10	<30 (10.0)	40	2000	500	500	***0.100.***
16	*620	<0.01	10	<30 (14.3)	20	500	300	400	0.090
17	п-351	0.03	2 (5.6)	<30 (6.1)	100	1000	500	100	0.067
18	*п-352	0.01	5 (8.3)	<30 (12.4)	200	2000	500	150	0.090
19	п-353	0.05	10 (9.6)	<30 (8.6)	60	2000	500	200	0.105
20	*п-355	0.04	6 (8.8)	<30 (7.9)	40	1000	400	150	0.075

Примечание. Содержания Au и Hg определены атомно-абсорбционным методом, остальных элементов – спектральным приближенно-количественным анализом. В скобках приведены содержания Ag и Sb по данным прямого атомно-абсорбционного определения. N – точки отбора проб и их номера, расположенные от головной части к шлейфу. *** –** точки, где наряду с рядовой геохимической пробой, проводился отбор объемных минералого-геохимических проб (протолочек): 620-ПР, 624-ПР, 625-ПР, 628-ПР, 629-ПР, 630-ПР, 631-ПР, п-352-ПР, п-355-ПР. Аналитики Л. Д. Андрулайтис, В. И. Кишечникова, А. И. Кузнецова.

В ранее опубликованных работах [Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова, 2010] было показано, что одним из элементов-индикаторов Au-Ag оруденения, характеризующим верхнерудные и среднерудные горизонты Дукатского месторождения, также как на других Au-Ag месторождениях, является Hg. Ее основная ФН здесь – сорбционная (на поверхности сульфидных минералов и гидрослюд), реже – примесная в сульфидах и самородных Au и Ag. В то же время, Hg не образует собственные минеральные формы ни в рудах, ни в первичных ореолах этих горизонтов. То же можно сказать и о ФН Hg в ЛПР.

По данным фазового химического анализа (ФХА) и фазового термического анализа (ФТА) основной ФН Hg в головной части ЛПР является сорбционная, связанная с вторичными минералами, меньше проявлена примесная Hg в сохранившихся

зернах сульфидов. Присутствие примесной Hg в зернах сульфидов подтверждается данными рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (РСМА). ФХА проводился по методике [Кравцова, Андрулайтис, 1989], ФТА – по [Tauson et al., 1996], РСМА – по [Павлова, Кравцова, 2006], аналитики Л. Д. Андрулайтис, И. Ю. Пархоменко, Л. А. Павлова.

По данным атомно-абсорбционного анализа, наряду с оксидами и гидроксидами Fe с содержаниями Hg до 0.5 % (в основном сорбционной), широким распространением в аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих Дукатское месторождение, пользуются вторичные образования Mn и Pb с содержаниями Hg до 0.2 %. По данным РСМА (качественные определения), ряд зерен этих гипергенных минералов имеет отчетливо зональное строение, где содержание Hg хорошо коррелируется с содержанием Pb. Кроме того, в аллювии были найдены реликты интенсивно разрушенных медных и Cu-содержащих минералов, в которых присутствует Hg. Примесная форма Hg чаще всего ассоциирует с сульфидами Ag – акантитом и штернбергитом (рис. 2, см. вкладку, с. 160). По трещинам и кавернам сильно разрушенных зерен обычно интенсивно развиты оксиды и гидрооксиды Fe, различные сульфатные соединения Zn, Pb и Cu. Относительно высокие содержания Hg установлены в зернах электрума и кюстелита.

Аналогичные по составу, но более крупные зерна электрума, кюстелита и самородного Ag с примесью Hg до 0.9 % были установлены в рудах Дукатского Au-Ag месторождения. Относительно высокие содержания примесной Hg обнаружены в зернах галенита и халькопирита (до 0.6 %) из тех же руд (по данным РСМА).

Особенности распределения и ФН Hg в ЛПР (низкие содержания по сравнению с рудами, значительная протяженность, существенное преобладание сорбционной составляющей) можно объяснить неустойчивостью соединений Hg в гипергенных условиях и относительно широко проявленными здесь процессами хемосорбции. Вопреки традиционной точке зрения, что основную роль при формировании ЛПР в условиях зон криолитогенеза играет физическое выветривание, ранее было показано, что процессы хемосорбции широко проявлены и при формировании ЛПР таких главных элементов, как Au и Ag [Кравцова и др., 2010].

Для Hg, также как и для основных элементов-индикаторов оруденения, подтверждается основной тезис, что их ФН в рыхлых отложениях ЛПР тесно связаны с особенностями вещественного состава руд и первичных ореолов. По крайней мере, в головной части потока, в достаточной степени они идентифицируются с первичными рудами, что дополняет и повышает надежность ранее установленных поисковых критериев. В результате работ по изучению особенностей распределения Hg и ее ФН было подтверждено, что водотоки, дренирующие северо-восточную часть месторождения, вскрывают в основном верхне-среднерудные интервалы. Таким образом, ФН Hg могут служить дополнительным показателем зональности при оценке уровня эрозионного среза рудных зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00214) и СО РАН (проект № 48).

Литература

Константинов М. М., Костин А. В., Сидоров А. А. Геология месторождений серебра. Якутск: ГУП НИП Сахаполиграфиздат, 2003. 282 с.

Константинов М. М., Наталенко В. Е., Калинин А. И., Стружков С. Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 203 с.

Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Гео, 2010. 292 с.

Кравцова Р. Г., Андрулайтис Л. Д. Формы нахождения Au, Ag, Hg и особенности их распределения в рудах и ореолах золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 438–441.

Кравцова Р. Г., Захаров М. Н. Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-сереброносной рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 28–38.

Кравцова Р. Г., Павлова Л. А., Рогозина Ю. И., Макшаков А. С. Первые данные о формах нахождения золота в литохимических потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // ДАН. 2010. Т. 434. № 1. С. 96–106.

Наталенко В. Е., Калинин А. И., Раевская И. С. и др. Геологическое строение Дукатского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан, 1980. С. 61–73.

Павлова Л. А., Кравцова Р. Г. Определение форм нахождения серебра в литохимических потоках рассеяния методом РСМА (на примере Дукатского золото-серебряного месторождения) // Методы и объекты химического анализа. 2006. Т. 1. № 2. С. 132–141.

Сидоров А. А., Константинов М. М., Еремин Р. А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Tauson V. L., Gelety V. F., Men'shikov V. I. Mercury speciation in mineral matter as an indicator of sources of contamination // Regional and Global Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub.б 1996. P. 441–452.

А. С. Макшаков, Р. Г. Кравцова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
artem_m@mail.ru

Эндогенные аномальные геохимические поля золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России)

В связи с возросшей ролью коренных объектов в работе серебро- и золотодобывающей промышленности на территории Северо-Востока России актуальной становится проблема выявления новых и переоценки старых месторождений. При этом важная роль отводится геохимическим методам поисков, в том числе по первичным ореолам – эндогенным аномальным геохимическим полям (АГХП).

Научно-методические работы проводились на площади эпитермального золото-серебряного месторождения Роговик, которое находится на территории Магаданской области, на левобережье р. Колымы. Сведения о геологическом строении, структурных особенностях и минеральном составе пород и руд объекта в опубликованной литературе немногочисленны [Кузнецов и др., 1992]. Проведенные в 2010–2011 гг. поисково-оценочные работы с целью изучения месторождения на глубину позволили расширить имеющиеся на этот момент представления о вещественном составе пород и руд [Кравцова и др., 2012]. Были получены первые данные по составу и строению эндогенных АГХП, выявлены типоморфные ассоциации элементов, установлена их связь с рудной минерализацией и закономерности распределения в пространстве.

Район исследований, где расположено месторождение, находится в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба. Фундамент прогиба сложен морскими терригенными осадками верхоянского комплекса пермь-юрского возраста. Для начальной стадии формирования прогиба характерен кислый вулканизм с излиянием нижнемеловых риолитов и риодацитов аскольдинской свиты. Выше по разрезу они перекрываются нижнемеловой угленосной молассой омсукчанской свиты. Затем формируются нижне-верхнемеловые эффузивы – андезиты и туфы андезитов таватумской свиты. Заключительная стадия вновь характеризуется процессами кислого вулканизма с образованием верхнемеловых риолитов, игнимбритов и туфов риолитов наяханской свиты. В палеогене формируются дайки и маломощные покровы базальтов. Из интрузивных образований прогиба наиболее широко проявлены позднемеловые гранитоиды. Площадь самого месторождения Роговик сложена вулканогенно-осадочной толщей омсукчанской свиты – аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками, пепловыми и витрокластическими туфами риолитового состава, туфогенными брекчиями. Рудные тела представлены, в основном, зонами прожилкования и маломощными непротяженными жилами адуляр-кварцевого и кварцевого состава, с глубиной появляются кварц-карбонатные образования.

Для изучения эндогенных АГХП было отобрано около 2000 геохимических проб. Отбор и обработка проб проводились в соответствии с существующей инструкцией [Инструкция…, 1983]. Все отобранные пробы прошли спектральный приближенно-количественный атомно-эмиссионный анализ методом просыпки на широкий круг элементов. Содержание золота и ртути определялось атомно-абсорбционными методами: Au – с предварительной экстракцией сульфидами нефти [Торгов, Хлебникова, 1977], Hg – с помощью кислотного разложения [Новиков и др., 1971]. Обработка и интерпретация полученного материала, построение моно- и полиэлементных геохимических карт и разрезов (схем распределения ассоциаций элементов), а также данные математической статистики были выполнены с помощью метода многомерных полей – метод МП [Евдокимова, 1984].

Как было установлено, эндогенные АГХП на месторождении образуют Au (до 88 г/т), Ag (до 100 г/т и более), As (до 8000 г/т), Sb (до 400 г/т), Hg (до 75 г/т), Pb (до 100 г/т), Zn (до 400 г/т), B (до 400 г/т), реже Cu (до 300 г/т), Mo (до 80 г/т), W (до 30 г/т) и Bi (до 3 г/т). В рудах и, возможно, в ореолах постоянно присутствует Se (до 600 г/т и выше), с глубиной появляются Te (до 27 г/т), F (до 1700 г/т), Ge (до 100 г/т и более), La (до 59 г/т), Ce (до 110 г/т). По картам аномально-максимальных концентраций элементов были выявлены разнотипные АГХП – Au-Ag, преимущественно Ag, полиформационные Au-Ag и АГХП зон рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ).

Эндогенные АГХП, связанные с собственно Au-Ag минерализацией, отличаются простотой состава. Ведущие элементы здесь – Au, Ag, As, Sb, Hg, которые являются типичными для вулканогенных руд эпитермальной Au-Ag формации [Кравцова, 2010]. Высококонтрастные АГХП образуют Au (5–15 г/т, КК* 1000–3000) и Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – As (600–1000 г/т, КК 300–500), среднеконтрастные – Sb (20–50 г/т, КК 40–100) и Hg (2–10 г/т, КК 10–50). По картам распределения аномально-максимальных концентраций элементов установлено, что АГХП, свя-

*КК – коэффициент контрастности элемента в АГХП.

занные с собственно Au-Ag минерализацией, характерны, в основном, для верхних горизонтов центральной части месторождения.

Эндогенные АГХП, связанные преимущественно с Ag минерализацией, имеют более сложный типоморфный состав. Помимо главных элементов – Ag, As, Sb и Hg – появляются также Pb, Zn и B, которые типичны для преимущественно Ag руд. В АГХП в небольших количествах могут присутствовать Au (до 0.1 г/т), иногда Cu (до 100 г/т). Высококонтрастные АГХП характерны для Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – для As (400–1000 г/т, КК 200–500) и Sb (30–100 г/т, КК 60–200), среднеконтрастные – для Hg (5–10 г/т, КК 25–50) и B (100–300 г/т, КК 10–30), низкоконтрастные – для Pb (20–50 г/т, КК 2–5) и Zn (100–200 г/т, КК 2–4). По картам распределения аномально-максимальных концентраций элементов установлено, что АГХП, связанные преимущественно с Ag минерализацией, имеют распространение, главным образом, на среднерудных горизонтах месторождения.

Эндогенные АГХП, связанные с полиформационной Au-Ag минерализацией, имеют более сложный состав. Основные элементы здесь – Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn и B. При этом для Au и Hg отмечаются очень высокие концентрации (до 88 г/т и до 74.5 г/т, соответственно). В пределах развития таких ассоциаций с глубиной появляются высокие содержания Se (до 600 г/т и выше), Te (до 27 г/т), Bi (до 15 г/т) и Ge (до 100 г/т и выше). Отчетливо видно, как усложняется качественный и количественный состав руд и связанных с ними полей аномально-максимальных концентраций элементов. Высококонтрастные АГХП характерны для Au (10–30 г/т, КК 2000–6000) и Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – для As (400–600 г/т, КК 200–300), Sb (50–100 г/т, КК 100–200) и Hg (5–30 г/т, КК 25–150), низкоконтрастные – для B (50–100 г/т, КК 5–10), Zn (200–300 г/т, КК 4–6) и Pb (20–50 г/т, КК 2–5). АГХП, связанные с полиформационной Au-Ag минерализацией, выявлены на нижних горизонтах месторождения.

Эндогенные АГХП ЗРСМ, несмотря на низкие аномально-максимальные концентрации, имеют типичную для таких зон Zn-Pb-Cu ассоциацию [Кравцова, 2010]. Кроме этих элементов, в полях присутствуют в небольших количествах Ag, Hg, B и As. АГХП ЗРСМ наблюдаются на флангах месторождения.

Выявленная нами геохимическая зональность носит полиформационный характер. Эффективным показателем этого типа зональности служат геохимические ассоциации элементов, выявленные с помощью метода МП на основе многомерного анализа и множественной корреляции одновременно между целым рядом элементов. В результате удалось выявить типоморфные ассоциации элементов, характерные для разных типов минерализации, установить закономерности распределения их в пространстве.

В качестве конкретного примера можно привести геохимический разрез, проведенный через центральную часть месторождения (рис.). На верхнерудных горизонтах, в центральной части разреза, широко проявлены Au-Ag ассоциации (рис., АГХП 1–4), которые связаны с собственно вулканогенными рудами эпитермальной Au-Ag формации. Основные типоморфные элементы здесь – Au, Ag, Hg, Sb и As. Наиболее высококонтрастный элемент – Au (11.1/2220). На среднерудных интервалах широким развитием пользуются преимущественно Ag ассоциации (рис., АГХП 5–8), которые обычно приходят на смену Au-Ag. Выявлены они также на флангах и на интервалах ниже среднерудных. Эти ассоциации тесно связаны с рудной минерализацией, названной нами преимущественно Ag. В них наблюдаются высокие концентрации Ag, As, Sb, Hg, появляются Pb, Zn, B, могут присутствовать в небольших количествах Au и Cu. Наиболее высококонтрастный элемент – Ag (30/300).

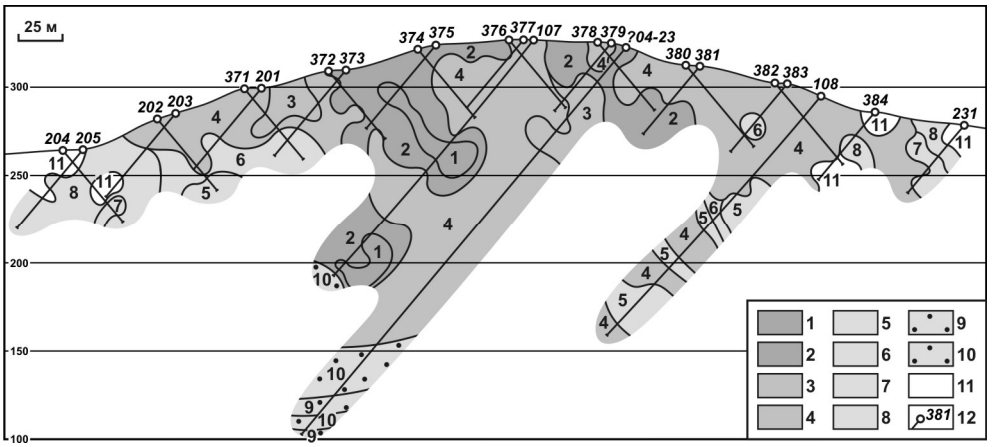


Рис. Геохимический разрез через центральную часть месторождения Роговик.

Полиэлементные эндогенные АГХП: 1–10 – ассоциации элементов:

1–4 – Au-Ag: 1 – Au (11.1/2220), Ag (53/530), As (210/105), Sb (43/86), Hg (6.6/33); 2 – Ag (19/190), As (320/160), Au (0.5/100), Sb (29/58), Hg (1/5); 3 – As (420/210), Ag (5/50), Au (0.23/46), Sb (20/40), Hg (0.8/4); 4 – As (290/145), Ag (5.2/52), Sb (25/50), Au (0.06/12), Hg (1.4/7);

5–8 – преимущественно Ag: 5 – Ag (30/300), As (230/115), Sb (47/94), Hg (10/50), Au (0.08/16), B (70/7), Pb (30/3); 6 – As (350/175), Ag (15.7/157), Sb (51/102), Hg (7.6/38), Au (0.07/14), B (80/8), Pb (40/4); 7 – Ag (12.2/122), As (230/115), Sb (50/100), B (130/13), Hg (2/10), Zn (200/4); 8 – As (174/87), Sb (23/46), B (220/22), Ag (2/20), Hg (1.4/7), Zn (200/4);

9, 10 – полиформационные Au-Ag: 9 – Au (30/6000), Se (39/780), Ag (69/690), Bi (4/400), Te (0.2/200), Hg (28.2/141), Sb (64/128), As (146/73), B (60/6), Zn (200/4), Pb (30/3), Ge (3/3); 10 – Au (0.09/18), Se (60/1200), Ag (8.8/88), Bi (1/100), Te (1.3/1300), Hg (1/5), Sb (20/40), As (290/145), B (70/7), Zn (200/4), Pb (50/5), Ge (5/5);

11 – низкоконтрастные АГХП ЗРСМ (в основном, Zn, Pb, Cu); 12 – скважины и их номера.

Преимущественно Ag оруденение по отношению к Ag-Ag, по нашему мнению, сформировалось в более поздний этап, который связан с процессами гранитоидного магматизма. По геофизическим данным месторождение располагается над изометричным выступом крупного интрузивного тела, залегающего в основании Балыгычано-Сугойского прогиба на глубине около 0.3–0.5 км [Кузнецов, Ливач, 2005].

Как мы предполагаем, вмещающие преимущественно Ag оруденение структуры (разрывные нарушения, зоны трещиноватости) занимают секущее положение по отношению к Au-Ag. На участках совмещения различных по возрасту рудоносных структур (в центральной части разреза с глубиной) проявлены наиболее богатые по Au и Ag полиформационные Au-Ag руды, с которыми связаны полиформационные Au-Ag ассоциации (рис., АГХП 9, 10). На нижнерудных горизонтах эти ассоциации элементов сменяют преимущественно Ag. Их отличает сложный многокомпонентный состав и высокая контрастность. Главные типоморфные элементы – Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn и B. С глубиной появляются высокие содержания Se, Te, Bi, Ge, а также РЗЭ и F.

На флангах разреза выявлены ассоциации элементов, характерные для непромышленных ЗРСМ (рис., АГХП 11). Основной элементный состав здесь: Zn, Pb, Cu. Постоянно присутствуют в небольших количествах Ag, Hg, B и As.

Опыт проведения геохимических исследований на территории Северо-Востока России в рудных районах центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяет предположить, что месторождение Роговик – это не единственный и, возможно, не главный рудный объект на этой территории. Полученные результаты говорят в пользу оптимистичной оценки данной территории на предмет обнаружения новых рудных объектов, и не только золото-серебряных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00214) и СО РАН (проект № 48).

Литература

Евдокимова В. Н. Математическая обработка данных геохимических съемок методом многомерных полей // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1984. 181 с.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М-во геол. СССР. М.: Недра, 1983. 191 с.

Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Гео, 2010. 292 с.

Кравцова Р. Г., Макшаков А. С., Тарасова Ю. И., Куликова З. И. Минералого-геохимические особенности вмещающих пород и руд золото-серебряного месторождения «Роговик» (Северо-Восток России) // Изв. Сиб. отд-ния Секции наук о Земле РАЕН – Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2012. № 2 (41). С. 11–22.

Кузнецов В. М., Ливач А. Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–176.

Кузнецов В. М., Палымская З. А., Пузырев В. П., и др. Золото-серебряное оруденение в криптовулканической структуре. Колыма, 1992. № 3. С. 5–8.

Новиков В. М., Россинская Э. С., Гольдапель С. Я. Высокочувствительный атомно-абсорбционный метод определения ртути в горных породах и минералах // Ежегодник-1971. СибГЕОХИ. Иркутск, 1971. С. 412–416.

Торгов В. Г., Хлебникова А. А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом анализаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидами нефти // Журнал аналитической химии. 1977. Т. 32. Вып. 5. С. 960–964.

А. В. Кургузова[1], Ю. И. Клюкин[2]
[1] – Санкт-Петербургский государственный горный университет, г. Санкт-Петербург
kurguzova.anna@gmail.com
[2] – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

As-Bi-Th флюиды цвиттеров гранитного массива Северный (Чукотка)

(научный руководитель член-корр. РАН Ю. Б. Марин)

Введение. Предметом исследования послужили флюидные включения в кварце темнослюдистых грейзенов-цвиттеров Северного массива, Чукотка. Целью работы является выяснение особенностей флюидного режима процесса цвиттеризации гранитов массива Северный. Данная статья является продолжением ранее опубликованных материалов [Алексеев и др., 2012; Кургузова и др., 2012 и др.] по минералого-

петрографическим особенностям цвиттеров массива Северный. Материал для исследований был предоставлен сотрудниками кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного Университета В. И. Алексеевым и Ю. Б. Мариным.

Для выяснения физико-химических условий формирования метасоматитов цвиттеровой фации были изучены флюидные включения в кварце методами микротермометрии (термостолик Linkam THMS 600, Горный Университет, г. Санкт-Петербург) и электронно-зондового анализа (JSM-6390LV, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург).

Геологическая позиция объекта. Изучаемые цвиттеры связаны с гранитоидным массивом Северный, залегающим в складчатых толщах Паляваамского мегасинклинория Чукотской складчатой системы. Возраст гранитов массива оценивается как позднемеловой [Дудкинский и др., 1992]. Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и лейкогранитами, а также порфировидными биотитовыми и протолитионитовыми гранитами, гранит-порфирами, пегматитами и аплитами [Дудкинский и др, 1994].

Описываемые грейзены отнесены к цвиттеровой фации метасоматитов, аналогичных олово-вольфрамоносным грейзенам, которые сопровождают массивы литий-фтористых гранитов Германии, Чехии, Монголии, Якутии [Коваленко, 1970]. Главная масса грейзеновой минерализации Северного массива не слагает локальные тела, приуроченные к поздним мелкозернистым литионитовым гранитам, а рассредоточена в виде слабых изменений в гранитах апикальной части крупного батолита на площади в сотни квадратных метров.

Минералогические и геохимические особенности цвиттеров. Типоморфным минералом цвиттеров является новообразованная литиевая слюда ряда сидерофиллит ($KFe_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$)–полилитионит ($KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$), замещающая магматический биотит гранитов. Для цвиттеровой фации метасоматитов характерно обогащение Fe, Mn, Ti, а также некоторыми литофильными (Cs, Li, P, F) и халькофильными (S, As, Zn, Pb, Sn, Bi) элементами. Наблюдается вынос Na, K, Mo и Sr. Геохимическая специфика метасоматических растворов отражается в особенностях акцессорной минерализации цвиттеров: характерно сочетание редкометальной (монацит, вольфрамит, вольфрамоиксиолит, вольфрам-ниобиевый рутил, колумбит, касситерит) и сульфидной (леллингит, пирит, халькопирит, висмутин) минерализации, As-торита и рузвельтита ($BiAsO_4$). Кроме указанных акцессорных минералов, в цвиттерах Северного массива были обнаружены смеси минеральных Th-As-Bi фаз, ассоциирующих с новообразованными минералами цвиттеров (литиевая слюда, ториевый монацит, иттриевый флюорит, гафниевый циркон, вольфрам-ниобиевый рутил) (рис. 1, см. вкладку, с. 162). По результатам 45 определений (электронно-зондовый анализ на микроскопе JSM-6460LV, Горный Университет, г. Санкт-Петербург), состав Th-As-Bi фаз является выдержанным, содержания элементов соответствуют закономерности Th>>As>Bi. Колебания содержаний элементов составляют (атомные количества): Th 0.20–0.23; As 0.05–0.10; Bi 0.02–0.07.

Микротермометрия флюидных включений в кварце цвиттеров. Цвиттеры содержат как новообразованный метасоматический кварц, так и кварц гранитов. Макроскопически «гранитный» кварц отличается дымчатой до черной окраской. В кварце гранитов наиболее распространены двухфазные низкосоленые (3 мас. % NaCl-экв.) включения с метаном. Метан определен по температуре тройной точки от –60 до –195 °С. Новообразованный метасоматический кварц, как правило, бесцветный, иногда молочный. Включения в кварце цвиттеров отличаются повышенной соленостью, как правило, содержат галит и другие соли. Газовая фаза во всех типах

включений из кварца цвиттеров представлена смесью метана и углекислого газа с преобладанием первого компонента. Включения цвиттеров имеют смешанный солевой состав, присутствуют соли NaCl, KCl, $CaCl_2$ (эвтектические температуры –42...–44 °С). По всей вероятности, во включениях содержатся и другие соединения (соли или кислоты), наблюдаемые визуально, но не определенные методами микротермометрии. Присутствуют часто удлиненные кристаллики зеленоватого минерала, не растворяющегося при нагреве до 400 °С. Этот минерал является, по всей видимости, захваченным. Часть наблюдаемых твердых фаз неправильной изометричной формы сохраняется при нагреве до температур гомогенизации (390–430 °С). Кроме того, во включениях присутствуют прозрачные твердые фазы, имеющие изометричную форму и растворяющиеся при нагреве в интервале температур +50…+70 °С. Разнообразие твердых фаз свидетельствует о сложном катионном составе цвиттерообразующих флюидов.

Анализ вскрытых флюидных включений. Вскрытые включения в кварце и слюде цвиттеров были изучены электронно-зондовым анализом по методике [Ruiz-Conde et al., 2013]. Полученные данные подтверждают присутствие солей NaCl, KCl, $CaCl_2$, $FeCl_2$, были обнаружены также Cu и Mg которые, по всей видимости, не образуют хлориды. Кроме того, обнаружены Th-As-Bi фазы переменного состава. Изображение одного из вскрытых включений с подобными фазами представлено на рисунке 2 (см. вкладку, с. 162). Выше упоминалось присутствие подобных минеральных фаз в срастании с типичными акцессорными минералами цвиттеров. Состав Th-As-Bi фаз во включениях иной, чем в минеральных фазах из срастаний. Во включениях содержания элементов Th, As, Bi примерно одинаковы (атомные количества): Th 0.05–0.09; As 0.01–0.02; Bi 0.01–0.11. Наиболее вероятно, что в составе флюидных включений эти элементы присутствуют в виде кислот (висмутовой, мышьяковистой или мышьяковой) и гидратов.

Выводы. Таким образом, Th-As-Bi специализация цвиттерообразующих растворов отражается не только в новообразованных Th-As-Bi минеральных фазах, но и фиксируется во флюидных включениях в кварце цвиттеровой стадии. Форма переноса этих элементов остается окончательно невыясненной, но несомненно, что транспортировка и отложение Th, As и Bi происходят совместно, и эти элементы являются типоморфными для цвиттеровой фации метасоматитов массива Северный.

Литература

Алексеев В. И., Кургузова А. В., Гембицкая И. М. Минералого-петрографические черты цвиттеров Чаунского района, Чукотка // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2012.

Дудкинский Д. В., Ефремов С. В., Козлов В. Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы // ДАН СССР. 1992. Т. 325. № 5. С. 1039–1043.

Дудкинский Д. В., Ефремов С. В., Козлов В. Д. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности // Геохимия. 1994. № 3. С. 393–402.

Коваленко В. И., Кузьмина М. И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттеров нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) // ДАН СССР. 1970. Т. 190. № 3. С. 690–693.

Кургузова А. В., Алексеев В. И. Геохимическая характеристика цвиттеров массива Северный (Чукотка) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 154–158.

Марин Ю. Б., Алексеев В. И. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности. СПб.: СПбГИ, 1992. 309 с.

Сущевская Т. М., Рыженко Б. Н. Моделирование смешения флюидов различной природы при осаждении касситерита // Геохимия. 2002. № 2. С. 184–193.

Ruiz-Conde A., Garzon E., Sanchez-Soto P. J. Scanning Electron Microscopy (SEM) and Energy Dispersive X-Ray analysis (EDX) of Daughter Minerals in Fluid Inclusions in Layered Silicate Materials // Current Microscopy Contributions to Advances in Science and Technology. 2013. P. 1137–1145.

Ф. П. Леснов[1], И. В. Хазина[2]

[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

felix@igm.nsc.ru

[2] – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Возраст и условия формирования грубообломочных отложений Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) как потенциального коллектора россыпной благороднометальной минерализации

Хромитоносный Наранский мафит-ультрамафитовый массив является одним из наиболее крупных в составе офиолитовой ассоциации Западной Монголии. Он рассматривается в качестве полигенного комплекса, в составе которого выделена протрузия реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее габброидный интрузив и расположенная на их границе контактово-реакционная зона (рис. 1). В 80-х годах прошлого столетия нами были высказаны прогнозы относительно потенциальной хромитоносности и платиноносности этого массива [Леснов, 1982; Пинус и др., 1984]. На этом основании в разное время проводились минералого-поисковые исследования по оценке платиноносности как самого массива, так и пространственно сближенных с ним прибрежно-озерных конгломерато-брекчий и современных аллювиально-пролювиальных отложений [Леснов и др., 2012]. Кроме того, в последнее время на массиве проводятся поисково-оценочные и разведочные работы на хромитовые руды.

Данная работа посвящена дополнительным данным, полученным при изучении пород горизонта грубообломочных отложений, который вскрывается к северу от Наранского массива. Проведенные ранее исследования с применением сцинтилляционного спектрального метода позволили обнаружить в глинисто-карбонатном цементе пород горизонта микрочастицы минералов платиновой группы, а также некоторых других тяжелых металлов. Это указывает на то, что данный горизонт может представлять интерес в качестве промежуточного коллектора россыпной благороднометальной минерализации, коренным источником которой служили породы и хромитовые руды Наранского массива [Леснов, Разин, 1994; Киселева и др., 2010; Леснов и др., 2012].

Простирающийся в запад-северо-западном направлении горизонт грубообломочных отложений, схематически показанный на рисунке 1, имеет видимую мощность в несколько десятков метров. Он моноклинально наклонен в север-северо-восточном направлении под углом ~30–40°. Горизонт сложен слабо сортированными

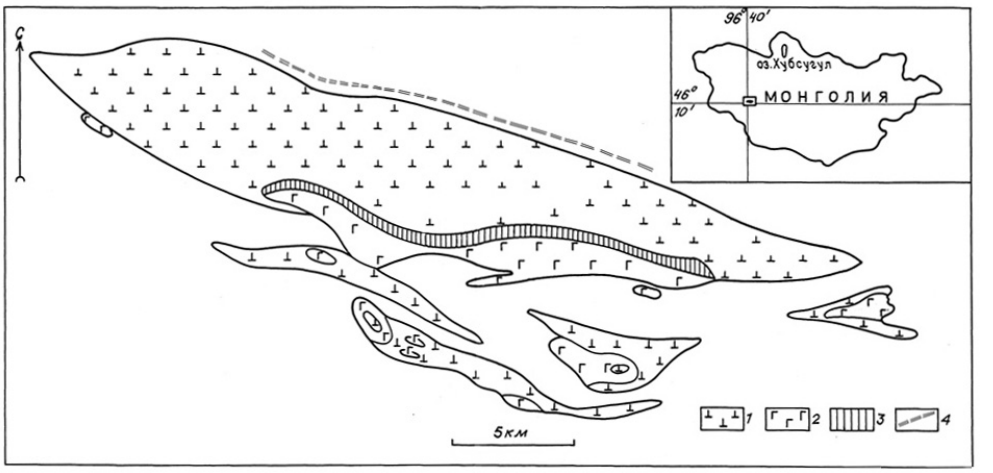


Рис. 1. Геологическая схема строения Наранского мафит-ультрамафитового массива.

1 – ультрабазиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и их серпентинизированные разности); 2 – габбро (габбро-нориты, реже габбро-диориты); 3 – контактово-реакционная зона (вебстериты, клинопироксениты, верлиты, оливиновые габбро и др.); 4 – горизонт грубообломочных отложений (конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники).

конгломерато-брекчиями, гравелитами, граувакками и песчаниками со слабо окатанным обломочным материалом и значительно варьирующим содержанием умеренно литифицированного желтовато-серого глинисто-карбонатного цемента (рис. 2, см. вкладку, с. 162). Обломочный материал этих отложений представлен, главным образом, ультрамафитами из Наранского массива, а также массивными хромититами. В цементе этих пород в значительных количествах присутствуют зерна хромшпинелидов.

Судя по условиям залегания и составу обломочного материала, можно заключить, что породы этого горизонта были сформированы в прибрежной части межгорного палеоозера, берег которого располагался непосредственно к северу-северо-востоку от Наранского массива, и что этот массив был основным источником обломочного материала для отложений описываемого горизонта. В свою очередь, данные о наличии в составе цемента пород из этого горизонта микрочастиц минералов платиновой группы служат основанием для вывода о том, что горизонт потенциально можно рассматривать в качестве погребенного промежуточного коллектора платинометальной минерализации. Однако предпринятая ранее попытка обнаружить аналогичную минерализацию непосредственно в искусственном шлихе из цемента конгломерато-брекчий не увенчалась успехом, что, вероятно, было обусловлено недостаточно представительным опробованием [Киселева и др., 2010].

При определении возможных условий и времени осадконакопления при формировании пород горизонта были исследованы спорово-пыльцевые комплексы в цементе [Леснов и др., 2012]. В цементе грубозернистых песчаников было обнаружено около 300 зерен пыльцы травянисто-кустарниковых и древесных растений. На основании этого было установлено, что горизонт прибрежно-озерных обломочных отложений из района Наранского массива был сформирован в позднем плиоцене (2.5–3 млн лет) в условиях аридного климата и полупустынного (степного), очень слабо залесенного ландшафта.

Позже нами были дополнительно изучены спорово-пыльцевые комплексы двух штуфных проб из коренных обнажений данного горизонта на участке пересечения с руч. Бидерин-гол. Согласно полученным дополнительным данным, существенная часть определенного в одной из проб спорово-пыльцевого комплекса представлена пыльцой растений травянисто-кустарниковой группы: полыней (*Artemisia*), маревых (*Chenopodiaceae*), злаковых (*Poaceae*), гвоздичных (*Caryophyllaceae*) и др., реже в этой пробе встречалась пыльца древесных растений, главным образом, березы (*Betula* sect. *Albae*). Здесь же обнаружены многочисленные фрагменты грибов вида *Peronosporites*. Во второй пробе преобладала пыльца березы (*Betula* sect. *Albae*) и полыней (*Artemisia*), в меньшем количестве присутствовала пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), эфедры (*Ephedra*), маревых (*Chenopodiaceae*) и др. Выявленные в этих двух пробах спорово-пыльцевые комплексы по видовому составу сравнимы с комплексами современных степных ландшафтов. Их наличие указывает на достаточно продолжительный интервал времени формирования изученных прибрежно-озерных отложений, очевидно, включавший, как весь плейстоцен, так и более ранний плиоцен.

При дальнейших работах по оценке потенциальной хромитоносности и платиноносности Наранского мафит-ультрамафитового массива целесообразно выполнить более детальное опробование и изучение платиноидной минерализации в прилегающем к нему горизонте третичных конгломерато-брекчий, в том числе на глубину по керну скважин, с целью его оценки в качестве потенциального погребенного промежуточного коллектора россыпной платинометальной минерализации.

Литература

Киселева О. Н., Леснов Ф. П., Якимов Л. И. и др. Минеральный состав тяжелой фракции глинисто-карбонатного цемента третичных прибрежно-озерных гравелитов из района Наранского хромитоносного мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 321–325.

Леснов Ф. П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 1. Геология, петрография, петрохимия, геохимия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 58–95.

Леснов Ф. П., Разин Л. В. Платинометаллльная микроминерализация, ассоциированная с офиолитами Западной Монголии // 7-й Международный платиновый симпозиум. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 60.

Леснов Ф. П., Разин Л. В., Киселева О. Н. Закономерности распределения элементов платиновой группы, золота и серебра, а также гетерогенной благороднометалльной минерализации, генетически связанной с Наранским полигенным и полихронным хромитоносным мафит-ультрамафитовым массивом (Западная Монголия) // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2012. Вып. 22. С. 52–71.

Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

Часть 7. АКТУАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Е. В. Белогуб
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
bel@mineralogy.ru

Современные методы количественного минералогического анализа

В основе разработки технологий обогащения и переработки руд и неметаллического сырья, наряду с химическим, лежит минералогический анализ. В отличие от задач, связанных с выяснением генезиса руд, технологическая минералогия базируется на анализе усредненных представительных проб и количественном подходе. К сожалению, последняя справочная литература, посвященная методам минералого-технологической оценки руд, выпущена в 90-х гг. прошлого столетия [Технологическая…, 1990; Джонс, 1991]. С тех пор аналитические методы значительно усовершенствовались, в основном, за счет широкого внедрения компьютерных анализаторов изображения и методов микрогеохимического картирования. Бурно развиваются методы рентгеновской томографии. Цель данного обзора – знакомство с современными подходами технологической минералогии и областями их применения.

Основные задачи минералогического анализа для оценки руд связаны с прогнозом поведения сырья при рудоподготовке и обогащении и выяснением распределения полезных компонентов между минералами-концентраторами. В связи с этим, задачи минералогических методов можно разбить на три группы: 1) анализ размеров и формы выделения минералов; 2) количественное определение минерального состава руд; 3) выяснение баланса компонентов, распределенных между различными минеральными формами. Решение этих задач предваряет идентификация минералов.

Для ***определения размеров и формы выделений*** минералов применяются прямые методы измерений на макроскопическом уровне и с использованием оптических микроскопов. Для тонкодисперсных материалов применяются косвенные методы оценки размеров кристаллитов при помощи рентгеноструктурных и химических методов.

Оптико-микроскопическое определение морфологии минералов сводится к определению линейных и площадных размеров плоских сечений в шлифах и аншлифах природных образцов. Определенные этим методом размеры будут заведомо меньше истинных. Представительность морфологического анализа зависит от текстурно-структурной вариабельности руд и количества проанализированных образцов. Применяются ручные и компьютерные методы. В настоящее время существует множество анализаторов изображения. Наиболее доступным является программный пакет ImageTool. Специальные программные продукты разработаны производителями оптических микроскопов (Karl Zeiss, Olympus и др.). Из специализированных продуктов, предназначенных для обогатительных фабрик, в России наиболее попу-

лярны комплексы SIAMS (www.siams.com), адаптированные для решения материаловедческих и минералого-технологических задач. Ручные методы значительно более трудоемки, но компьютерный анализ зависит от качества изготовления препарата, а повышение его качества требует активного вмешательства аналитика.

Как при ручном, так и при компьютерном анализе используются следующие морфологические характеристики. *Длина большой оси* (a_{max}) – длина самой длинной линии, которую можно провести на объекте. *Длина малой оси* (a_{min}) – длина самой короткой линии, которую можно провести на объекте перпендикулярно большой оси. *Площадь* (S) – при ручной работе измерения проводятся при помощи палеток, в настоящее время площадь и описанные далее параметры измеряются исключительно в цифровом режиме. Среди измеряемых параметров важен *периметр* (Perimeter, P). Расчетные характеристики включают в себя *удлиненность* – отношение длин большой и малой осей a_{min}/a_{max}; коэффициент равен 1, если объект изометричный; *приближенность к кругу* (Roundness), *компактность* (Compactness) и *ферет-диаметр* (Feret diameter). Приближенность к кругу рассчитывается как $4\pi S/P^2$ и варьирует от 0 до 1 (для круга). Ферет-диаметр – диаметр круга, имеющего ту же площадь, что и объект, и рассчитывается как $\sqrt{(4S/\pi)}$. Компактность (Compactness) рассчитывается как $\sqrt{(4S/\pi)}/a_{max}$, характеризует приближенность к кругу и варьирует от 0 до 1 (круг). Морфологические характеристики применяются для оптимизации схем дробления и прогноза поведения руды в гидрометаллургических процессах.

Отойти от исследования плоских сечений позволяет интенсивно развивающийся метод рентгеновской микротомографии (X-Ray Tomography). Принцип работы заключается в получении последовательных срезов – изображений образца в соответствии с рентгеновской плотностью составляющих образец минералов и последующем компьютерном анализе этих изображений. Метод позволяет индивидуализировать частички размером около 10 мкм, выявить особенности их поверхности. Однако пока метод не находит широкого применения из-за высоких требований к компьютерам и длительности эксперимента, а в конечном итоге – из-за стоимости анализа.

При анализе минеральных смесей, содержащих частицы менее 1–5 мкм, применяется оценка степени кристалличности и размеров кристаллитов по форме дифракционного максимума на рентгенограммах. Соответствующие опции присутствуют в программных пакетах практически всех современных рентгеновских дифрактометров (Phillips, Brucker, Shimadzu).

Для ***количественного минералогического анализа*** используются визуально-макроскопические, оптико-микроскопические, электронно-микроскопические, рентген-флюоресцентные, рентгеноструктурные методы. Количественный минералогический анализ выполняется только для представительных усредненных проб, соответственно, производится в препаратах, изготовленных из дробленого материала.

Традиционный метод количественного анализа – разделение руды (сырья) на мономинеральные фракции с контролем их чистоты и их взвешивание. Подход оправдывается в случае, если разделение (или выделение интересующих минералов) можно реализовать по физическим свойствам – плотности, магнитности, электропроводности и т.п. Оценка минеральных включений в этом случае требует проведения дополнительных работ.

Также традиционно применяются приближенно-количественный метод минералогического анализа тяжелых концентратов при помощи бинокулярного микроскопа, аналогичный анализу шлихов. Анализ проводится статистическим методом – путем подсчета зерен каждого минерала в гранулометрических фракциях. Качество анализа зависит от квалификации и аккуратности аналитика. Метод трудоемок. Точность

метода различна для разных концентраций минералов и зависит от количества просмотренных зерен в соответствии с формулой $\delta = 0.67\sqrt{(A(100 - A)/n)}$, где A – содержание минерала (%), n – количество зерен.

Оптико-микроскопические методы позволяют одновременно определить количество минерала, оценить его размеры и выявить включения. Применяются как ручные, так и компьютерные методы анализа. Ручной количественно-минералогический анализ может быть статистическим (аналогично шлиховому методу, основан на подсчете количества зерен минералов, является приближенно-количественным и требует гранулометрической однородности препарата); линейным (измеряются суммарные линейные размеры каждого минерала в пределах препарата или части препарата, возможно измерение по максимальной длине или в серии параллельных сечений); площадным (при помощи палеток измеряется суммарная площадь сечений каждого минерала). Компьютерные методы позволяют значительно ускорить анализ. Ограничения при использовании компьютерных методов связаны с качеством полировки препарата, а также сложностью разделения минералов по оптической плотности и диагностики нерудных минералов.

Наиболее прогрессивными для количественного анализа руд на сегодня являются методы, основанные на анализе изображения полированного препарата в характеристических лучах элементов. Самый распространенный программный продукт – QEMSCAN к СЭМ фирмы Phillips. Пакет содержит базу данных минералов и может быть адаптирован к конкретным рудам. Применение ограничено размером зерен – выделения менее 10 мкм и тесные тонкозернистые сростки не идентифицируются в качестве различных минералов. Есть сложности в работе с изоморфноемкими минералами и минералами с близким химическим составом. Точность метода зависит от возможности разделения минералов, а вероятность обнаружения редких минералов и их количественной оценки – от количества проанализированных зерен.

Для работы с тонкодисперсными рудами и сырьем (бокситы, глины) предпочтительно применение рентгеноструктурного полнопрофильного анализа методом Ритвельда. Метод основан на подборе оптимальной теоретической дифрактограммы минеральной смеси с наименьшим отклонением от экспериментальной. Программные пакеты к современным дифрактометрам, как правило, содержат опции количественной оценки. Существуют специализированные программы с более широкими возможностями, такие как QUANTA (бесплатный продукт для научных и образовательных целей), SIROQUANT и другие, которые позволяют оценить количество не только кристаллических, но и рентгеноаморфной составляющих и ввести поправки на текстурирование. Точность метода уступает точности оптико-микроскопических и микрогеохимических методов, но может быть значительно улучшена для однотипных проб с контролем более точными методами РКФА, таких как методы внутреннего эталона, добавки исследуемого вещества.

Определение ***баланса полезного компонента между минеральными фазами*** особенно важно для компонентов, которые присутствуют в виде изоморфной примеси или микровростков собственных минералов в рудо- или породообразующих. Для решения этой задачи выполняются химические анализы монофракций минералов, фазовый химический анализ путем стадиального растворения минералов-носителей искомого компонента. При сравнительно высоких содержаниях эффективно применение картирования в характеристических лучах при помощи рентгенофлюоресцентных анализаторов (Shimadzu, Horiba, Phillips и др.) и СЭМ (Phillips, Jeol, Tescan и др.).

Высокочувствительный современный метод, используемый для определения содержаний рассеянных элементов – ИСП-МС с лазерной абляцией вещества. Локальность метода – до 30 мкм и ниже. Методические сложности связаны со сложностью изготовления эталонов. Метод пока не получил широкого распространения как количественный из-за высокой стоимости.

Для проверки результатов количественного минералогического анализа применяют пересчет данных химического анализа на номинальный минеральный состав с учетом имеющихся данных о составе изоморфноемких соединений.

Данный обзор был бы невозможен без участия автора в конференции MEI'12 (www.min-eng.com), организованной Б. Уилсом (г. Кардифф, Великобритания), которому автор искренне признателен. Информация о программных пакетах для КРФА предоставлена П. В. Хворовым, консультации о компьютерных анализаторах изображения – К. А. Новоселовым.

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
FGG.GL@m.ursmu.ru

Поведение редких металлов и редкоземельных элементов в кианитовых рудах Кольского полуострова и Урала

С докембрием связана значительная масса редкоземельных руд в пегматитах, щелочных, редкометальных гранитах и карбонатитах с высокими концентрациями редких и редкоземельных минералов (РЗМ). На верхний протерозой приходится главный докембрийский максимум РЗМ в крупных месторождениях различных типов, в том числе и кианитовых. В фанерозойских структурах аналогичные месторождения размещаются в докембрийских блоках в тесных пространственных и генетических связях с наиболее глубинными субмантийными расплавами субщелочных гранитоидов и карбонатитов. Эти ассоциации, как известно, структурно приурочены к зонам длительно развивающихся глубинных разломов рифтогенной природы, где широко развиты месторождения кианитовых кварцитов [Беляев и др., 1996; Огородников и др., 2007; Коротеев и др., 2010].

В настоящее время выделено две группы продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами: 1) стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя, широко проявленные в Карелии и на Кольском п-ове (свита Кейв) – глиноземистая (кианитовая) формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, кейвский тип) и 2) нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние шовные зоны гнейсовых блоков, полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов – глиноземистая формация складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип) [Коротеев и др., 2011; Огородников и др., 2012].

Для большинства зональных метаморфических комплексов Кольского полуострова, Карелии, Сибири кианит- и силлиманитсодержащие породы слагают определенные зоны метаморфизма и развиваются по постархейским пелитовым толщам.

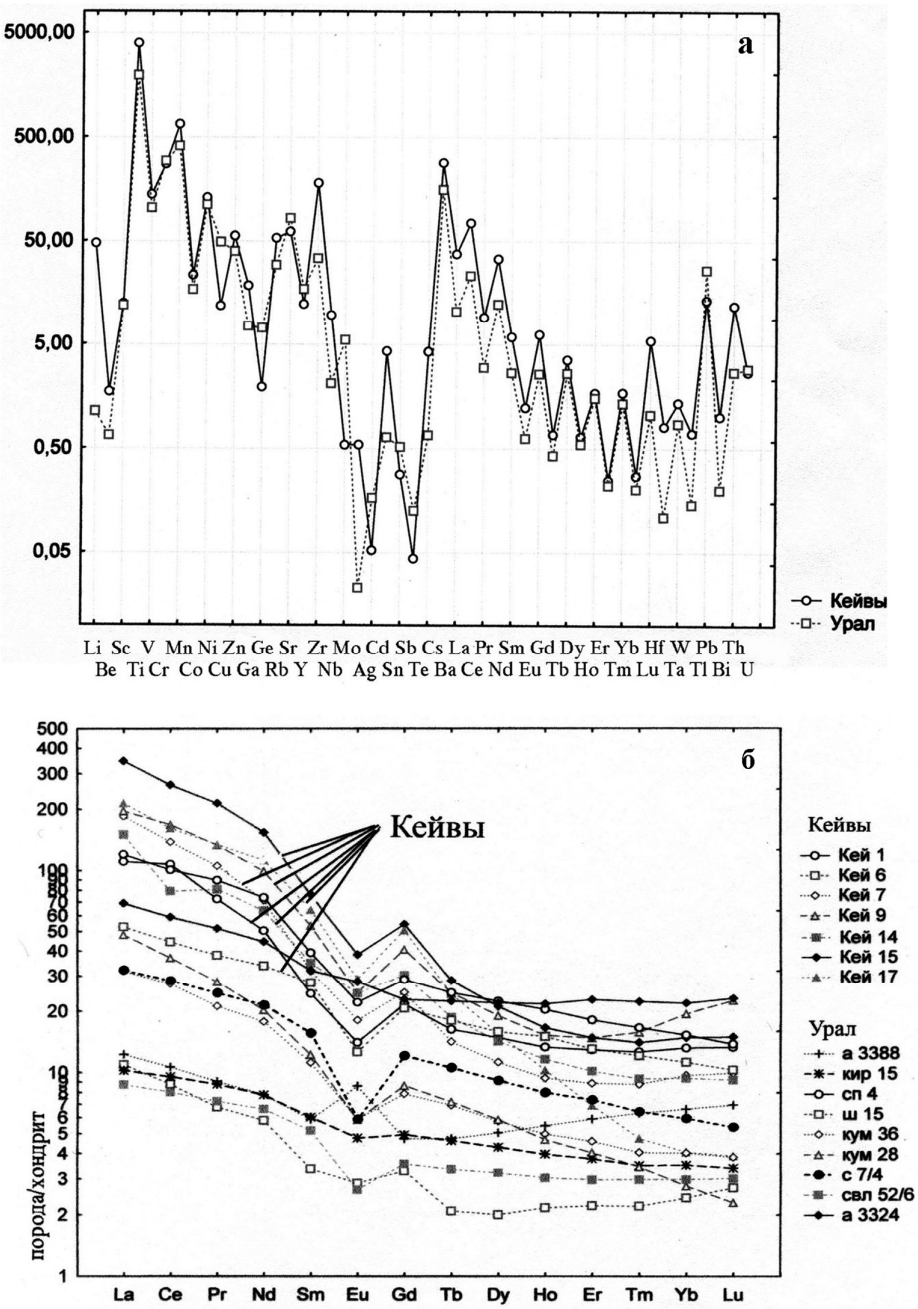


Рис. 1. Поведение средних содержаний элементов (а) и РЗЭ, нормированных к хондриту, (б) во вмещающих породах месторождений кианита Кейв и Урала

Зоны обогащения высокоглиноземистыми минералами приурочены к шовным зонам с активным проявлением метасоматоза и окварцевания, с образованием метаморфогенного, метаморфогенно-метасоматического и метасоматического типов оруденения. При изучении генезиса месторождений неметаллических полезных ископаемых чаще всего не анализируется поведение рудных, редкометальных, редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов. Эти элементы, находясь в виде изоморфных или механических примесей в этих минералах, характеризуют ультраметаморфические, магматические, постмагматические и гидротермальных процессы, которые происходили от докембрия до фанерозоя.

Таблица

Статистические параметры содержаний редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов во вмещающих породах Кейв и Урала (г/т)

Элементы	Кейвы		Урал		Элементы	Кейвы		Урал	
	Xср	σ	Xср	σ		Xср	σ	Xср	σ
Li	47.98	50.08	1.14	1.22	**Cs**	4.27	3.98	0.67	1.05
Be	1.76	1.51	0.67	0.57	**Ba**	285.08	242.38	157.28	189.27
Sc	12.54	6.78	12.01	11.03	**La**	37.73	27.42	10.54	8.8
Ti	4008.62	3076.77	1961.28	2601.05	**Ce**	75.09	55.12	23.2	19.09
V	140.73	102.41	104.86	83.62	**Pr**	9.2	6.54	3.01	2.57
Cr	275.55	592.38	296.27	456.47	**Nd**	33.97	23.75	12.36	10.43
Mn	666.79	525.04	413	525.82	**Sm**	5.92	3.79	2.66	1.95
Co	23.51	30.01	17.12	27.61	**Eu**	1.24	0.62	0.62	0.51
Ni	132.02	290.48	112.16	167.01	**Gd**	6.27	3.53	2.6	1.88
Cu	11.93	7.55	49.26	64.76	**Tb**	0.68	0.31	0.43	0.31
Zn	56.29	31.23	40.05	48.24	**Dv**	3.58	1.46	2.65	1.95
Ga	18.59	9.16	7.51	6.96	**Ho**	0.65	0.25	0.55	0.42
Ge	1.93	1.11	7.24	6.77	**Er**	1.71	0.71	1.52	1.18
Rb	53.53	45.59	29.52	45.05	**Tm**	0.25	0.12	0.22	0.17
Sr	62.11	58.34	83.2	132.65	**Yb**	1.72	0.91	1.36	1.09
Y	12.32	4.49	17.28	17.85	**Lu**	0.27	0.16	0.21	0.17
Zr	181.5	225.98	34.37	31.22	**Hf**	5.48	6.47	1.06	0.94
Nb	9.86	6.75	2.1	2.27	**Ta**	0.82	0.62	0.11	0.19
Mo	0.54	0.49	5.53	7.4	**W**	1.37	1.87	0.86	0.75
Ag	0.54	0.32	0.02	0.02	**Tl**	0.7	0.71	0.14	0.16
Cd	0.05	0.05	0.17	0.24	**Pb**	13.62	10.96	26.49	46.4
Sn	4.32	3.14	0.64	0.58	**Bi**	1.01	1.98	0.2	0.21
Sb	0.28	0.33	0.52	1.05	**Th**	11.94	10.6	2.71	1.45
Te	0.04	0.04	0.13	0.08	**U**	2.71	2.53	2.92	1.41

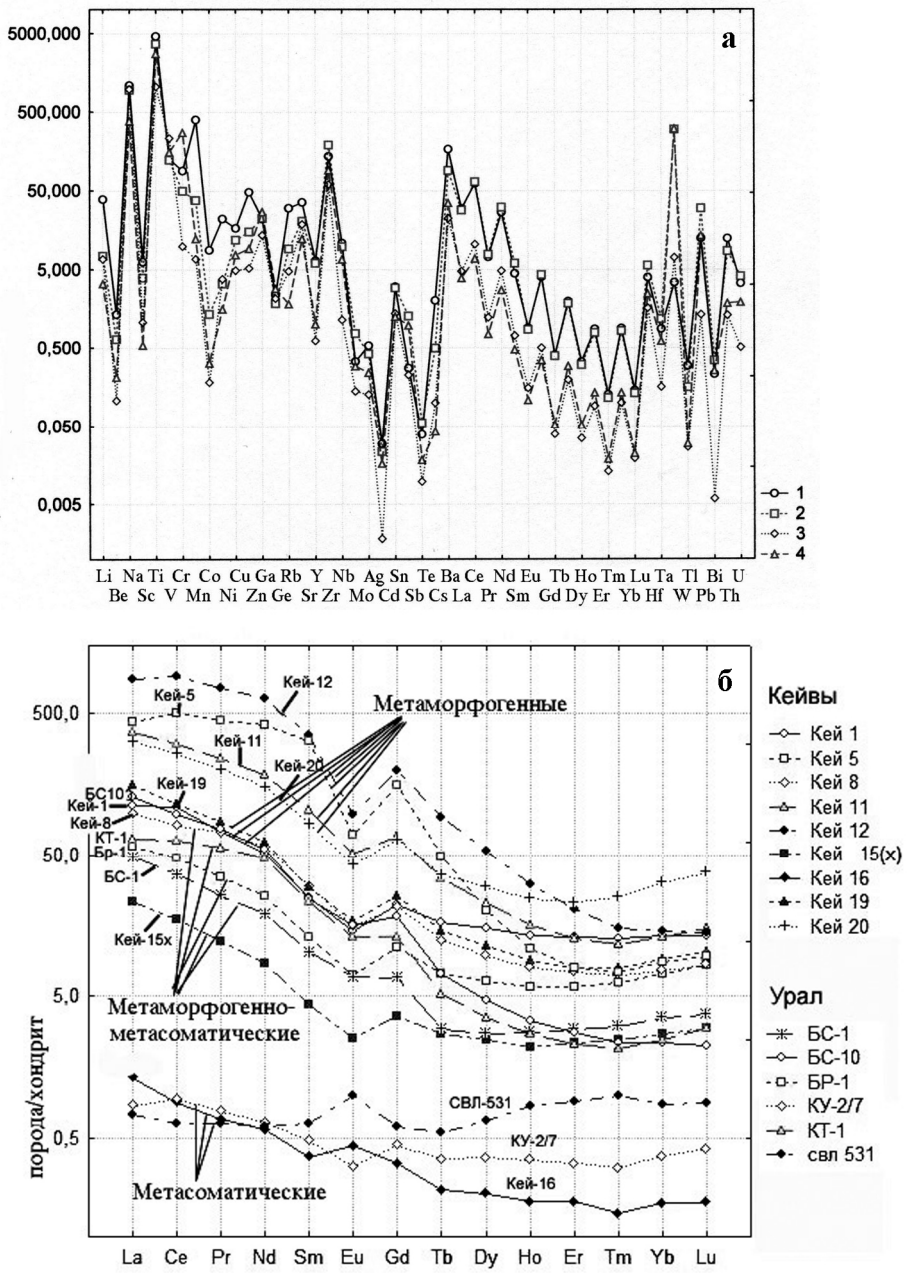


Рис. 2. Поведение среднестатистических содержаний (Хср) редких и редкоземельных элементов (1 – метаморфогенные, 2 – метасоматические, 3 – оторочки кварцевых жил, 4 – порфиробластические кианиты зон перекристаллизации) (а) и РЗЭ, нормированных к хондриту, (б) в кианитах разных морфогенетических типов Кейв и Урала.

Большие Кейвы – уникальная провинция высокоглиноземистых кристаллических сланцев докембрия на Кольском полуострове [Бельков, 1963; Лутц, 1967; Войтеховский, 2010]. Уральские месторождения кианита размещаются в гнейсовых толщах докембрийского возраста и весьма схожи с месторождениями свиты Кейв, но уступают им по масштабам [Коротеев и др., 2011; Огородников и др., 2012].

Вмещающие породы кианитовых месторождений Кейв и Урала были проанализированы методом ICP MS на приборе ELAN 9000 DRC-e. Среднестатистические значения содержаний редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов приведены в таблице. Из таблицы видно, что вмещающие породы Кольского полуострова по Li, Be, Ti, Rb, Zr, Nb, Sn, Ba, La, TR (Ce-группы), Hf, Ta, Bi, Th количественно превосходят породы Урала. Сопоставление распределения РЗЭ в породах, вмещающих кианитовые месторождения кейвской серии и уральских месторождений, показало, что они имеют однотипную направленность, но в породах Кольского полуострова количество РЗЭ выше (рис. 1). Это обусловлено более масштабными процессами метаморфизма, ультраметаморфизма, широкого развития процессов щелочного магматизма и карбонатитов, создающих редкоземельную специализацию докембрия по отношению к фанерозою.

Выделенные разновидности кианитов были проанализированы методом ICP MS. Установлено, что наиболее высокие содержания РЭ и РЗЭ характерны для метаморфогенных руд и наибольший разброс значений характерен для редкоземельных элементов (рис. 2).

Факторный анализ, выполненный в программе STATISTICA-7 (метод главных компонент с варимаксным вращением) по всей совокупной выборке кианитов Кольского полуострова (кейвская серия) и Урала, показал, что наиболее значимый фактор-1 характеризует метаморфогенный тип кианитов, образующихся в докембрийских породах с широким развитием щелочных магматических плутонов, с которыми связана редкоземельная минерализация:

$$\text{Фактор-1} - 13.09 \quad \frac{Y, La, Ce, \mathrm{Pr}, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, U}{-}.$$

Фактор-2 характеризует обстановку внедрения щелочных и субщелочных гранитоидов, пегматитов (Li-Be направленности), сопровождаемых процессами альбитизации, грейзенизации, мусковитизации и формирования метаморфогенно-метасоматических кианитов, представленных радиально-лучистыми, тонко-призматическими разностями:

$$\text{Фактор-2} - 7.9 \quad \frac{Li, Be, Na, Sc, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba, Tl}{-}.$$

Фактор-3 характеризует развитие гидротермально-метасоматических процессов, сопровождаемых формированием метасоматических кианитовых кварцитов с кианитом игольчатого облика, образующим радиально-лучистые агрегаты, отложением сульфидов, циркона, тантало-ниобатов и урановой минерализации:

$$\text{Фактор-3} - 7.32 \quad \frac{Cu, Zr, Nb, Ag, Sn, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, U}{-}.$$

Фактор-4 характеризует зоны переотложения сидерофильных элементов в зонах кислотного выщелачивания, интенсивной мусковитизации (фукситизации) и

перекристаллизации кианитов с образованием хорошо окристаллизованных, крупнопорфиробластовых кристаллов кианита, большим количеством включений гематита и игольчатого рутила, от которых сложно избавиться при обогащении:

$$\underline{Ti, V, Cr, Mn, Co, Ga, Ge}$$

Фактор-4 – 3.8 – .

Фактор-5 характеризует позднюю стадию образования метасоматического игольчатого кианита, претерпевшего активное расщепление, с образованием сферолитов и конкреций и осаждением висмута, молибдена и теллуридов:

$$\underline{Mo, Bi, Te}$$

Фактор-5 – 2.64 – .

Факторный анализ показал, что наиболее значимые преобразования пород сопровождаются, прежде всего, резкими изменениями в поведении РЗЭ.

Результаты химических анализов говорят о том, что в конкреционной кианитовой руде содержание РЗЭ может варьировать от 0.04 до 0.18 %. В пересчете на прогнозные ресурсы кианитовых руд до глубины 100 м это дает 11.7 млн т.

Содержание Sc, Zr, Hf, Th в кианитовой руде метаморфогенно-метасоматического типа составляет в сумме 0.23–0.25 %, что позволяет оценить их ресурсы в кейвских сланцах в 27–29 млн т. и рассматривать их как новую потенциальную базу редких элементов. Дальнейшие исследования позволят определить минеральные фазы и оценить реальный выход редких элементов при комплексном обогащении кианитовой руды [Войтеховский, 2010].

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев. Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме 5.4667.2011(Г-3 УГГУ) «Исследование генетических типов месторождений группы кианита», руководитель профессор В. Н. Огородников.

Литература

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.

Беляев К. Д., Ганеев И. Г., Чайка В. И., Чернов В. Д. Рудные ресурсы и их размещение по геоэпохам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий, гафний. Справочное пособие. М.: Недра, 1996. 176 с.

Войтеховский Ю. Л. Кианитовые сланцы Б. Кейв – стратегический ресурс России // Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала. Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 2010.

Каменева Е. Е., Скамницкая Л. С., Щипцов В. В. Букчина О. В. Особенности вещественного состава и технологические свойства кианитовых руд Хизоваарского месторождения // Обогащение руд, 2003. № 6. С. 17–21.

Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 416 с.

Коротеев В. А., Огородников В. Н., Войтеховский Ю. Л. и др. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: УрО РАН, 2011, 227 с.

Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.

Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН-УГГУ, 2007. 187 с.

Огородников В. Н., Коротеев В. А., Войтеховский Ю. Л. и др. Кианитовые руды России. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 334 с.

Щипцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Данилевская Д. А. Роль геологических, минералогических и технологических исследований Института геологии КарНЦ РАН в оценке потенциала минерально-сырьевой базы Республики Карелия // Сб. научн. тр. «Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы. Петрозаводск, 2010. С. 37-55

А. И. Белковский
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
belkovskiy@yandex.ru

Жильный кварц «кыштымского» типа: минералогия, генезис

Изучение кварцево-жильных образований различных метаморфических комплексов Урала позволило выделить два типа жильного кварца – тонко-мелкозернистый «уфалейский» и среднезернистый «кыштымский» [Вертушков и др., 1970]. Было также установлено, что жилы «кыштымского» типа распространены исключительно в барических метаморфитах, образующих позднепалеозойскую (300–290 млн лет) шовную зону по восточному обрамлению Уфалейского метаморфического блока, входящего в состав Центрально-Уральского поднятия [Белковский, 2004]. Поисковыми работами 1957–1965 гг. было выявлено несколько жильных полей такого кварца (Маукское, Центральное, Агардяшское), позднее получивших название Кыштымского месторождения гранулированного кварца. Жилы выполняют открытые полости в апоэклогитовых амфиболитах и гранат-слюдяно-кварцевых бластомилонитах. Морфологически это плитообразные или линзовидные тела, размер которых по простиранию составляет 120–150 и до 160 м, мощность – от 5–6 до 0.5 м, выклинивание тупое или клиновидное.

Жилы, залегающие в амфиболитах, сопровождаются цоизитовыми, парагонитовыми, карбонатитовыми, хлоритовыми, альбитовыми или доломитовыми оторочками. Структура кварца гранобластовая, мозаичная, текстура грубо полосчатая или массивная. В среднезернистой жильной массе постоянно отмечаются реликты гигантозернистого прозрачного (a_0 = 4.9125; c_0 = 5.4042; c_0/a_0 = 1.10005 A;V_0 = 112.943 A^3) и молочно-белого (a_0 = 4.9124; c_0 = 5.4045; c_0/a_0 =1.10005 A;V_0 = 112.943 A^3) кварца [Белковский, 1964; 2009], что позволило отнести продукты рекристаллизации к гидротермально-метаморфогенным образованиям [Белковский, 2004]. Кварц «кыштымского» типа характеризуется минимальными объемами элементарной ячейки (V_0 = 112.923–112.930 A^3), что связано с удалением из него части структурных примесей в процессе грануляции исходного гигантозернистого протолита. Содержание ОН-алюминиевых дефектов в «кыштымском» кварце находится на уровне лучших сортов горного хрусталя [Якшин и др., 1976], количество винтовых дислокаций в нем также незначительное (микроскоп ЭВМ–100), коэффициент светопропускания его (Т, %)

крайне высокий (80–85 %) [Емлин и др., 1988], что соответствует характеристикам особо чистого кварца.

В кварцевых жилах «кыштымского» типа автором установлено 53 минеральных вида: β–халькозин, пирротин гекс., ковеллин, миллерит, пирит, молибденит-2H и -3R, марказит, арсеносульванит, халькопирит, борнит, гематит, титангематит, α-кварц, рутил, псиломелан, ильменит, гетит, лепидокрокит, гранат (альмандин, альмандин-Ca, альмандин-Mn), титанит, цоизит, цоизит-(Cr), клиноцоизит, эпидот, дравит, магнезиофойтит, алюминочермакит, магнезиогорнблендит, арфведсонит, мусковит-$2M_1$, ферримусковит-$2M_1$, парагонит $2M_1$, парагонит-(Cr) $2M_1$, парагонит-(Ca) $2M_1$, маргарит $2M_1$, флогопит $1M_1$, биотит-1M, гидробиотит 1M+1Md, рипидолит, олигоклаз, олигоклаз-альбит, альбит, микроклин, кальцит, железистый доломит, малахит, халькофиллит, апатит-(F, Y).

С 1959 по 1980 гг. на Кыштымском месторождении отработаны наиболее крупные жилы гранулированного кварца и к концу 80-х годов прошлого столетия этот тип полезного ископаемого перестал быть объектом промышленной эксплуатации.

Литература

Белковский А. И. Прецизионные определения параметров элементарной ячейки и температуры α–β превращения кварцев некоторых месторождений Среднего и Южного Урала // ДАН СССР. 1964. Т. 151, № 1. С. 111–113.

Белковский А. И. Кыштымское месторождение прозрачного жильного кварца: геодинамическая «возрастная» позиция и генезис кварцевых жил (Средний Урал) // Мат-лы междунар. семинара «Кварц. Кремнезем». Сыктывкар, 2004. С. 189–191.

Белковский А. И. Рентгенография прозрачного кварца Урала // Минералы: строение, свойства, методы исследования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 21–25.

Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф. и др. Месторождения жильного кварца в пределах Уфалейского мигматитового комплекса, метаморфические структуры жильного кварца и гранитизация кварцевых жил // Жильный кварц восточного склона Урала. Ч. II. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 66. Свердловск: Изд. СГИ, 1970. С. 44–103.

Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин В. И. Жильный кварц Урала в науке и технике // Свердловск: Средне-Уральское книжное издательство, 1988. 270 с.

Якшин В. И., Корнилов Ю. Б., Синкевич Г. А. Перераспределение примесей в жильном кварце при грануляции по данным ИК спектроскопии // Записки ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 1. С. 100–102.

Л. Я. Кабанова
Институт минералогии УрО РАН
Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
kablar@mineralogy.ru

Мигматиты Ильменогорского комплекса (Южный Урал)

В пределах Ильменогорского комплекса на Южном Урале широким распространением пользуются интенсивно деформированные породы, приуроченные к западному и восточному контактам Ильменогорского щелочного массива. Среди них особое положение занимают гранитоидные бластомилониты, для которых, по мнению А. И. Русина, щелочные породы, фениты, гранитоиды, гнейсы, разнообразные слан-

цы и амфиболиты служили субстратом, испытавшим метаморфические преобразования в условиях хрупко-пластической деформации [Русин и др., 2006]. Значительно раньше ряд исследователей [Иванов, Дудина, 1978; Иванов и др., 1978; Левин и др., 1997], отмечали присутствие зон милонитизации, вызванных воздействием динамометаморфизма на вмещающие породы массива, и указывали на присутствие в них полевошпатовых мигматитов, теневых гранитных мигматитов и пегматитов. Ни в одной из указанных работ результаты детальных минералого-петрографических исследований таких смешанных пород не приводится. В одной из последних публикаций детально описаны мигматиты из западного контакта Ильменогорского массива [Кориневский, 2010]. В данной работе изложены результаты петрографического изучения послойного мигматита, приведены данные химического состава породообразующих и акцессорных минералов. Автор предполагает, что исходной породой для мигматитов был аркозовый песчаник.

Летом 2012 г. нами были отобраны образцы мигматитов из пород восточного контакта Ильменогорского щелочного комплекса, в полосе с юга на север, на участках, расположенных друг от друга на расстоянии 3.5–4.0 км. Проведено петрографическое изучение пород, выявлены их микроструктурные и текстурные особенности, исследованы типоморфные и акцессорные минералы. Химический анализ пород выполнен М. Н. Маляренок в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья. Рентгеноструктурный анализ минералов проведен Т. М. Рябухиной в лаборатории комплексного анализа минерального сырья Института минералогии. Содержания некоторых элементов (группы железа, рассеянных и некоторых редкометальных элементов) определены Е. Д. Зенович методом рентгенофлюоресцентного анализа. Прозрачные шлифы (64) изучались на микроскопе Axiolab.

Мигматиты состоят из метаморфизованных вмещающих пород и вещества, находившегося во время мигматитообразования в подвижном состоянии. Подвижное вещество представлено жилами и линзами пегматитов, аплитов и гранитоидов, но при тонком распределении оно может быть представлено отдельными минералами, входящими в состав перекристаллизованного и химически измененного субстрата. По условиям генезиса мигматиты разделяются на три группы: 1) инъекционно-магматические, 2) метасоматические и 3) инъекционно-метасоматические [Методическое…, 1957].

В соответствии с существующей генетической классификацией нами выделены мигматиты первой и второй групп в пределах полосы восточного контакта Ильменогорского щелочного массива. Они обнаружены во всех изученных участках, но различаются морфологическими и структурно-текстурными особенностями, количественно-минералогическим составом типоморфных и акцессорных минералов. Оба вида встречены в наиболее удаленном юго-восточном участке в районе научно-производственной базы Ильменского заповедника. Здесь обнажены послойные и теневые мигматиты с амфиболитовым субстратом.

Инъекционно-магматические мигматиты в обнажении характеризуются резкими границами с вмещающими породами, отчетливо проявленной полосчатой текстурой, гранитным составом лейкократовых слоев, представленных аплитовидными гранитами и пегматитами. Структура гранитов – гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. Мощность гранитных и пегматитовых слоев колеблется от 0.1–0.5 мм до 2–3, редко 5 см. Часто в послойных мигматитах контакты между жилами и субстратом подчеркиваются развитием на границах тонких каемок

темноцветных минералов, представленных биотитом или железистым флогопитом. Характерным признаком магматического происхождения мигматитов является первично зональный плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Местами наблюдается последовательность в образовании мигматитов обоих типов. Граниты в мигматитах первого типа катаклазированы и местами милонитизированы в результате интенсивного динаметаморфизма. В них отмечается присутствие метасоматических мигматитов с гранобластовой структурой. Послойные мигматиты часто переходят в теневые мигматиты, в которых почти не улавливается различие между привнесенным материалом и субстратом. Эти мигматиты в результате изменения близки по составу к гранитам и содержат теневидные полосы или пятна, более темные и менее однородные, чем гранит. Жильный материал в теневых мигматитах не имеет определенной формы, и разновидности этих мигматитов выделяются только по форме реликтов, разделяясь на полосчатые и пятнистые. Характерной особенностью теневых мигматитов является преобладающий гранитный материал, в котором сохраняются мелкие линзы или разобщенные ксеноморфные зерна обыкновенной роговой обманки, часто замещенной биотитом или флогопитом.

Метасоматический тип мигматитов послойного и теневого вида характеризуется преобладанием калиевого полевого шпата, который представлен пертитизированым ортоклазом или микроклином и плагиоклазом, часто – антипертитом. Полевые шпаты часто образуют порфиробласты, рассеянные по всей породе или приуроченные к определенным направлениям, развиваясь по трещинам и зонам рассланцевания. Кварц наблюдается в нескольких генерациях и характеризуется разной формой зерен. Характерной чертой метасоматических мигматитов является отсутствие следов течения гранитного материала и большое количество структур замещения. Именно с мигматитами метасоматического типа связаны редкоземельные минералы – эшинит, пирохлор, фергюсонит, титанит. Вторичные минералы представлены эпидотом, цоизитом, клинохлором, нонтронитом.

Севернее в приконтактовой полосе интенсивно развиты щелочные метасоматиты – фениты и фенитизированные породы. Мощность зоны фенитизации колеблется от 500 до 1500 м. Примером образования таких пород является «фенитовая горка – копь 65». Здесь среди фенитизированных сиенито-гнейсов обнаружены послойные и птигматитовые мигматиты метасоматического типа, сложенные пертитизированным калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и эгирин-авгитом. Акцессорные минералы представлены титанитом, пирохлором и цирконом.

По мере удаления от контакта фенитизация проявляется слабее (район копей 57, 58, 60). Здесь преобладают метасоматические мигматиты, представленные послойными, линзовидно-послойными, теневыми и ветвистыми разностями. Субстратом для них служат амфиболиты, сиенито-гнейсы и гранито-гнейсы. В случае, если вмещающая порода представлена пироксеновым амфиболитом, отчетливо проявляются структуры замещения. Амфибол часто замещается биотитом, содержит включения циркона, ильменита и титаномагнетита, обычно гематитизирован, отличается повышенным содержанием титанита, иногда апатита. Мигматиты в сиенито-гнейсовом и гранитогнейсовом субстрате характеризуются замещением биотита мусковитом и присутствием среди акцессорных минералов, помимо циркона, апатита и титанита, рутила и эшинита.

Интересный и сложный характер взаимоотношений мигматитов магматического и метасоматического типа, образующих разные морфологические виды, наблюдается в копи 60. В ее стенках вскрыты послойные, линзовидно-послойные,

порфирокластические, теневые и ветвистые мигматиты в амфиболитовом и сиенито-гнейсовом субстрате. Отчетливо проявлены различные структуры замещения. Отмечаются типичные метасоматические проявления – мирмекиты, симплектиты. Типоморфные минералы мигматитов в гранито-гнейсах и сиенито-гнейсах представлены переменным содержанием калиевого полевого шпата (микроклина и ортоклаза, часто пертитизированного), плагиоклаза (встречается антипертит), кварца и слюды (биотит и мусковит). Акцессорные минералы наблюдаются в виде идиоморфных, иногда скелетных, кристаллов и зерен титанита, апатита, циркона, флюорита, пирохлора, эшинита. В амфиболитовом субстрате, наряду с перечисленными выше минералами, встречаются танталит и колумбит, монацит, дендриты марганца и игольчатые мелкие зерна гаусманита. Марганцевые дендриты часто приурочены к трещинам спайности в полевых шпатах.

В участках, наиболее приближенных к контакту (Черемшанский бугор), в естественных обнажениях и стенках копей обнажается большинство разновидностей пород, слагающих экзоконтактовую зону миаскитовой интрузии [Белогуб, Баженов, 1997].

Здесь преобладают метасоматические мигматиты, среди которых наиболее часто встречаются теневые, отмечаются послойные, линзовидно-послойные, очково-послойные и порфирокластические мигматиты. В сиенито-гнейсовом и гранито-гнейсовом фенитизированном субстрате в мигматитах процессы метасоматического замещения широко проявлены. Биотиты в сиенито-гнейсах замещаются щелочным амфиболом – рибекитом, микроклин и ортоклаз содержит не только сингенитичные пертиты распада, но и пертиты замещения. Акцессорные минералы представлены титанитом, монацитом, цирконом, апатитом, пирохлором, эшинитом, ортитом. Часто встречаются сростки сфена и апатита, сфена и монацита, наблюдаются включения циркона в сфене, сфена в апатите. Пирохлор наблюдается не только в виде идиоморфных кристаллов и зерен неправильной формы, но и в колломорфных выделениях. Отмечается большое количество вторичных минералов, представленных эпидотом, цоизитом, лейкоксеном, встречаются цеолиты, в том числе, обогащенные марганцем. В амфиболитах роговая обманка часто замещена биотитом. Обычно на границе «мигмы» и вмещающего субстрата отмечаются скопления титанита и апатита, редкоземельные минералы приурочены к полевым шпатам. Они представлены эшинитом, чевкинитом, монацитом, пирохлором.

Особенности рудного минералообразования отмечены в районе копи 15. Вмещающие породы здесь представлены фенитизированными амфиболитами, гранито-гнейсами, кварцитами и силлиманит-мусковитовыми гнейсами. Мигматиты метасоматического типа представлены послойно-линзовидными, линзовидно-очковыми, теневыми и порфирокластовыми разностями. Местами выясняется характер взаимоотношений субстрата и «мигмы». В кварцитах наблюдаются прослои мигматита мощностью от 0.1–1.0 мм до 1–5 см, содержащие скопления биотита в краевых частях, к которым тяготеет ассоциация ильменита, циркона и монацита, местами с эшинитом. В переслаивающихся слоях кварцита и гранито-гнейса местами наблюдается мигматит, который проникает в оба слоя. Мигматит характеризуется мелко- и среднезернистой аплитовидной структурой, сложен (%) плагиоклазом (40–45), ортоклаз-пертитом (25–30), кварцем (15–20), биотитом, флогопитом, мусковитом (3–5) и акцессорными минералами (5–7). Во вмещающих слоях формируются порфирокласты микроклин-пертита и антипертита. К ним приурочены типичные метасоматические минералы – эпидот и цоизит. В участках с повышенным содержанием

биотита местами значительно увеличивается количество акцессорных минералов, которые в аплитовидном граните представлены титанитом, а в биотитовых слойках – цирконом, пирохлором, молибденитом. Включения молибденита отмечены как в кварцевых жилках и линзах, так и в мигме, где он местами замещен повеллитом, который образует полные и неполные псевдоморфозы и отличается в шлифе желтой окраской. Кроме указанных минералов встречаются монацит, эшинит, фергюсонит. В слоях гранитного состава местами встречаются более поздние безрудные жилки и линзы кварцевого состава.

Мигматиты из района Черемшанского бугра относятся к породам среднего и кислого состава умеренно-щелочного и щелочного геохимического ряда (табл.). Мигматиты из 15 копи отличаются повышенным содержанием кремнезема, что связано с интенсивным окварцеванием. Щелочной лейкократовый гранит из 60 копи имеет калиево-натриевый тип щелочности.

Таблица

Химический состав мигматитов (мас. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	64.45	61.31	60.69	73.05	71.60	71.94	61.57	91.70	80.82	69.24
TiO_2	0.05	0.26	0.85	0.30	0.30	0.41	0.06	0.07	0.50	0.34
Al_2O_3	18.48	21.99	13.92	13.41	14.49	14.20	21.16	3.94	8.71	15.10
Fe_2O_3	0.88	0.66	3.94	0.89	0.70	0.42	0.28	0.33	1.33	1.00
FeO	0.56	1.23	1.77	1.74	1.50	1.89	0.62	0.30	1.21	2.75
MnO	0.04	0.07	0.15	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.04	0.05
MgO	0.09	0.25	3.12	0.44	0.90	0.58	0.05	0.05	0.26	1.02
CaO	0.72	2.48	1.84	1.54	1.62	1.83	0.51	0.42	0.72	1.06
Na_2O	4.12	8.06	5.98	3.50	3.70	3.74	4.64	1.04	2.62	2.75
K_2O	10.18	1.62	6.80	4.68	4.16	4.10	10.24	2.13	3.50	5.62
H_2O^-	0.20	0.32	0.12	0.20	0.18	0.10	0.14	0.12	0.10	0.16
П.п.п.	0.10	1.16	0.30	0.12	0.22	0.14	0.28	0.10	0.10	0.60
P_2O_5	0.09	0.10	0.33	0.15	0.15	0.18	0.07	0.07	0.16	0.09
Сумма	99.86	99.51	99.81	100.04	99.54	99.74	99.63	100.17	100.07	99.78

Примечание. Черемшанский бугор: 1, 7 – щелочной кварцевый сиенит, 2, 3 – щелочной сиенит, 4–6 – микроклин-альбитовый лейкогранит. Копь 15: 8, 9 – окварцованный лейкогранит. Копь 60: 10 – щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит.

Таким образом, петрографическое изучение смешанных пород из восточной контактовой зоны миаскитового массива, структурно-текстурные особенности, минералогический и химический состав позволяют выделить здесь мигматиты инъекционно-магматического и метасоматического типа. Рудная минерализация обусловлена процессами метасоматоза и связана с мигматитами метасоматического типа.

Литература

Белогуб Е. В., Баженов А. Г. Ильменские горы – путешествие в минералогический рай. СПб.: СПбГУ, 1997. 60 с.

Иванов Б. Н., Дудина Р. С. Исследование полевых шпатов гранитных мигматитов и фенитов Центральной полосы Ильменогорского комплекса // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 97–100.

Иванов Б. Н., Баженов А. Г., Кутепова Л. А. и др. Амфибол-пироксенсодержащие фениты и сиениты Центральной щелочной полосы в северной части Ильменских гор // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 86–96.

Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 274 с.

Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М.: Недра, 1957. 451 с.

Русин А. И., Краснобаев А. А., Вализер П. М. Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы // Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–19.

С. Ю. Степанов[1], В. Л. Уголков[2]

[1] – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург

Stepanov-1@yandex.ru

[2] – Институт химии силикатов РАН, г. Санкт-Петербург

ugolkov@isc.nw.ru

Новые данные по минералогии и петрографии ультраосновных пегматитов Нижнетагильского массива, Средний Урал

(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

Среди дунитов Нижнетагильского массива были впервые описаны гигантозернистые разновидности с индивидами оливина, достигающими размеров 20 см; эти разновидности выделены как дунитовые пегматиты [Виноградская, 1954]. Позже в дунитах были найдены полости крупного размера с уникальной минерализацией, названные О. К. Ивановым камерными пегматитами [Иванов, 1986]. Во многом тема ультрамафических пегматитов раскрыта в работах О. К. Иванова, однако с использованием современных аналитических возможностей устанавливаются некоторые ранее необнаруженные особенности минералогии и петрографии этих образований.

Нижнетагильский массив входит в Платиноносный пояс Урала и залегает в нижней части вулканогенного разреза Тагильской зоны Тагило-Магнитогорской мегазоны. Массив сложен ультраосновными породами и имеет площадь около 50 км^2. Он находится в Свердловской области в 35 км к юго-западу от г. Нижний Тагил и характеризуется зональным строением. Оно выражается в том, что центральная часть массива сложена дунитами с участками, представленными его гигантозернистыми или пегматоидными разновидностями, а периферия – клинопироксенитами.

В центральной части дунитового ядра массива вскрыты крупнозернистые пегматиты, размер зерен оливина в которых составляет 0.8–1.2 см. В крупнозернистых дунитах Старого дунитового карьера было обнаружено несколько вертикальных

полос 1.5–2 м шириной. Центральные части их сложены зернами оливина с размерами 5–12 ? 4–8 ? 2–5 см [Виноградская, 1954]. В краевых частях пегматитовых тел размер зерен постепенно уменьшается до 6–8 мм, но в этой массе встречаются вкрапленники крупных кристаллов размером 3–4 см по удлинению, которые по мере удаления от центральной части тела уменьшаются в размерах, а затем исчезают.

Первым наиболее характерным отличием гигантозернистых дунитов от мелко- и среднезернистых дунитов по структурно-текстурным особенностям является характер огранения индивидов оливина. Если в обычных дунитах зерна оливина имеют ровные границы, то в пегматитах – извилистые, которые могут представлять поверхности совместного роста. Вкрапленный в гигантозернистых дунитах хромшпинелид обычно имеет размер 0.7–1.2 мм, иногда до 2 см, и ровные границы, что не характерно для этого минерала в других типах дунитов Нижнетагильского массива. В дунитовых пегматитах отмечаются различные скопления хромшпинелида в виде шлиров, прожилков различной густоты и массивных жил мощностью 5–7 см (рис. 1а, см. вкладку, с. 162). По сравнению с обычными дунитами, рудные тела в пегматитах характеризуются большим размером зерен хромита и повышенным содержанием граната и хлорита (иногда до 3–4 %). В этих рудных телах часто обнаруживаются кристаллы или зерна минералов платины (рис. 1б), достигающие в редких случаях размеров в несколько миллиметров.

Главной отличительной особенностью дунитовых пегматитов от других типов дунитов является наличие миароловых пустот. Миаролы в дунитах были отмечены еще в работах А. Н. Заварицкого [1928]. Г. М. Виноградская [1954] указывает, что миаролы располагаются в осевых частях пегматитовых жил, где они имеют размер 4–5 см, однако при изучении пород Старого дунитового карьера полости размером 2.7–4.9 мм были обнаружены и в краевых частях жил. Часть полостей имеет изометричную форму, их стенки выполнены кристаллами оливина размером 0.7–0.9 мм по удлинению (редко >1.2 мм) с гранями {100}, {010}, {111}, {101} (рис. 1в). Центральная часть полости может быть заполнена либо криптокристаллическим офитом, либо гранатом и, реже, хлоритом. Гранат в полости совершенно ксеноморфен по отношению к оливину и образует зернистый агрегат из индивидов размером 0.3–0.7 мм (рис. 1г). Если пространство полости не полностью занято агрегатом граната, то минерал встречается в виде кристаллов. Хлорит редок и обычно заполняет все пространство полости, оставшееся после кристаллизации оливина, образуя либо монокристаллы, либо агрегаты из нескольких индивидов.

Примером камерных пегматитов, выделенных О. К. Ивановым [1986] в породах Нижнетагильского массива, является минерализованная полость, залегающая на западном склоне г. Ипатовой в правом борту долины р. Чауж. Вмещающими породами для полости являются слабосерпентинизированные среднезернистые дуниты (размер зерен 0.6–1.1 мм). Степень серпентинизации дунитов возрастает по мере приближения к полости, а на расстоянии 10–15 см порода представляет собой аподунитовый серпентинит с полным замещением оливина серпентином. Ее центральная часть сложена криптокристаллическим серпентином, а на стенках развиваются крупные кристаллы оливина, замещенные серпентином, и хлорита (рис. 1ж). В нижней части полости находится тонкий прослой мелких идиоморфных кристаллов хроммагнетита.

В ходе исследований нами были отмечены некоторые особенности строения минералов или их морфологии. К примеру, для кристаллов хроммагнетита в отраженном свете отмечается зональное строение (рис. 1д). Хлорит, на гранях пинакоида

которого видны равносторонние треугольники, закономерно нарастает на крупные кристаллы оливина, замещенные серпентином (рис. 1е). Кристаллы слюды ориентированы перпендикулярно граням оливина и, скорее всего, представляют собой эпитаксические нарастания.

В полости отмечаются три морфологических типа серпентинов. Первый – это псевдоморфозы хризотила по оливину дунитов, вмещающих полость. Они являются агрегатами тонкоигольчатого или волокнистого хризотила (рис. 1з) с ориентировкой волокон в трех направлениях. Предполагаемый размер замещенных зерен оливина по удлинению составлял 0.9–1.3 мм, в поперечнике – 0.4–0.5 мм. Второй – это хризотил, замещающий крупные кристаллы оливина в полости. Внутренняя структура псевдоморфоз аналогична замещенным оливинам аподунитового серпентина. Третий тип – это хризотил, слагающий центральную часть полости, со столь малым размером индивидов, что в шлифе эта масса при скрещенных николях совершенно изотропна.

Все морфологические типы серпентина были изучены при помощи комплексного термического анализа на приборе STA 429 CD (NETZSCH), сопряженном с квадрупольным масспектрометром QMS 403 Aeolos. Образцы теряют воду от 600 до 740 °С. Наименьшая потеря воды (9 %) установлена для серпентина, развившегося по оливину дунитов. Хризотил, заместивший кристаллы оливина в полости, теряет 12 % (рис. 2а). Хризотил в центральной части полости и замещающий крупные индивиды оливина теряет воду один раз (рис. 2б). Серпентин, замещающий оливин вмещающих дунитов, теряет воду дважды, что связано с разным положением H_2O в структуре минерала.

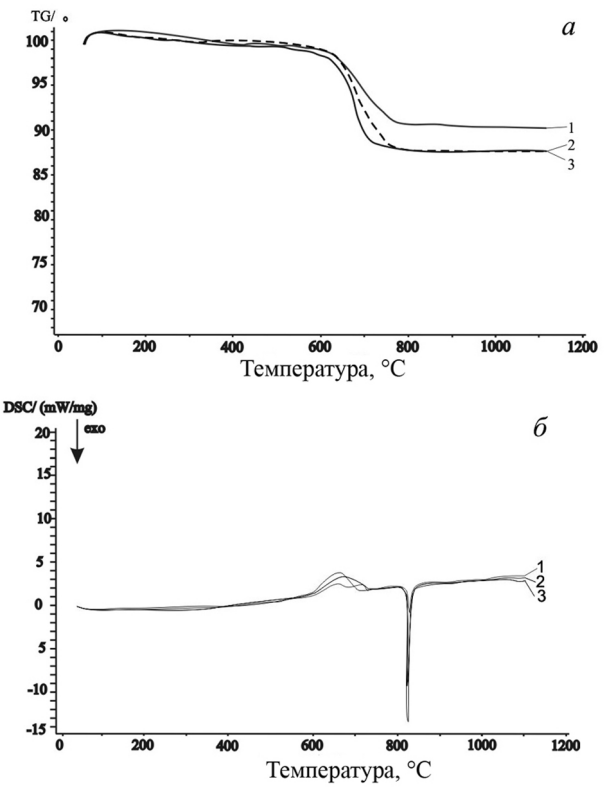


Рис. 2. Графики изменения массы образцов при нагревании (а) и изменения энтальпии при нагревании (б).

1 – хризотил, заместивший оливин вмещающего дунита; 2 – хризотил, развившийся по крупным кристаллам оливина в полости; 3 – криптокристаллический хризотил.

При температуре 820–830 °С из серпентинов образуется форстерит, и этот процесс для разных морфологических типов хризотила происходит по-разному, о чем свидетельствует скачкообразное изменение энтальпии (рис. 2б). Для хризотила из центральной части полости отмечается наибольший скачок. Наибольшее изменение энтальпии происходит у хризотила, развившегося по оливинам вмещающих дунитов. Промежуточное положе-

ние на графике занимает изменение энтальпии хризотила, заместившего кристаллы оливина полости. Было установлено, что величина изменения теплосодержания напрямую зависит от наличия примеси NiO в хризотиле. Наличие никеля в кристаллической решетке серпентина всех морфологических типов указывает на близость минералообразующих систем, в которых происходил рост минерала. Учитывая, что возможность никеля встраиваться в кристаллическую решетку напрямую зависит от температуры образования оливина, можно наблюдать логичную закономерность, выраженную в обогащении никелем серпентинов, развивающихся по высокотемпературным оливинам дунитов, относительно серпентинов, заместивших кристаллы оливина в полости и имеющих температуры образования ниже, чем минерал во вмещающих породах. Содержание никеля в хризотиле низкое, поэтому превращение его в форстерит происходит без сильных, скачкообразных изменений. Учитывая образование этого типа серпентина непосредственно из растворов без замещения оливина, можно сделать вывод, что минералообразующая система на заключительном этапе своего развития содержала никель, главным концентратором которого является оливин.

Литература

Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале // Доклады АН СССР. 1954. Т. 97. № 5. С. 899–902.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.

Иванов О. К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.

Иванов О. К. Миаролитовые дуниты в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Доклады АН СССР. 1988. С. 91–96.

Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: Структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса. // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Я. А. Матвеев, С. Ю. Степанов, А. М. Гайфутдинова
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
matweewian@yandex.ru

Хроммагнетит аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива (Средний Урал)

(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

Нижнетагильский массив является одним из крупнейших платиноносных массивов в Платиноносном поясе Урала. Его называют эталонным по платиновой минерализации, приуроченной именно к хромитам [Заварицкий, 1928]. При этом сравнительно недавно исследователи обратили внимание на то, как ведут себя хромиты в процессе выветривания. Так, было обнаружено замещение хромитов магнетитом в

виде каемок [Лазаренков и др., 2009], но находки зерен нацело замещенных и преобразованных в хроммагнетит ранее не отмечались.

Целью данной работы явился сравнительный анализ состава хроммагнетита из аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива. Основная задача заключалась в выделении характерных особенностей хроммагнетита по его химическому составу. Пробы хроммагнетита отбирались из шлихов (аллювий) и протолочек (элювий), а затем сортировались с помощью магнита и вручную под бинокуляром. Из мономинеральной фракции зерен хроммагнетита изготавливался аншлиф, который был изучен на микроанализаторе CamScan MV 2300 (ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик В. Ф. Сапега). Результаты обработаны в программе Statistica 8.0.

В шлиховой пробе зерна хроммагнетита неотличимы от октаэдрических зерен магнетита, поэтому не могут быть отделены от последнего достаточно надежно. Магнитная фракция из аллювия и элювия содержит три вида зерен: 1) бурые, покрытые оксидными пленками, хорошо окатанные или сплющенные зерна магнетита; 2) коричнево-бурые октаэдрические и слабо окатанные зерна, по всей видимости, состоящие из лимонита или гетита; 3) черные октаэдрические зерна и их обломки, грани которых имеют сильный смоляной блеск. Последний тип содержит в своем составе хроммагнетит, для которого были получены содержания основных петрогенных компонентов (табл.).

Из таблицы видно, что обе группы имеют сходные содержания всех элементов, что позволяет обрабатывать данные единым массивом: высокое содержание FeO при относительно низких концентрациях Cr_2O_3 и практически полном отсутствии Al_2O_3, незначительное содержание MgO во всех пробах. Значимое количество в двух пробах (а1-1 и 4-1) SiO_2 можно объяснить присутствием мелкодисперсной примеси силикатного минерала – при дальнейшей обработке данных они были исключены.

Согласно полученным анализам, на диаграмме Н. В. Павлова [1979] все зерна попали в поле, соответствующее хроммагнетиту. При этом концентрации основных компонентов варьируют в широких пределах, что может свидетельствовать о происхождении хроммагнетита в процессе метасоматического преобразования хромита с неравномерным замещением хрома и алюминия железом. В пользу этого говорит и присутствие магния, а также его неравномерное распределение. В свою очередь коэффициенты вариации для Cr_2O_3 и FeO* соответствуют равномерному распределению, следовательно, результаты вписываются в один непрерывный тренд.

Корреляционный анализ позволил установить сильную обратную связь Cr_2O_3 и FeO* (коэффициент корреляции = –0.93), а также среднюю обратную связь FeO* и MgO (коэффициент корреляции = –0.73). Таким образом, трехвалентное и двухвалентное железо замещает хром и магний соответственно. Это можно сопоставить с данными, полученными для различных типов хромитов коренных пород [Пушкарев и др., 2007], где авторы отмечают зональность хромитов в рудных телах, связанную именно с замещением магния и алюминия железом. В данном случае предположение подтверждается факторным анализом, выполненным методом главных компонент. Судя по таблице факторных нагрузок, оксиды хрома и магния под действием первого фактора выносятся (коэффициенты: –0.921 и –0.85 соответственно), а железа – значительно накапливаются (коэффициент: 0.91). Как показывают другие исследования, эта закономерность может наблюдаться и в коренных хромшпинелидах, а смещение тренда составов к Cr – Al, Fe^{3+} может считаться характерным для зональных массивов, подобных Нижнетагильскому [Чащухин и др., 2007].

Таблица

Химический состав хроммагнетита из аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива, мас. %

	Анализ	MgO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	FeO*
Элювий	6-1	6.33	–	0.45	0.52	43.08	48.85
	4-3	4.77	–	0.73	0.53	42.56	51.4
	5-4	4.82	–	0.46	0.64	41.32	52.77
	4-5	4.49	–	0.57	0.31	40.65	53.4
	4-4	1.47	1.45	0.61	–	39.81	56.66
	2-5	2.94	–	–	0.41	38.87	56.52
	6-5	–	4.07	–	0.42	38.72	56.8
	2-4	4.59	-	–	0.45	38.25	56.1
	1-1	4.04	5.95	–	0.35	37.94	51.73
	6-4	4.05	–	0.37	0.38	37.76	56.91
	2-1	3.52	–	-	0.39	37.58	58.52
	4-1	6.7	–	3.01	0.37	37.18	52.74
	1-4	2.58	3.87	–	0.43	31.3	61.82
	1-2	0.83	0.74	–	0.24	29.91	68.29
	2-6	1.49	–	–	0.33	26.59	70.72
	5-1	2.04	–	0.47	0.53	25.97	70.44
	Среднее	3.42	1.01	0.42	0.39	36.72	57.73
Аллювий	а1-1	7.24	6.63	9.06	0.47	47.14	29.47
	а2-2	6.21	–	–	0.35	46.6	46.83
	а5-2	4.13	5.5	–	0.29	38.96	51.11
	а4-5	3.98	–	–	0.49	38.81	56.83
	а6-1	4.21	5.77	–	0.45	36.52	53.05
	а5-1	2.94	5.64	–	0.61	25.18	65.63
	Среднее	3.87	2.19	0.83	0.41	35.78	56.74
	Общее среднее	3.79	1.80	0.72	0.41	37.30	55.75
	Коэф. вариации	48.44	146.22	144.69	34.83	16.12	12.07

Примечание. Данные отсортированы по снижению содержания Cr_2O_3. FeO* – суммарное железо.

Факторные нагрузки хорошо проиллюстрированы на диаграмме, на которой данные разделяются на четыре поля (рис.). Стоит отметить, что имеется, как минимум, три основные группы хроммагнетитов: 1) хромистый – содержание Cr_2O_3 значительно превосходит содержание FeO* и варьирует от 38 до 43 мас. %; 2) железистый – разделяется на две группы по содержанию Al_2O_3, практически сходных по концентрации FeO* (56–71 мас. %), и 3) алюмосодержащий – небольшая группа, в которой содержание Al_2O_3 достигает наибольших значений (6 мас. %). Анализы хроммагнетита из аллювия и элювия не распались на отдельные группы, а оказались в совместных ореолах, что лишний раз подтверждает схожесть их химического состава.

Таким образом, в отличие от предыдущих работ, в которых описывается развитие хроммагнетита по хромиту [Лазаренков и др., 2009], нами наблюдались значительные концентрации самостоятельных зерен хроммагнетита. Неравномерность химического состава, в частности, вариации содержаний Cr_2O_3 и FeO*, привела к разделению образцов хроммагнетитов на три основные группы и свидетельствует об

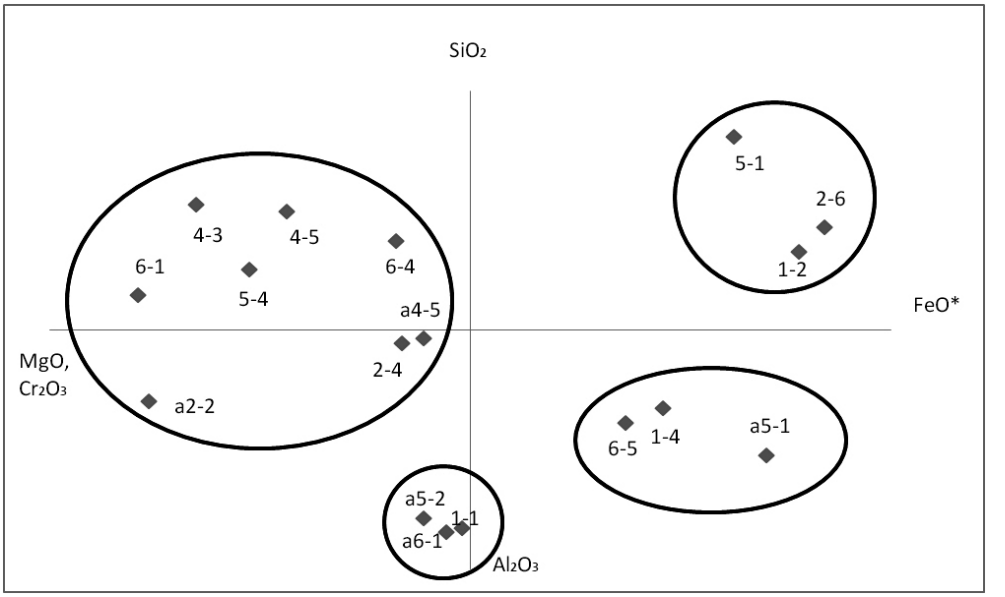


Рис. Факторная диаграмма составов хроммагнетита из аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива.

Номера проб соответствуют данным в табл. 1.

их происхождении из коренных пород. Это позволяет объяснить действие первого фактора из факторного анализа, который может отображать метасоматическое изменение хромита. Хроммагнетит из аллювиальных и элювиальных отложений демонстрирует сходный химический состав, следовательно, его образование происходило в сходных условиях.

Литература

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Л., 1928. Вып. 108. 56 с.

Лазаренков В. Г., Таловина И. В., Воронцова Н. И. Платиноиды, золото и серебро в гипергенных никелевых месторождениях. СПб.: СПбГУ, 2009.

Павлов Н. В., Григорьева И. И., Гришина Н. В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65–79.

Пушкарев Е. В., Аникина Е. В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

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

С. Ю. Степанов[1], А. А. Рассолов[1], В. Л. Уголков[2]
[1] – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург
Stepanov-1@yandex.ru
[2] – Институт химии силикатов РАН, г. Санкт-Петербург

Геологическая характеристика Перовскитовых копей и исследование крупных кристаллов перовскита, Южный Урал

(научный руководитель А. И. Глазов)

Часть кристаллов, на основе которых производились исследования, была обнаружена на территории небольшого проявления скарновых минералов вблизи д. Медведевка, около 20 км к западу от г. Златоуст, Челябинская обл. Проявление вскрыто 20 шурфами и канавами глубиной до 2.5 м и длиной до 5 м. За территорией западного склона Чувашских гор, на которой располагаются выработки, закрепилось название Перовскитовых копей, которые являются уникальным проявлением крупных кристаллов перовскита [Еремев, 1899; Мушкетов, 1877].

Для сравнения были изучены массивные прожилковые среднезернистые агрегаты перовскита из Ахматовской копи в Ильменском государственном заповеднике. Первый образец представлен небольшими зернами рудного минерала сиреневого цвета, слагающими прожилок в везувиан-гранатовых породах второй выработки копи. Второй представляет собой прожилок магнетит-перовскитового состава в кальцит-хлоритовых породах первой выработки копи.

Все копи имеют пространственную связь с Кусинско-Копанской габбровой интрузией, прорывающей толщу мраморов Саткинской свиты [Мясников, 1954]. Выработки разбросаны вдоль узкой полосы, ориентированной субмеридионально на расстоянии около 18 км. На территории копей выделяются два участка по особенностям геологического строения.

Первый участок в южной части разработок представляет собой серию жил хлоритовых и серпентин-хлоритовых пород в среднезернистом мраморе мощностью от 0.2 до 1.5 м (рис. 1а). В краевых частях жилы преобладает серпентин, слагающий 70–85 % породы. В центральной части жилы в породе возрастает количество хлорита: через хлорит-серпентиновую разность она переходит к серпентин-хлоритовой и хлоритовой. Наиболее часто в хлоритовых, реже в серпентиновых породах наблюдаются прожилки кальцита с размером индивидов до 10–12 см. По мере приближения к контакту с кальцитом в хлоритовых породах возрастает количество кальцита, достигая нередко 20–25 %. Среди хлоритовых, реже – серпентиновых, пород можно наблюдать небольшие прожилки, выполненные агрегатом магнетита и перовскита при участии клинохлора. Обычно на контакте хлоритовой породы с массой, сложенной гигантскими индивидами кальцита, наблюдаются кристаллы свободного роста хлорита, перовскита, магнетита, диопсида. Здесь перовскит образует кубические кристаллы с комбинационной штриховкой на гранях. В редких случаях в хлоритовых телах наблюдаются параллельно-шестоватые агрегаты II рода, сложенные хлоритом и пироксеном, которые говорят о росте минералов одновременно с раскрытием трещины, в которой происходит кристаллизация. В этих прожилках перовскит представлен кристаллами размером до 2 см с габитусными формами {111}, {540} и {230}.

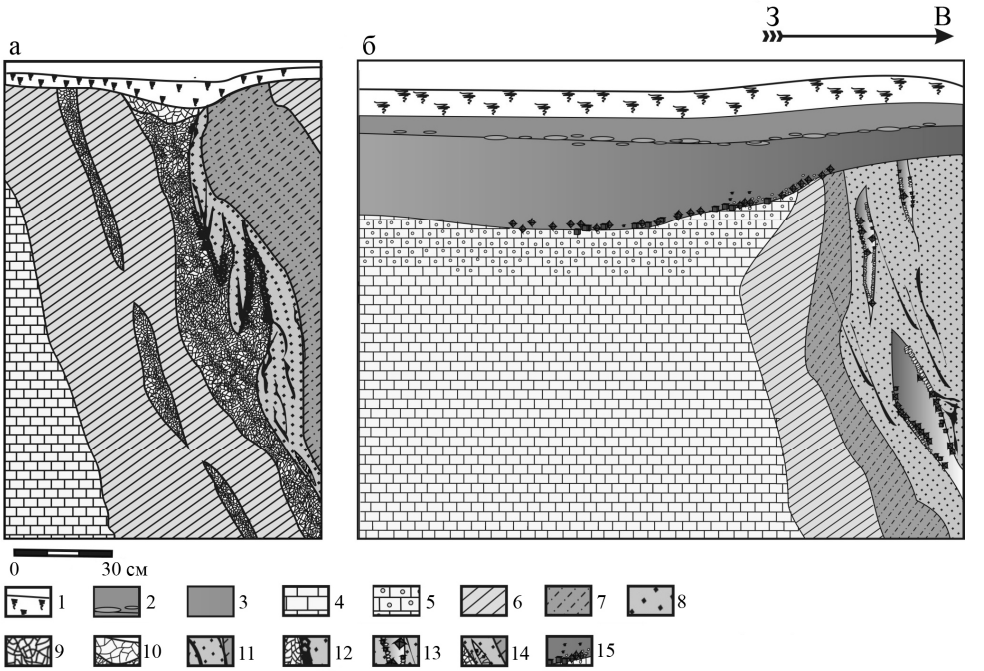


Рис. 1. Схема геологического строения южного (а) и северного (б) участков копи перовскитсодержащих жил на Перовскитовых копях.

1 – почвенный слой; 2 – суглинки с гальками кварцитов; 3 – красно-коричневые глины; 4 – вмещающие мелкозернистые мрамора; 5 – выветрелые мрамора; 6 – серпентиниты; 7 – серпентин-хлоритовые породы; 8 – хлоритовые породы; 9 – грубозернистые кальцитовые породы; 10 – выветрелая часть кальцитового тела; 11 – перовскит-магнетитовые прожилки; крупные кристаллы хлорита, магнетита и перовскита в полостях, заполненных кальцитом (12) и глиной (13); 14 – диопсид-хлоритовые жилы с перовскитом и магнетитом; 15 – крупные кристаллы магнетита и перовскита в глинах.

Второй участок копи характеризуется развитием карстовых процессов (рис. 1б). Тела серпентиновых, серпентин-хлоритовых и хлоритовых пород залегают в слое красно-коричневой вязкой глины мощностью до 0.5 м, которая залегает на мраморном плотике и распространяется вниз по склону горы на расстояние до 25 м от жилы, перекрывающемся небольшим прослоем серо-коричневых глин с обломками, гальками и, редко, валунами кварцитов. Особенности геологического строения этих тел сходны с ранее описанными, однако трещины в породах выполнены не кальцитом, а заполнены глиной, обогащенной отдельными крупными кристаллами перовскита и магнетита.

На Перовскитовых копях было обнаружено свыше 50 кристаллов перовскита размером более 1.5 см; наиболее крупные индивиды достигали размеров 5–6 см. На основании габитусных форм можно выделить три морфологических типа кристаллов: 1) кубические, 2) с развитием формы {111} и 3) гранями тетрагексаэдра.

Для полостей в хлоритовых породах наиболее характерны кубические кристаллы (рис. 2а, см. вкладку, с. 163) перовскита с хорошо выраженной комбинационной штриховкой в парагенезисе с клинохлором и магнетитом, очень редко диопси-

дом. При гониометрических наблюдениях были определены грани с небольшим площадным развитием следующих простых форм: {110}, {111}, {221}, {230}, {112}. Комбинационная штриховка на гранях (рис. 2е) представляет обычно переход от куба к тетрагексаэдру с символом {430}, реже с символом {540}. Особенностью строения таких образований в шлифах является наличие совершенно изотропного центра кристалла, а в краевых частях с комбинационной штриховкой – развитие полисинтетического двойникования перовскита, при этом часть двойников имеет слабое двупреломление и небольшой угол погасания. В редких случаях двойникование наблюдается в центральных частях кристаллов. Для перовскита, помимо собственных ростовых элементов огранения, отмечаются поверхности одновременного роста, прежде всего, с магнетитом, реже хлоритом и кальцитом. На нескольких кубических кристаллах обнаружены закономерные нарастания хлорита на перовскит с классической ступенчатой индукционной поверхностью (рис. 2д).

В хлорит-диопсидовых прожилках (рис. 2г) или полостях хлоритовых пород, выполненных этими минералами, встречаются кристаллы двух морфологических типов. Наиболее распространены октаэдрические кристаллы (рис. 2б) размером до 8 мм с гранями простых форм {110}, {100}, {210}, {112} и {234}. Реже встречаются кристаллы с габитусной формой {540} и {230} размером до 2 см (рис. 2в) со слабо развитыми другими простыми формами, обычно представленными {100} и {111}. Внутреннее строение как октаэдрических, так и тетрагексаэдрических кристаллов однородное, без двойникования. Для перовскита этих морфологических типов были зафиксированы поверхности одновременного роста с диопсидом, магнетитом и кальцитом.

При микрозондовых исследованиях выявлено практически полное соответствие минерала его формуле $CaTiO_3$ независимо от морфологических типов. В некоторых случаях отмечена незначительная примесь железа (<0.67 мас. % при среднем значении 0.37 мас. %). Перовскит сиреневого цвета из прожилка в везувиан-гранатовых породах Ахматовской копи и кристаллы третьего морфологического типа из Перовскитовых копей лишены примесей. Стоит отметить отсутствие зональности и вариации состава минерала в зависимости от кристаллографических направлений, а также сходство химического состава индивидов в полисинтетических и обычных двойниках.

Для кристаллов трех морфологических типов были проведены исследования полиморфных переходов при помощи дилатометра Dil 402 C (NETZSCH) в интервале температур от 40 до 900 °C. На графике изменения коэффициента термического расширения устанавливаются некоторые незначительные отличия во внутреннем строении для образцов разных морфологических типов. В интервале температур 520–560 °C на всех кривых, полученных с разных кристаллов, отмечается незначительное скачкообразное изменение коэффициента термического расширения, которое интерпретируется неоднозначно. Отсутствие явных полиморфных переходов может свидетельствовать либо о крайне незначительных изменениях объема при перестроении кристаллической структуры, либо о том, что перовскит имеет устойчивую кристаллическую решетку. С учетом огранения кристаллов простыми формами кубической сингонии можно предполагать наличие пространственной решетки с F или I ячейкой Браве.

Парагенетические ассоциации, особенности огранки кристаллов перовскита и их генетические взаимоотношения с другими минералами позволяют разделить перовскитовую минерализацию на две ассоциации. К первой относятся более высокотемпературные минералы с габитусными формами {111} и {540}. Они характеризу-

ются отсутствием комбинационной штриховки на гранях, однородным внутренним строением и имеют поверхности одновременного роста с диопсидом и магнетитом. Вторая ассоциация представлена кристаллами с преобладанием простой формы {100}. Для них характерно наличие комбинационной штриховки на гранях, развитие как обычного двойникования, так и полисинтетического, и поверхностей одновременного роста с клинохлором и кальцитом. Зависимость химического состава от морфологии или парагенетических ассоциаций отсутствует. Положение граней простых форм кристаллов с углами, характерными для кубической сингонии, и отсутствие явных полиморфных переходов при нагревании свидетельствуют о соответствии кристаллической структуры минерала симметрии кубической сингонии, но подтверждение этого факта требует более детальных исследований.

Литература

Еремев П. В. Перовскит из Чувашской горы в Златоустовском округе на Урале // Записки Российского минералогического общества. 1899. Ч. 36. Вып. 1. С. 1117.

Мушкетов И. В. Материалы для изучения геогностического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале. СПб.: Типография императорской академии наук, 1877. 231 с.

Мясников В. С. Минеральные копи Шишимских и Назямских гор // Минералогия Урала. Т. 1. М.: АН СССР, 1954. С. 250–268.

Д. А. Артемьев, С. А. Садыков, Н. Н. Анкушева
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
artemyev@mineralogy.ru

Условия формирования и источники вещества гидротермальных карбонатов в скарнах и обрамлении Круглогорской синформы (Южный Урал)

Введение. Круглогорская синформа залегает в серпентинитовом меланже Главного Уральского разлома, с одной стороны ограничиваясь Таловско-Кемпирсайским, а с другой – Узынкырским поясами ультрабазитов [Жилин и др., 1974ф]. Эта структура выполнена круглогорской вулканогенно-осадочной толщей, отнесенной к отложениям карамалыташской свиты [Артюшкова, 2009]. С запада и востока зона Главного Уральского разлома ограничена карбонатными и вулканогенно-осадочными отложениями карбона, относимыми к зилаирской и березовской свитам. В пределах синформы локализовано Круглогорское золото-железорудное месторождение, а на ее южном продолжении – золоторудные залежи Мечниковской и Архангельской площадей [Жилин и др., 1974ф].

Среди рудоносных зон этих месторождений определяющее значение имеют карбонатные толщи и карбонатсодержащие породы различного генезиса. Наиболее значительно представлены мраморизованные раннедевонские известняки среди вулканитов круглогорской толщи. Карбонатные прожилки и гнезда выделены в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах, локализованных в скарнах Кругло-

горского месторождения. Также известняки карбонового возраста известны на западной и восточной частях круглогорской синформы, где вдоль их контактов с серпентинитами развиты многочисленные золоторудные месторождения, связанные с карбонатсодержащими лиственитами и тальк-карбонатными породами.

Целью работы явилось установление условий и источников вещества карбонатов при формировании карбонатсодержащих пород в рудовмещающих комплексах круглогорской синформы и ее периферии. Объектами исследования явились карбонатные породы различного генезиса Круглогорского рудного поля в центральной части синформы, связанные со скарнами, и Архангельского золоторудной площади на ее юго-западном продолжении.

Методы исследований. Изотопный состав углерода исследовался на масс-спектрометре Delta^{plus}Advantage. При измерении изотопных отношений использовались стандарты МАГАТЭ NBS-19 и NBS-18. Среднеквадратичное отклонение измерений внутреннего стандарта равно 0.55 ‰, PDB. Для исследований использовался элементный анализатор EA Flash1112, метод – online.

Флюидные включения изучались стандартными методами криометрии и термометрии [Борисенко, 1977; Реддер, 1987]. Микротермометрические исследования проводились в микрокриотермокамере THMSG-600 LINKAM, на микроскопе OLYMPUS с объективом 50^{x} (миасский филиал ЮУрГУ). Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений ±1°С. Концентрации солей в растворе оценивались по температуре плавления льда в пересчете на систему H_2O-NaCl по данным [Bodnar, Vityk, 1994]. Фазовый состав солевых систем определялся по данным [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации включений приняты за минимальные температуры процесса минералоообразования [Реддер, 1987].

Характеристика проб. На Круглогорском рудном поле были отобраны осадочные, гидротермальные и метасоматические карбонаты из рудовмещающих зон. Осадочные карбонаты представлены микрозернистым белым кальцитом в прослоях и гнездах мощностью до 2–3 см в базальтах круглогорской толщи (обр. 51/105) и микрокристаллическим рыхлым кальцитом из обломков размером до 5–7 см в андезибазальтовых лавокластитах круглогорской толщи (обр. Кр-5). Карбонаты метасоматического генезиса представлены мраморовидными породами из глубинных скарновых зон месторождения (обр. 21/648а, б). В них выделяется два типа кальцита: участки, представленные таблитчато-удлиненными кристаллами размером от 0.4 до 2 мм с флюидными включениями и участки, сложенные темным слабопрозрачным кальцитом изометричной формы с размером зерен от 0.02 до 0.2 мм (рис. 1а, см. вкладку, с. 163). Карбонаты гидротермального генезиса представлены гнездами и прожилками белого кальцита мощностью до 7–8 мм в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах Круглогорского месторождения (обр. 113/19, С113/45) (рис. 1б).

На периферии круглогорской синформы были отобраны карбонаты на золоторудных месторождениях Мурашкина гора и Телегинское из гидротермально-метасоматических тальк-карбонатных пород и лиственитов по серпентинитам. Образцы МГ-11 (Телегинское) и МГ-103 (Мурашкина гора) представлены желтоватым анкеритом с размером зерен до 0.3–0.5 мм в зеленом пятнистом листвените. Образцы МГ-10 и МГ-43 из тальк-карбонатных пород вышеупомянутых месторождений представлены скрытокристаллическим магнезитом с размером зерен до 0.1 мм.

Результаты исследований. Полученные данные изотопных отношений углерода из осадочных, гидротермальных и метасоматических пород Круглогорского рудного поля показывают значения от –2.9 до +1.1 δ^{13}С ‰, VPDB (табл.), что соот-

Таблица

Изотопный состав углерода из карбонатных и карбонатсодержащих пород круглогорской синформы

№ п/п	Образец	$\delta^{13}C$ ‰, VPDB	Тип карбонатов
1	С113/45	+0.1	Кальцит белый из гнезд в магнетитовых рудах
2	51/105	–2.9	Кальцит белый из известняка в прослоях среди базальтовых лавокластитов
3	Кр-5	+1.3	Кальцит серый из обломков известняков в базальте
4	21/648-1	+0.6	Кальцит белый из мраморов в скарновой зоне
5	21/648-2	+1.1	Кальцит белый из мраморов в скарновой зоне
6	МГ-10	–8.0	Магнезит с тальком из тальк-карбонатного метасоматита
7	МГ-11	–5.9	Анкерит серовато-желтый из лиственита
8	МГ-103	–6.2	Анкерит серовато-желтый из лиственита

ветствует значениям карбонатов, формировавшихся из морской воды (разброс –2.5…+2.5 $\delta^{13}C$ ‰, VPDB) [Фор, 1989]. Значения отношений изотопов углерода гидротермальных и метасоматических карбонатов в рудах и рудовмещающих зонах также укладываются в этот интервал, что указывает на их перекристаллизацию и переотложение из первично-осадочных карбонатов рудного поля без значительного привноса магматической компоненты.

Температуры гомогенизации флюидных включений в кальците из гнезд в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах, который имеет признаки совместного роста с магнетитом (С113/19а, б), составляют 153–192 °С (43 опр.), в гидротермальном кальците из мраморизованных известняков (21/648а, б) – 202–241 °С (35 опр.) (рис. 2). Соленость флюида составила 3.3–6.5 мас. % NaCl-экв. Наблюдается прямая зависимость между температурами гомогенизации и соленостью растворов. Среди растворенных солей во флюидных включениях гидротермальных кальцитов преобладающими оказываются гидрокарбонаты, карбонаты и сульфаты Na, наряду с NaCl, что указывает на растворение гидротермальными растворами сульфидов и первично-осадочных карбонатов при мраморизации и отложении кальцита. С увеличением глубины растет температура и соленость растворов, приводивших к отложению кальцита.

В отличие от центральной части синформы со скарновыми зонами, на периферии в гидротермально-метасоматических золоторудных месторождениях, изотопный состав углерода гидротермальных карбонатов колеблется от –5.9 до –8.0 $\delta^{13}C$ ‰, VPDB. Это характерно для гидротермального флюида с преобладанием магматической составляющей (около –7 $\delta^{13}C$ ‰, VPDB) [Фор, 1989] и указывает на формирование карбонатов в этих метасоматитах при участии гидротермального флюида магматического происхождения.

Заключение. Мрамора, широко развитые в скарновой зоне Круглогорского месторождения, имеют в своей структуре помимо метасоматического компонента (полиэдры перекристаллизации), также гидротермальный (удлиненные таблитчатые кристаллы), и формировались при частичном переотложении и перекристаллизации ранне-среднедевонских известняков.

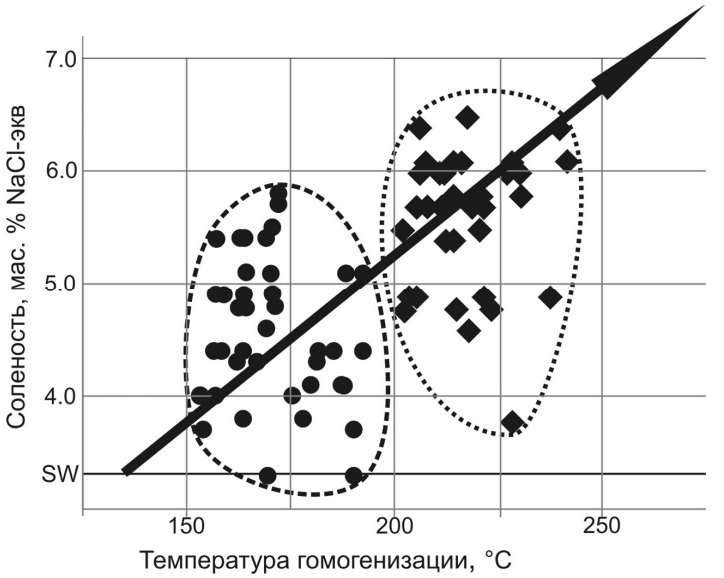


Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации ($T_{гом}$, °С) флюидных включений и концентраций солей в растворах (С, мас. % NaCl-экв.) в гидротермальном кальците из рудных зон Круглогорского месторождения.

● – обр. 113/19а, б, ♦ – обр. 21/648а, б.

Формирование гидротермальных карбонатов в рудно-магматической системе Круглогорского месторождения связано с растворением и переотложением карбонатного вещества морского генезиса, широко развитого на рудном поле. Этим они отличаются от золоторудных гидротермальных систем на периферии круглогорской синформы с месторождениями березит-лиственитовой формации, где отлагающиеся карбонаты в метасоматических породах связаны с магматической составляющей гидротермального флюида.

Температуры отложения гидротермальных карбонатов в скарновой зоне Круглогорского месторождения прямо коррелируют с глубиной отложения и соленостью растворов, что говорит об остывании флюида ближе к поверхности и смешении его с морской водой.

Авторы благодарят за помощь и ценные советы профессора В. В. Зайкова. Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-31483 мол_а и гранта для молодых ученых УрО РАН.

Литература

Артюшкова О. В. Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. 41 с.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Жилин И. В., Плохих Н. А., Яковенко Л. И., Мурдит З. М. Составление прогнозной карты на железные руды масштаба 1:50 000 по северной части Круглогорской железорудной зоны. Челябинск, 1974ф.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

В. К. Герасимов
Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
gerasimov@danet.in

Эволюция состава граната и турмалина в пегматитах Туркестанского пояса, Кыргызстан

(научный руководитель С. И. Коноваленко)

Работами многих исследователей гранитных пегматитов установлено, что в процессе эволюции гранит-пегматитовых систем химический состав сквозных породообразующих и второстепенных минералов жил закономерно меняется, отражая накопление одних и убывание других химических элементов в системе по мере ее развития [Загорский и др., 1997]. Автор попытался выявить эту тенденцию в одном из зональных пегматитовых полей Кыргызстана, входящем в состав Туркестанского пояса.

Рассматриваемый пегматитовый пояс приурочен к крупному субширотному антиклинорию одноименного хребта на юге Средней Азии. Пространственно и генетически герцинские пегматиты пояса связаны с нижнепермскими гранитами каравшинского комплекса [Котельников, 1987]. Их крупные тела площадью до 100 км^2 имеют пластообразную форму, более мелкие по размерам – штоко- и дайкообразны. Граниты прорывают песчано-глинистые отложения силура и среднего карбона, метаморфизованные до уровня эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Вблизи интрузий метаморфизм возрастает вплоть до появления гнейсов и инъекционных гранито-гнейсов. Формирование гранитов комплекса было двухфазным. Первую главную фазу представляют порфировидные, часто гнейсовидные биотитовые граниты, адамеллиты и гранодиориты. Вторую дополнительную – мелкозернистые, обычно гнейсовидные лейкократовые и аплитовидные гранат-турмалиновые граниты с участками грейзенизации. Завершают становление породы жильной серии, представленные аплитами и пегматитами, включая их редкометальные разности. Пегматитовые жильные зоны, как правило, залегают в кристаллических сланцах за пределами интрузий и окаймляют выходы гранитных массивов. Гораздо реже пегматитовые жилы встречаются в самих гранитах, прорывая в этом случае адамеллиты и гранодиориты первой фазы и только иногда грейзенизированные лейкограниты. Общее число пегматитовых жил пояса насчитывает несколько тысяч. Обособленные поля слагают десятки и сотни тел, отдельные проявления могут представлять даже единичные тела. Форма пегматитов чаще всего жильная. Мощность жил колеблется от дециметров до 25 м, а протяженность по простиранию составляет десятки и сотни метров, в редких случаях несколько километров. В жильных зонах жилы располагаются кулисами или образуют четковидные серии. В сланцах они обычно выполняют полости отслаивания, согласные со сланцеватостью, приобретая плитообразную,

седловидную или более сложную форму, характеризуемую присутствием раздувов, пережимов и апофиз [Котельников, 1987].

Среди пегматитов пояса установлены жилы плагиоклаз-микроклинового, микроклинового, микроклин-альбитового, сподумен-микроклин-альбитового, сподумен-альбитового и альбитового парагенетического типа по Н. А. Солодову [1971]. При этом внутригранитные пегматиты всегда представлены только ранними безрудными жилами плагиоклаз-микроклинового состава, тогда как отжатые в идеальном случае формируют весь ряд, начиная с плагиоклаз-микроклиновых и заканчивая альбитовыми. В конкретных полях, однако, набор парагенетических типов жил чаще всего ограничен несколькими и даже одним.

Целью данных исследований являлось изучение эволюции состава граната и турмалина из жил, обнажающихся в верховьях р. Кара-Су. Жилы ранней генерации представляют пегматиты, залегающие в грейзенизированных гнейсоватых гранитах второй дополнительной фазы каравшинского комплекса. Они формируют тела мощностью от нескольких сантиметров до первых метров и протяженностью 5–50 метров. Пегматиты занимают резко секущее положение относительно ориентировки гнейсоватости гранитов и имеют с последними довольно постепенные переходы. Внутреннее строение жил неясно зональное. Обычно они сложены средне-крупнозернистым агрегатом кварца и калиевого полевого шпата с небольшим количеством кислого плагиоклаза, мусковита, граната и турмалина. Размер выделений минералов увеличивается от зальбандов к центру от миллиметров до нескольких сантиметров, структура жил в этом же направлении меняется от гранитной до мелкоблоковой. Преобладающей минеральной фазой является серый полупрозрачный кварц характерного гранулированного облика. Он слагает матрицу пегматита (местами до 50 % объема) и отчетливо ксеноморфен относительно всех остальных минералов. Калишпат второй по распространенности минерал в жилах. В центральной мелкоблоковой зоне его выделения белого и светло-серого цвета достигают размера 10–12 см в поперечнике. Кислый плагиоклаз (№ 8–12) заметно уступает по распространенности и кварцу, и калишпату и развит преимущественно в краевых зонах.

Из второстепенных минералов в жилах присутствуют мусковит, гранат и турмалин. Турмалин распространен наиболее широко. Он образует конусовидные призматические кристаллы черного цвета размером до 15 см по удлинению. В призальбандовых частях тел кристаллы обычно имеют директивную ориентировку, однако, к центру она утрачивается и становится хаотичной. Нередко наблюдаются радиально-лучистые сростки (турмалиновые солнца). Гранат уступает по распространенности турмалину. Его выделения коричнево-красного цвета размером до 1–1.5 см могут быть как ксеноморфными, так и идиоморфными. В последнем случае кристаллы представлены тетрагонтриоктаэдрами (211) с грубой комбинационной штриховкой на гранях. Черный турмалин и красный гранат в качестве второстепенных минералов постоянно присутствуют и в пегматитовых жилах, залегающих за пределами гранитных массивов в сланцах. Особенно они характерны для начальных типов парагенетического ряда: плагиоклаз-микроклинового, микроклинового и микроклин-альбитового. Размеры, морфология и парагенезис их сходны с таковыми у рассмотренных выше внутригранитных жил.

Автором с помощью микрозонда исследован состав граната и турмалина внутригранитных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, а также отжатых микроклиновых, микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых (табл.).

Таблица

Химический состав турмалина и граната пегматитов Туркестанского пояса (мас. %)

Компоненты	Турмалин			Гранат		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	32.06	33.79	37.02	35.69	36.82	35.92
TiO_2	0.67	0.55	0.17	–	0.02	0.04
Al_2O_3	30.60	35.41	38.32	20.40	20.80	20.67
FeO	11.43	10.63	8.73	25.98	31.88	23.97
MnO	0.27	0.16	0.17	17.09	9.93	19.35
ZnO	–	0.02	1.06	–	–	–
MgO	1.51	3.20	0.05	0.43	1.07	0.18
CaO	0.11	0.16	0.08	0.41	0.59	0.12
Na_2O	1.55	1.91	2.30	–	–	–
K_2O	0.06	0.05	0.02	–	–	–
∑	78.26	85.88	87.92	100.00	101.11	100.25
Кристаллохимические формулы минералов						
$(Na_{0.56}\square_{0.41}Ca_{0.02}K_{0.01})_{1.00}(Fe^{2+}_{1.78}Al_{0.67}Mg_{0.42}Ti_{0.09}Mn_{0.01})_{3.00}Al_{6.00}[(Si_{5.96}Al_{0.04})_{6.00}O_{18.00}]\times$ $\times(BO_3)_3(OH_{3.58}O_{0.42})_{4.00}$ (1)						
$(Na_{0.62}\square_{0.34}Ca_{0.03}K_{0.01})_{1.00}(Fe^{2+}_{1.49}Mg_{0.77}Al_{0.65}Ti_{0.07}Mn_{0.02})_{3.00}Al_{6.00}[(Si_{5.66}Al_{0.34})_{6.00}O_{18.00}]\times$ $\times(BO_3)_3(OH_{3.88}O_{0.12})_{4.00}$ (2)						
$(Na_{0.72}\square_{0.27}Ca_{0.01})_{1.00}(Al_{1.32}Fe^{2+}_{1.18}Li_{0.32}Zn_{0.13}Mn_{0.02}Ti_{0.02}Mg_{0.01})_{3.00}Al_{6.00}[Si_{6.00}O_{18.60}]\times$ $\times(BO_3)_3(OH_{3.38}O_{0.62})_{4.00}$ (3)						
$(Fe^{2+}_{1.75}Mn_{1.20}Mg_{0.05}Ca_{0.04})_{3.04}(Al_{1.95}Fe^{2+}_{0.05})_{2.00}[(Si_{2.96}Al_{0.04})_{3.00}O_{12.00}]$ (4)						
$(Fe^{2+}_{2.17}Mn_{0.68}Mg_{0.13}Ca_{0.05})_{3.03}Al_{1.99}[Si_{2.99}O_{12.00}]$ (5)						
$(Fe^{2+}_{1.66}Mn_{1.35}Mg_{0.02}Ca_{0.01})_{3.04}Al_{2.01}[Si_{2.97}O_{12.00}]$ (6)						

Примечание. 1 – турмалин из плагиоклаз-микроклиновых внутригранитных пегматитов; 2 – турмалин из микроклиновых пегматитов кристаллических сланцев; 3 – турмалин из клевеландитовой зоны отжатых сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов; 4 – гранат из плагиоклаз-микроклиновых внутригранитных пегматитов; 5 – гранат из микроклиновых пегматитов, залегающих в кристаллических сланцах; 6 – гранат из отжатых микроклин-альбитовых пегматитов.

Расчет кристаллохимических формул минералов проведен по стандартным методикам [Булах, 1967] и осуществлялся для турмалина по катионам, а для граната – по кислороду.

Приведенные данные показывают, что состав черного турмалина пегматитов, традиционно относимого к шерлу, на самом деле является гораздо более сложным. Пересчет его на миналы в соответствии с существующими в настоящее время представлениями о классификации минералов группы турмалина [Hawthorne, Henry, 1999], дает от 4 до 6 условных молекул. Хотя в каждом из проанализированных турмалинов шерловый минал доминирует, однако, наряду с ним, в больших объемах (от 35 до 63 %) получаются иные расчетные миналы. Обращает на себя внимание постоянный дефицит щелочей в первой структурной позиции всех изученных турмалинов, свидетельствующий о присутствии в их составе щелочно-деффектных миналов. Дефицит щелочей особенно велик в турмалине, возникшем на стадии кислотного выщелачивания, из интенсивно грейзенизированных внутригранитных жил и почти исчезает у минерала, ассоциирующего с клевеландитом из сподумен-

микроклин-альбитовых жил в сланцах. Ранний турмалин внутригранитных пегматитов и жил ближнего экзоконтакта, удаленных от контакта с гранитами жил поздних парагенетических типов (микроклин-альбитового и сподумен-микроклин-альбитового), обогащен Fe и Mg, количество которых в черном турмалине постепенно сближается на фоне роста Zn и особенно Al. Последний связан преимущественно с оленитовым миналом в слабо минерализованных внегранитных пегматитах поля, как и в жилах других провинций [Афонина и др., 1990], в то время как в черном турмалине сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов уже появляется расчетный литий, обязанный присутствию в его составе эльбаитового минала.

Вариации состава граната связаны с колебаниями содержаний Fe и Mn. Внутригранитные жилы и жилы ближнего экзоконтакта содержат заметное преобладание альмандинового минала. В более удаленных от контакта жилах гранат по составу ближе к спессартину.

Таким образом, выполненные исследования свидетельствуют о том, что особенности состава граната и турмалина пегматитов Туркестанского пояса типоморфны и могут быть использованы при поисках и оценке жил, несущих редкометальную минерализацию

Литература

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 144 с.

Котельников В. И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребта с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань). Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Л., 1987. 96 с.

Редкометальные пегматиты / *В. Е. Загорский, В. М. Макагон, Б. М. Шмакин и др.* Т. 2. Гранитные пегматиты. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М.: Наука, 1971. 252 с.

Турмалин (рентгенография и типоморфизм) / *Г. Г. Афонина, В. М. Макагон, Л. А. Богданова, Л. Д. Зорина*. Новосибирск: Наука, 1990. 143 с.

Hawthorne F. C., Henry D. J. Classification of the minerals of the tourmaline group // European Journal of Mineralogy. 1999. № 11. P. 201–215.

А. М. Санжиев, Р. А. Бадмацыренова
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@gin.bscnet.ru

Мезозойский внутриплитный вулканизм Чикой-Хилокской рифтогенной впадины Западного Забайкалья и связанное с ним флюоритовое оруденение

(научный руководитель член-корр. РАН И. В. Гордиенко)

Территория Западного Забайкалья в позднемезозойское время подверглась активным тектономагматическим процессам с формированием многочисленных внутриконтинентальных рифтогенных межгорных впадин, выполненных продуктами внутриплитного вулканизма.

Чикой-Хилокская рифтогенная впадина (ЧХВ) является одной из крупных мезозойских континентальных структур Забайкалья. Впадина протягивается в субширотном направлении более чем на 150 км вдоль среднего течения р. Хилок. На севере она ограничена выступом Заганского хребта, а на юге – поднятиями западной части Малханского хребта, сложенными докембрийскими и палеозойскими породами. В формировании современной структуры Чикой-Хилокской впадины большую роль сыграли бортовые рифтогенные разломы, а также внутренние горстообразные поднятия, подготовившие формирование многочисленных надвигов в посленижнемеловое время [Гордиенко и др., 1999; Иванов и др., 2000].

Позднемезозойские вулканиты, выполняющие впадину, обнажены преимущественно на ее крыльях и относятся к хилокской свите нижнего мела. Ядро впадины сложено терригенными, нередко угленосными отложениями гусиноозерской серии нижнего мела. Вулканогенные образования представлены серией потоков и покровов (до 10) мощностью 3–15 м, нередко разделенных прослоями терригенных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов). Суммарная мощность отложений колеблется от 400 до 1500 м.

Краевая часть ЧХВ отличается блоковым тектоническим строением и широким проявлением эпитермальной флюоритовой минерализации, процессами окварцевания и каолинизации пород [Очиров и др., 1965; Булнаев, 1976]. Флюоритовые рудопроявления приурочены к зонам глубинных и региональных разломов, ограничивающих цепи мезозойских межгорных впадин. К ним относится Новоникольское рудопроявление флюорита, расположенное в среднем течении р. Хилок, в 2–3 км западу от одноименного поселка (рис.) [Булнаев, 1976]. Рудопроявления флюоритовой формации обнаруживают тесную связь с областью мезозойской активизации, в частности, с ее внутренней зоной, где соответствующие тектонические и магматические процессы были наиболее интенсивны.

По составу среди вулканитов выделяются трахибазальты и трахидолеритобазальты. Трахибазальты – самые распространенные породы в составе хилокской свиты. Среди них выделяются афировые, порфировые, мелко-, средне-, крупнолейстовые, плагиоклаз-пироксеновые разновидности. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз ($An_{20–30}$), реже пироксен (авгит). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, часто с оторочками калиевого полевого шпата, а также клинопироксеном, магнетитом, фторапатитом, титаномагнетитом, хлоритизированным стеклом. Трахидолеритобазальты слагают преимущественно центральные части потоков лав, а также субвулканические тела и отличаются от трахибазальтов более высокой степенью раскристаллизации минералов.

Породы Оборской и Шанагинской вулкано-тектонической структуры соответствуют субщелочной высокоглиноземистой калинатровой вулканической серии трахибазальт-шошонит-латитового ряда, которая образовалась из исходной магмы щелочно-базальтового состава. Повышенная щелочность пород обусловлена высоким содержанием K_2O, количество которого здесь достигает 3 %. Величина коэффициента агпаитности более одного свидетельствует об отсутствии типичных щелочных разновидностей. Низкая магнезиальность пород (35–43), невысокие содержания Ni, Co и Cr позволяют рассматривать вулканиты как продукты дифференциации базальтовой магмы. Отношение Ni/Co < 2 указывает на принадлежность расплавов к продуктам малоглубинной дифференциации мантийных магм в промежуточном очаге [Когарко, 1973]. Выполненные пересчеты составов вулканитов по системе CIPW указывают, что они принадлежат преимущественно к Ne (3.7–7.7 %)–Hy (0.9–14.3 %)-

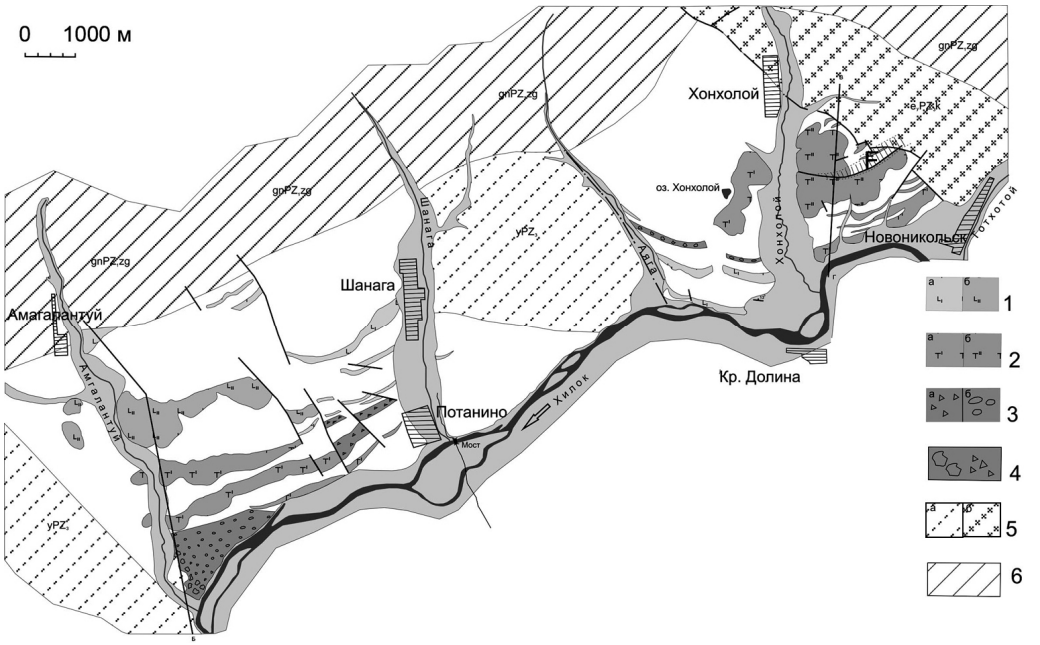


Рис. Схема геологического строения Чикой-Хилокской рифтогенной впадины.

F – Новоникольское флюоритовое рудопроявление. 1 – долерито-базальты: а) потоки, б) субвулканические тела; 2 – трахибазальты-трахиты: а) потоки, б) субвулканические тела; 3 – маркирующие горизонты молассовых отложений мела: а) фангломераты, б) валунные конгломераты; 4 – базальный горизонт: дезинтегрированные породы фундамента, переходящие в фангломераты; 5) гранитные интрузии: а) бичурского (PZ_3), б) кунулейского (PZ_3k) комплексов; 6) метаморфические породы и гранитоиды нижнего палеозоя (PZ_1k).

нормативных разностям [Бадмацыренова и др., 2013]. Геохимические характеристики пород ЧХВ соответствуют особенностям позднемезозойского внутриплитного магматизма рифтовых зон [Иванов и др., 2000].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-31204).

Литература

Булнаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.

Гордиенко И. В., Баянов В. Д., Климук В. С. и др. Состав и возраст (Ar/Ar) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 583–591.

Иванов В. Г., Ярмолюк В. В., Антипин В. С. и др. Внутриконтинентальный магматизм как индикатор процессов образования Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 557–563.

Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co – индикатор мантийного происхождение магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 53–71.

Кононова В. А., Келлер Й., Первов В. А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 152–179.

Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С. и др. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1965. 208 с.

А. С. Романова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
asr@lenta.ru

Рассеянное углеродистое вещество руд месторождения Сухой Лог, Сибирь

(Научный руководитель д. г.-м. н. А. М. Спиридонов)

Генезис стратиформного золото-сульфидного месторождения Сухой Лог в углеродсодержащих карбонатно-терригенных осадочных породах, а также его связь с углеродистым веществом вмещающей толщи всегда вызывали повышенный интерес исследователей. В предлагаемых материалах приведены результаты изучения нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) месторождения золота Сухой Лог с целью выявления его генетической связи с золоторудной минерализацией.

Основная масса рассеянного углеродистого вещества (РУВ) углистых сланцев из руд месторождения Сухой Лог представлена в виде НУВ, который является неструктурированным графитоподобным веществом, возникшим в процессах катагено-метаморфогенных преобразований морских осадков докембрия. Изучение связей УВ с золотом является одним из аспектов чернослацевой проблемы золоторудных месторождений, включая месторождение Сухой Лог. Для этой цели была поставлена экспериментальная работа по дифференциации УВ, связанного с минерализацией руд месторождения.

Из исходных сланцев последовательно выделялось НУВ слюдистой фракции, т.е. легкая фракция, всплывающая в водной среде (НУВ свободное). Далее порода обрабатывалась кислотами: соляной (НУВ карбонатное), плавиковой (НУВ силикатное), азотной (НУВ сульфидное) и остаточное (остаток от породы) [Развозжаева, 1983]. Таким способом, НУВ руд разделено на ряд фракций: «свободное», карбонатное и т.д. (рис. 1). Выделенное НУВ анализировалась на золото методом атомно-абсорбционной и атомно-эмиссионной спектроскопий (табл.). В данной работе рассмотрена сульфидная фракция НУВ, выделявшаяся после растворения пиритов. Эта фракция является самой углеродистой и одной из самых золотоносных по сравнению с продуктами этого ряда дифференциации НУВ.

Таблица

Содержание золота в продуктах выщелачивания углеродистого сланца рудной зоны месторождения Сухой Лог, г/т

Осадок	$C_{орг}$, мас. %	НУВ		Кислый фильтрат	Бумажный фильтр	Взвесь
		П-П	АЭА	ЭАА, мкг/л	ПП	ПП
Отмучивание	19,7	81.3	60	0.14	0.6	<0.03
Выщелачивание:						
Соляно-кислое	18.1	17.8	10	0.1	0.1	<0.03
Фтористо-водородное	9.7	7.8	40	1.5	Не опр.	0.8
Азотно-кислое	28.9	89.7	60	20.7	1.7	Не опр.
Сухой остаток	0.26	8.4	4	–	–	–

Примечание. Методы анализа: ПП – печь-пламя, ЭАА – экстракционный атомно-абсорбционный анализ, АЭА – атомно-эмиссионный анализ.

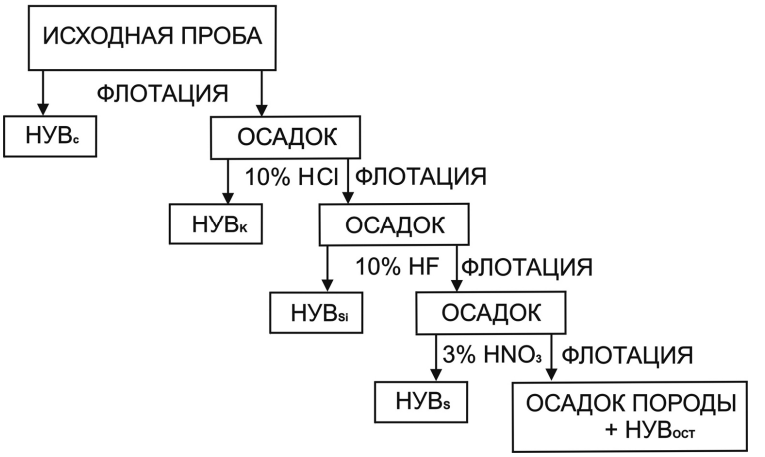


Рис. 1. Схема анализа.

$НУВ_c$ – свободное; $НУВ_к$ – карбонатное; $НУВ_{Si}$ – силикатное; $НУВ_S$ – сульфидное; $НУВ_{ост}$ – остаточное.

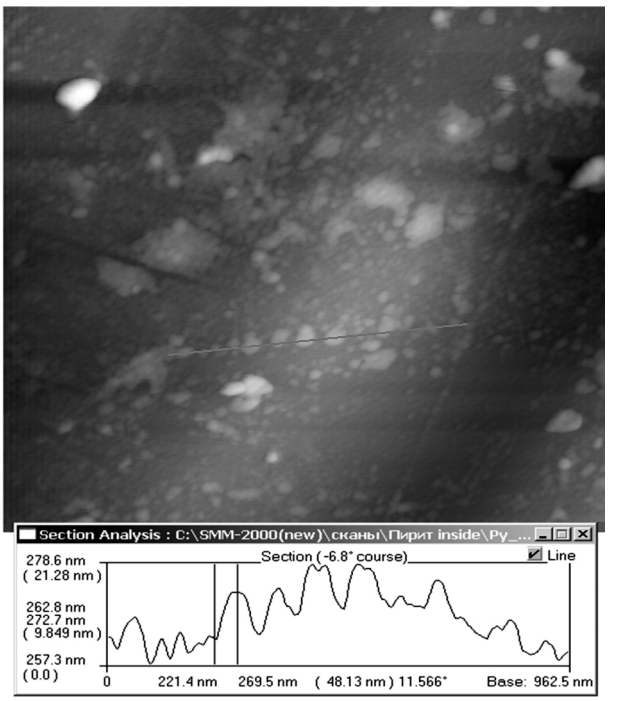


Рис. 2. Изображение поверхности скола кристалла золотоносного пирита на атомно-силовом микроскопе.

Кроме исследования сульфидной фракции НУВ, были проведены работы на кристаллах пирита (электронная микроскопия) [Таусон, 2009]. Из результатов анализа следует, что пирит покрыт сульфокси-анионами и НУВ, содержание которого не уда-

лось понизить при длительном травлении (глубина до 400 нм). В углероде обнаружены высокодисперсные частицы золота, подобные «невидимому» золоту. В сколах также обнаружено НУВ, высокодисперсное золото и углеродистые фазы (рис. 2).

Таким образом, изучение сульфидной фракции НУВ и кристаллов отдельно взятых пиритов свидетельствует о том, что совместное нахождение углерода-золота-пирита свидетельствует об их синхронном осаждении на одной из стадии рудогенеза. Идентификация гетероэлементов (O, S, N) и обнаружение органических фаз (в углеродистой матрице с золотом) внутри пирита показывают возможность транспортировки золота в виде металлоорганических соединений в составе растворимой компоненты (РУВ углистых сланцев) и их участие в процессах рудообразования.

Литература

Развозжаева Э. А. Метод фракционирования нерастворимого органического вещества осадочно-метаморфических пород // Литология и полезные ископаемые. 1983. Т. 3. С. 814–823.

Таусон В. Л., Немеров В. К., Развозжаева Э. А. и др. Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухого Лог и типоморфизм поверхности пирита // ДАН. 2009. Т. 426. № 4. С. 528–532.

М. М. Мачевариани
Национальный Минерально-сырьевой Университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
wmdmaria@gmail.com

Особенности вторичных изменений циркона в интрузивных комплексах Верхнеурмийского плутона (Приамурье)

(научный руководитель Ю. Б. Марин)

Введение. Рациональным подходом к решению вопросов об условиях формирования гранитоидов, сопровождающих месторождения полезных ископаемых, является изучение акцессорных минералов. Циркон, как широко распространенный акцессорный минерал, является одним из самых информативных индикаторов условий петрогенеза. Комплексное изучение его типоморфных особенностей способствует корректному расчленению интрузивных образований и позволяет делать обоснованные генетические выводы.

В статье изложены результаты оптического, электронно-микроскопического и микрозондового исследований вторичных изменений анатомии и состава циркона из гранитоидов Верхнеурмийского плутона на Дальнем Востоке. Выбор объектов исследования продиктован высокими перспективами оловоносности Баджальского района [Григорьев, 1997].

Геологическая характеристика. Верхнеурмийский плутон представляет куполообразный выступ кровли Баджальского криптобатолита с площадью выхода 350 км^2, входит в состав позднемеловой мяо-чанской серии и находится в Баджальской вулкано-плутонической зоне, заложенной на фундаменте юрской аккреционной призмы [Геодинамика..., 2006]. В составе плутона выделяются три этапа посторогенного магматизма (в последовательности формирования): 1) интрузивные

массивы биотитовых гранитов и лейкогранитов баджальского комплекса (далее «биотитовые граниты»), U-Pb возраст которых по данным SHRIMP-II – 96.3 ± 1.0 млн лет; 2) дайковые пояса и штоки монцодиоритов, монцогранитов и эльванов силинского комплекса (далее «монцограниты») возрастом 95.9 ± 0.8 млн лет и 3) шток и дайки циннвальдитовых гранитов (95.5 ± 0.9 млн лет) и онгонитов (89.6 ± 1.5 млн лет) правоурмийского комплекса (далее «циннвальдитовые граниты») [http://alkaline.web.ru/2012/abstracts/Alekseev_rus.htm].

В ранее опубликованных автором работах освещены типоморфизм циркона из Верхнеурмийских гранитоидов, тренды изменения его морфологических особенностей, эволюция температурного режима, поведение элементов-примесей в составе циркона, природа катодолюминесценции в цирконах различных интрузивных комплексов [Мачевариани, Алексеев, 2012а, б; Мачевариани, 2012]. В данной статье описаны особенности морфологии циркона посторогенных гранитоидов (биотитовых гранитов (*Zrn-Bt*), монцогранитов (*Zrn-Mnc*) и циннвальдитовых гранитов (*Zrn-Znw*)) с позиции процессов вторичных изменений.

Оптические и электронно-оптические исследования цирконов позволили выявить существенные различия в морфологии цирконов из различных гранитоидов, коррелирующие с типами цирконов, выделенными на основе микрогеохимических данных [Мачевариани, Алексеев, 2012б]. Сложная внутренняя морфология циркона и наличие вторичных структур говорит о том, что циркон не всегда был в равновесии с окружающей средой. Несмотря на то, что циркон довольно устойчив в коровых и верхне-мантийных условиях, его растворимость повышается в присутствии воды, флюидов, обогащенных CO_2, а также в щелочных растворах и магмах [Федотова и др., 2007].

Ядро циркона типа *Zrn-Bt* значительно обогащено примесями по сравнению периферией зерен (табл.). Это может быть связано с тем, что при более низких температурах при реакции высокотемпературного магматического циркона с водным флюидом, процесс растворения–переосаждения «производит» циркон, содержащий, в среднем, меньше малых и редких элементов, чем родительский циркон.

В случае, если процесс перекристаллизации *Zrn-Bt* заключается в растворении одних участков циркона с последующим ростом других, образование пор (рис. 1, см. вкладку, с. 164) может быть связано с восполнением дефицита объема, поскольку новые, химически более чистые, области имеют меньший объем, чем родительский

Таблица

Распределение элементов-примесей в цирконе из биотитовых гранитов (1), кварцевых монцонитов (2) и циннвальдитовых гранитов (3) Верхнеурмийского массива

Порода	Тип циркона	Ядро	Край
1	*Zrn-Bt*	LREE, HREE, Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Cs, Ba, Th, U, H_2O, F	Hf
2	*Zrn-Monc*	LREE, HREE, Li, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Cs, Th, U, F	Ba, Hf, H_2O
3	*Zrn-Znw*	LREE, Li, P, Ca, Sr, Y, Th, U	HREE, Ti, Nb, Cs, Ba, Hf, H_2O, F

циркон. Несмотря на убедительность фактов, говорящих о перекристаллизации по механизму растворения–переосаждения при перекристаллизации *Zrn-Bt*, гладкость рельефа краевых зон циркона (рис. 1, SE) и их характерная ритмичная магматическая зональность (рис. 1, CL) говорит скорее о том, что растворение и рост были разделены во времени, что принципиально отличается от теории механизма растворения–переосаждения.

Значительные концентрации воды в ядрах (728–4310 г/т) и фтора (9–127 г/т) превышают концентрации в краевых зонах, что также ставит под вопрос процессы перекристаллизации в присутствии флюидов. Скорее всего, в случае *Zrn-Bt* следует говорить о, как минимум, двух генерациях циркона, разделенных во времени и образовывавшихся в различных физико-химических условиях: первая генерация подверглась перекристаллизации в присутствие водной фазы, а вторая росла в относительно стабильных условиях в равновесии с расплавом.

Циркон промежуточной фазы *Zrn-Mnc* имеет вторичные области, срезающие первичные зоны роста циркона с ненарушенной (насколько можно судить на микроскопическом уровне) кристаллической структурой (рис. 1). Данные особенности можно интерпретировать как последовательный процесс растворения–переосаждения, являющийся следствием реакции высокотемпературного магматического циркона с водным флюидом при более низких температурах, производящий циркон, содержащий, в среднем, меньше малых и редких элементов, чем родительский. В предельном случае, процесс растворения–переосаждения может приводить к полной замене одного циркона другим с сохранением внешней формы или кристаллической морфологии родительского циркона подобно псевдоморфозам [Geisler et al., 2007]. Если принимать во внимание возможность полной «псевдоморфозы» по циркону первой генерации, то дальнейшая интерпретация поведения примесей в составе циркона является неоднозначной.

Судить однозначно о процессах перекристаллизации цирконов в Li-F циннвальдитовых гранитах не представляется возможным в силу того, что интенсивные постмагматические изменения затушевывают первичную зональность *Zrn-Znw*. Концентрации примесей в *Zrn-Znw* существенно превышают концентрации в *Zrn-Bt*. В отличие от последних, распределение примесей от ядер к краевым частям зерен не столь однозначно (табл.). Например, обогащение ядерной части циркона LREE, Y, P, Ca, Li (типичными индикаторами постмагматических изменений) может быть связано с существенным вкладом в усреднение по *Zrn-Znw* анализов циркона полностью измененных зерен подтипа *Zrn-Znw_изм*. На рисунке 2 (см. вкладку, с. 164) представлено зерно *Zrn-Znw_изм* с типичной «изъеденной» структурой, не сохраняющей четких границ между ядром и первичной каймой.

Ф. Корфу выделяет процесс изменения циркона под действием флюида без перекристаллизации [Corfu et al., 2003]. Этот процесс активно развивается в высокоурановых, метамиктных и трещиноватых цирконах, которыми являются *Zrn-Znw*. Внедрение флюидов происходит по трещинам в цирконе, что приводит к его гидратации и выщелачиванию некоторых элементов (в частности, Pb), и привносу Fe и Ca. Для *Zrn-Znw_изм*, помимо привноса Fe и Ca, высоких концентраций U (до 9430 г/т) и сильно проявленной метамиктности, характерна неупорядоченная микронная пористость. Весьма малое количество пор заполнено включениями твердых растворов $MSiO_4$, характерных для процессов перекристаллизации. Таким образом,

предположение о гидротермальном изменении *Zrn-Znw_изм* без перекристаллизации небезосновательно. Внутреннее строение *Zrn-Znw* отличается от *Zrn-Znw_изм* сохранением ядер и первичных внешних зон, а интенсивность постмагматических гидротермальных изменений проявлена в «изъеденном» рельефе и частичном разрушении внешней каймы (рис. 2). Анализируя внутреннюю морфологию *Zrn-Znw*, можно прийти к выводу о том, что процессы изменения этого типа циркона представляют собой совокупность классического механизма образования структур «ядро–оболочка» и постмагматического изменения циркона под действием флюида без перекристаллизации (или на ее начальных стадиях).

Выводы. Исследование механизмов вторичных изменений циркона дополняет ранее полученную типизацию цирконов из гранитоидов Верхнеурмийского массива. Набор морфологических особенностей *Zrn-Mnc* в совокупности с незначительным разбросом морфотипов на диаграмме Пюпена (в отличие от *Zrn-Bt* и *Zrn-Znw*) позволяет предполагать относительно кратковременную историю формирования цирконсодержащих пород дайкового комплекса на фоне длительного становления Верхнеурмийского массива. Контрастная морфология, регистрирующая различные механизмы вторичных изменений *Zrn-Bt* и *Zrn-Znw*, подтверждает эволюционную обособленность редкометальных циннвальдитовых гранитов и целесообразность выделения данного типа гранитоидов в самостоятельный комплекс.

Литература

Алексеев В. И. Редкометалльные граниты и онгониты Баджальского рудного района (Нижнее Приамурье) // Тез. междунар. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма». http://alkaline.web.ru/2012/abstracts/Alekseev_rus.htm

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под. ред. *А. И. Ханчука*. Т. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006.

Григорьев С. И. Особенности вещественного состава позднемезозойских гранитоидов Баджальского и Комсомольского рудных районов, их петрогенезис и связь с оруденением // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 103–115.

Мачевариани М. М. Особенности катодолюминесценции циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье) // Мат. II научной молодежной школы-конф. «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 129–132.

Мачевариани М. М., Алексеев В. И. Кристалломорфологическая и термодинамическая термометрия цирконов из гранитоидов Приамурья // Мат. научно-практ. конф. «Геология и полезные ископаемые Западного Урала». Пермь: ПГУ, 2012. С. 13–15.

Мачевариани М. М., Алексеев В. И. Типоморфные особенности циркона из гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье) // Записки Горного института. 2012. Т. 196. С. 14–17.

Федотова А. А., Бибикова Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Corfu F., Hanchar J. R., Hoskin P. W. O. Atlas of zircon Textures // Zircon. J. M. Hanchar, P. W. O. Hoskin (eds.) Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. Vol. 3. P. 43–50.

В. И. Рыбалко
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск
rybalko14@yandex.ru

Редкие элементы в углях Эльбурсского бассейна, Исламская Республика Иран

(научный руководитель С. И. Арбузов)

Введение. В последние десятилетия уголь активно изучается как источник попутных элементов, главным образом, благородных и редких металлов. Работы по изучению геохимии и металлоносности углей активно ведутся в различных странах (Китай, США, Россия и др.). По причине роста добычи и потребления угля в настоящее время возникла необходимость таких исследований в Исламской Республике Иран. Ранее изучение геохимии и металлоносности углей Ирана не проводилось.

Методика исследований. Для определения средних содержаний редких элементов в углях Эльбурсского бассейна, изучения неоднородности распределения элементов в стратиграфическом разрезе и по латерали, определения источников поступления элементов-примесей в угольный пласт было проведено геохимическое опробование десяти угольных месторождений и отобрано 132 пробы углей и углевмещающих пород. Опробование выполнялось по сечениям вкрест простирания угольного пласта по направлению от кровли к почве. При изучении угольных пластов избирательно опробовались кровля и почва пласта, прослои неугольных пород, прикровельные и припочвенные части угольных пластов. Пробы углей отбирались в зависимости от мощности пласта методом сплошной борозды. Длина бороздовой пробы колебалась от 0.1 до 1.0 м, ширина борозды – 0.05 м. В отдельных сечениях выполнялась детализация разреза с интервалом отбора проб 2–10 см. При этом длина борозды определялась в соответствии с наличием прослоев неугольных пород, наличием зон повышенной трещиноватости и зон окисления, т.е. зон возможных геохимических барьеров.

Во всех пробах определялась зольность (аналитики С. Г. Маслов, В. С. Архипов). Методы количественного определения редких элементов в углях – ИНАА (ядерно-геохимическая лаборатория кафедры геоэкологии и геохимии НИТПУ, аналитики А. Ф. Судыко, Л. В. Богутская), ИСП-МС (центр коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» НИТГУ, аналитик Ю. В. Аношкина) и РФА (лаборатория рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н. Г. Карманова). Расчет среднего выполнен методом средневзвешенного [Ткачев, Юдович, 1975]. Средние содержания в угольных месторождениях рассчитаны как средневзвешенная величина по мощности пластов, в угольных пластах – по мощности интервалов опробования. Среднее содержание элементов-примесей в угольном бассейне рассчитывалось как среднее арифметическое по месторождениям (по причине отсутствия точных данных по запасам и ресурсам угля в отдельных месторождениях).

Характеристика объектов. Эльбурсский угольный бассейн расположен в северной части Ирана (рис.). Бассейн охватывает площадь распространения угленосных отложений в пределах гор Эльбурса. Запасы и прогнозные ресурсы углей по состоянию на 1984 г. составляют 2.6 млрд тонн [Геология…, 1993]. Основная угленос-

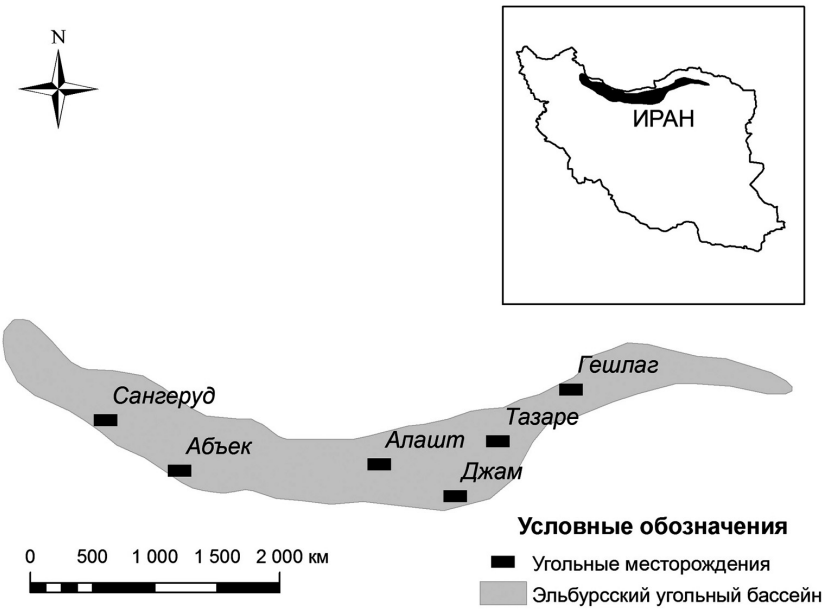


Рис. Схема расположения основных угольных месторождений на территории Эльбурсского угольного бассейна.

носность связана с серией Шемшак позднетриасового-среднеюрского возраста. Угли – каменные, встречаются марки Г, ГЖ, КЖ, К. Угольные пласты маломощные, в среднем, 1–2 м. В ходе исследований были изучены месторождения и углепроявления Гешлаг, Тазаре, Джам, Абъек, Алашт, Сангеруд (см. рис.).

Результаты исследований. В углях Эльбурсского угольного бассейна, наряду с рядовыми содержаниями редких элементов, отмечаются их аномальные концентрации, нередко превышающие «минимальные промышленно значимые содержания» по [Ценные…, 1996]. Среди изученных элементов промышленный интерес могут представлять Sc, Zr, Hf, Au, Ge и РЗЭ.

Среднее содержание *скандия* в углях Эльбурсского бассейна составляет 10.9 г/т, в золе – 49.3 г/т и во вмещающих породах – 20.4 г/т при средней зольности 22.1 % (табл.). Среднее содержание Sc в каменных углях мира составляет 3.7 г/т, в золах углей – 24 г/т [Ketris, Yudovich, 2009], кларк для осадочных пород – 9.6 г/т [Григорьев, 2003]. Сопоставление этих данных свидетельствует о значительном обогащении скандием вмещающих угленосную формацию пород и углей Ирана. Наиболее вероятным источником повышенных концентраций скандия в углях Эльбурсского бассейна являются палеозойские комплексы, среди которых значительная роль принадлежит вулканитам основного состава [Berberian, King, 1981]. По предварительным оценкам ресурсы Sc в углях месторождения Тазаре могут составлять 400 т. Оценка ресурсов производился согласно [Инструкция…, 1987].

Содержания *германия* в углях определялись методом ИСП-МС и в золе углей – методом РФА. Данные методики предполагают нагревание проб до температур 500 и 960 °С, соответственно. В последнем случае значительная часть Ge может переходить в летучие соединения и не фиксироваться методом РФА. Единичные аномально высокие

Таблица

Средние содержания отдельных редких элементов в углях Эльбурсского угольного бассейна

Месторождение	Число проб	A^d, %*	Содержание элемента, г/т												
			Sc	Ge	Zr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Au**
Гешлаг	37	26.4	11.0	0.9	62.4	20.4	38.8	14.8	3.2	0.8	0.6	1.7	0.2	2.1	0.4
Тазаре	38	21.8	13.8	1.4	66.2	18.6	34.0	11.4	3.2	0.8	0.6	1.6	0.3	2.2	7.7
Джам	21	19.6	10.5	–	–	8.4	17.8	6.5	2.6	0.9	0.9	1.5	0.2	0.8	0.4
Абъек	7	37.7	15.3	1.2	91.0	19.0	34.0	9.7	2.9	0.8	0.6	1.9	0.3	2.4	2.0
Алашт	11	18.9	9.2	3.4	60.4	13.4	26.6	10.5	2.4	0.4	0.4	1.4	0.2	2.4	3.7
Сангеруд	18	7.9	5.5	1.9	19.2	5.6	14.5	6.5	1.8	0.5	0.3	0.8	0.1	0.8	0.7
Среднее для бассейна	132	22.1	10.9	1.8	59.8	14.2	27.6	9.9	2.7	0.7	0.6	1.5	0.2	1.8	2.5
Среднее для углей мира [Ketris, Yudovich, 2009]			3.7	2.4	36.0	11.0	23.0	12	2.2	0.4	0.3	1.0	0.2	1.2	4.4

Примечание: * – зольность угля; ** – в мг/т.

содержания Ge отмечены в пробах золы из низкозольных углей Сангеруд (326 и 323 г/т), Гешлаг (254 и 219 г/т), а также в пробах месторождения Алашт с зольностью угля 4.7 % (155 г/т). Т.к. концентрации Ge, зафиксированные этими методами, являются заниженными по отношению к реальным данным, выявленные аномальные значения содержания германия позволяют сделать вывод о перспективности отдельных угольных объектов на Ge.

Цирконий и гафний являются геохимическими аналогами. В углях и углевмещающих породах Эльбурсского бассейна отношение Zr/Hf изменяется от 33.2 до 54.4 (среднее – 39.2). В верхней части континентальной земной коры это отношение составляет 35.5, а в осадочных породах – 43.6 [Григорьев, 2003], в каменных углях мира – 30 [Ketris, Yudovich, 2009]. В целом, угли Эльбурсского бассейна обогащены Zr и Hf по сравнению с кларком для каменных углей мира (см. табл.). В отдельных пробах отмечаются аномальные концентрации элементов, например, в золе в единичной пробе из месторождения Алашт содержание Zr достигает 0.14 %, в пробе из месторождения Тазаре – 0.11 %. Отдельно взятые пробы из этих месторождений характеризуются также аномальными содержаниями Hf в золе угля (Алашт –58.4 г/т, Тазаре – 43.4 г/т). Источником Zr и Hf в углях Эльбурсского бассейна могли являться субщелочные гранитоиды палеозойского возраста, распространенные в пределах бассейна. Особенность углей Ирана – формирование их в нестабильной тектонической обстановке, обусловившей образование маломощных пластов с высокой зольностью. Повышенное Zr/Hf отношение в углях Ирана свидетельствует о значительном вкладе терригенной составляющей в общий баланс этих элементов.

Среднее содержание суммы РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях Эльбурсского бассейна составляет 57.4 г/т, что несколько выше среднемировых данных для каменных углей (50.1 г/т) [Ketris, Yudovich, 2009]. Наиболее высокие концентрации суммы РЗЭ отмечаются в углях восточной части бассейна: в месторождениях Гешлаг и Тазаре (средние содержания – 80.5 г/т и 70.5 г/т, соответственно), что связано с высокой зольностью углей этих месторождений. Среднее содержание суммы РЗЭ в золе углей по месторождениям бассейна изменяется от 228 до 531 г/т (среднее – 324 г/т). Отчетливо проявлено обогащение золы углей юрского возраста суммой РЗЭ (396 г/т) по отношению к углям триасового возраста (271 г/т). Это может объясняться тем, что 1) более древние триасовые угли интенсивнее метаморфизованы по сравнению с юрскими и, соответственно, частично РЗЭ в процессе метаморфизма могли выноситься и 2) рост содержаний РЗЭ вверх по разрезу может быть связан с проявлениями магматизма и выпадением пирокластического материала.

Угли Эльбурсского бассейна обеднены золотом на фоне среднего содержания для каменных углей мира (см. табл.). Аномальные концентрации золота в углях Эльбурсского бассейна, достигающие 120 мг/т, отмечены в нескольких пробах из месторождения Тазаре. Наиболее вероятным источником аномальных содержаний Au в углях являются растворы, формирующиеся в процессе выветривания золоторудных месторождений и рудопроявлений, располагающихся в районе угольного месторождения [Веселов и др., 1977].

В золах углей Эльбурсского бассейна отмечаются также аномальные концентрации Ag, Ta, Nb, Ga и др. Так, содержание серебра в золе углей месторождения Абъек составляет 24 г/т, максимальные содержания Ta и Nb – 14 г/т и 137 г/т. В золе углей месторождения Сангеруд содержание Ga достигает 229 г/т.

Выводы. Таким образом, в углях Эльбурсского бассейна возможно обнаружение промышленно значимых концентраций Sc, Ge, Au и РЗЭ. На формирование

геохимического спектра углей бассейна оказывают влияние различные факторы. В большинстве случаев основную роль играет состав пород обрамления бассейна угленакопления. Возможно влияние синхронного вулканизма и эпигенетических процессов, таких как метаморфизм, гидротермальные процессы и т.д. Повышенные концентрации отдельных элементов могут формироваться в результате аквагенного поступления (например, золота). Полученные данные позволяют определить геохимическую специализацию областей сноса древнего бассейна угленакопления и прогнозировать оруденение в структурах обрамления. Дальнейшие исследования могут быть направлены на расширение спектра изучаемых элементов с применением специальных аналитических методов. Одной из задач дальнейших исследований является оценка ресурсов отдельных элементов-примесей.

Литература

Веселов В. В., Перфильев Ю. С., Чальян М. А. и др. Твердые полезные ископаемые Ирана // Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. М.: ВИЭМС, 1977. 83 с.

Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 1. Минерально-сырьевая база Ирана (твердые полезные ископаемые) / Под ред. В. П. Орлова. М.-СПб.: ВНИИзарубежгеология, 1993. 300 с.

Григорьев Н. А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной земной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.

Инструкция по изучению и оценке попутных твердых полезных ископаемых и компонентов при разведке месторождений угля и горючих сланцев. М.: Наука, 1987. 136 с.

Ткачев Ю. А., Юдович Я. Э. Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.

Ценные и токсичные элементы в товарных углях России: Справочник / Под ред. В. Ф. Череповского, В. М. Рогового, В. Р. Клера. М.: Недра, 1996. 238 с.

Berberian M., King G. C. P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // Canadian Journal of Earth Sciences. 1981. Vol. 18. P. 210–265.

Ketris M. P., Yudovich Ya. E. Estimations of clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. Vol. 78. P. 135–148.

В. П. Мокрушников[1], Ф. П. Леснов[2]

[1] – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

mokrviktor@gmail.com

[2] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Петрохимический состав и распределение РЗЭ в породах венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй (Северо-Западная Монголия)

В северо-западной Монголии широко распространены офиолитовые ассоциации, включая вулканогенные комплексы, вещественный состав, петрохимические и геохимические особенности которых пока не достаточно изучены. В рамках монголо-российской научной программы под руководством д. г.-м. н. Д. В. Коваленко (ИГЕМ РАН, г. Москва) нами была изучена петрохимия и геохимия пород офиолитового

вулканогенного комплекса в пределах хребта Хан-Хухэй. Пробы вулканитов для исследований были отобраны из покровов, обнажения которых находятся в районе сомона Ундэр-Хангай.

Хребет Хан-Хухэй находится на северо-западе Монголии, в современном рельефе он представляет собой узкую горную гряду субширотного простирания протяженностью более 200 км и шириной 50–60 км. В строении хребта участвуют древние метаморфические комплексы и образования раннекаледонской складчатости, представленные вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами. В структурном плане – это горст-антиклинальная структура, происхождение которой связано с субширотным Ханхухэйский глубинным разломом, фиксируемым в осевой части хребта.

Цель проводимых исследований – определение химического и микроэлементного состава пород венд–кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй и геодинамических условий их формирования. Аналитические исследования выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержаний породообразующих компонентов определены рентгенофлюоресцентным методом (РФА, аналитик Н. Г. Карманова). Содержаний РЗЭ проанализированы масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляции (LA-ICP-MS, аналитик С. В. Палесский). Использовались те же препараты, в которых методом РФА было определено содержание главных компонентов.

Таблица 1

Химический состав вулканитов хр. Хан-Хухэй, мас. %

Компоненты	Номера образцов пород							
	М-1	М-2	М-3	М-4	М-10	М-19	М-21	N-MORB
SiO_2	65.62	52.64	49.04	50.43	57.54	38.61	47.60	49.14
TiO_2	0.93	0.84	0.43	0.70	0.69	0.63	0.70	1.17
Al_2O_3	13.86	15.47	13.49	15.41	14.40	12.58	16.28	15.64
Fe_2O_3	6.86	11.47	9.29	9.36	12.39	8.14	9.22	10.66
MnO	0.07	0.12	0.16	0.14	0.15	0.16	0.14	0.16
MgO	2.09	4.69	12.23	8.73	3.74	5.48	6.94	8.22
CaO	1.71	5.90	9.95	9.04	4.93	17.69	12.28	11.84
Na_2O	6.25	5.47	1.56	2.18	2.66	2.54	2.41	2.4
K_2O	0.07	0.05	0.52	0.28	0.51	0.77	0.28	0.2
P_2O_5	0.12	0.10	0.05	0.07	0.07	0.09	0.06	0.12
SO_3	0.04	0.09	0.03	<0.03	0.04	0.09	0.04	н.д.
V_2O_5	0.023	0.053	0.030	0.039	0.044	0.027	0.040	н.д.
Cr_2O_3	0.011	0.010	0.117	0.046	0.005	0.032	0.054	н.д.
NiO	0.006	<0.003	0.031	0.014	<0.003	0.007	0.010	н.д.
п.п.п.	2.36	3.33	3.27	3.60	3.06	13.32	4.14	н.д.
Сумма	100.04	100.25	100.22	100.09	100.25	100.18	100.20	н.д.

Примечание. М-1 – дацит; М-2 – щелочной базальт; М-3, М-4, М-21 – базальты; М-10 – андезит; М-19 – щелочной пикрит. N-MORB – по [Wedepohl, 1981]. н.д. – нет данных.

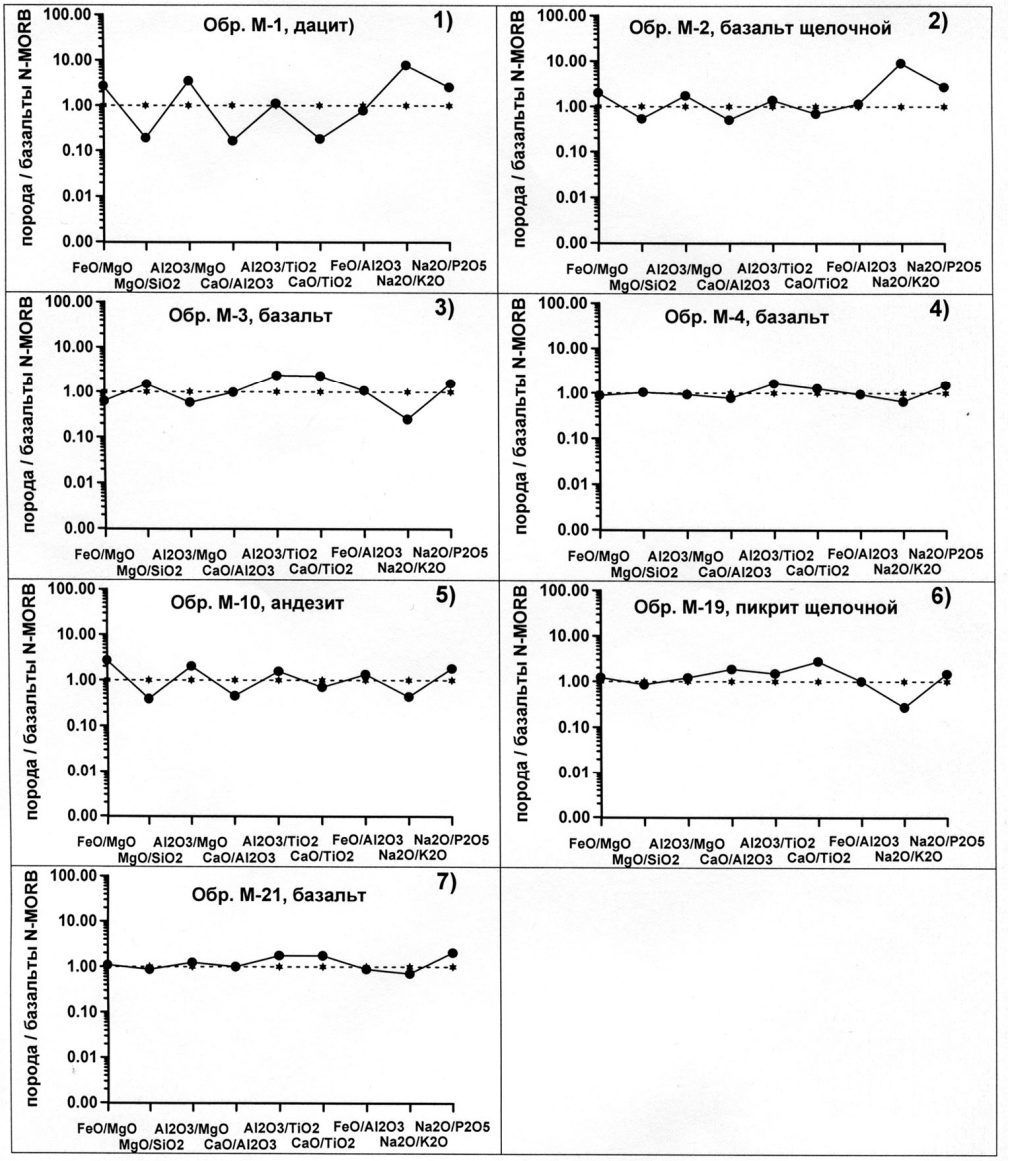


Рис. 1. Варьирование петрохимических параметров пород венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй, нормированных на N-MORB.

Район входит в состав Озерной структурно-формационной зоны, в которой представлены покровные и дайковые проявления вулканитов риолит-базальтовой формации, предположительно сформировавшейся в условиях островной дуги [Ступаков, 1990; Геологические…, 1995; Badarch, 2002]. Наиболее полные разрезы отложений представлены диабазовыми порфиритами, сменяющимися андезитами, которые переслаиваются с пачками туфов и туфобрекчий [Ступаков, 1990].

При графической интерпретации результатов анализа химического состава вулканитов (табл. 1), использован предложенный Ф. П. Лесновым [2007] способ их пересчета на петрохимические параметры и нормирования этих параметров пород на значения этих же параметров, рассчитанных по среднему химическому составу N-MORB. Такой способ представления результатов позволяет избежать погрешностей, обусловленных различиями в величинах потерь при прокаливании проб (п.п.п.).

Результаты пересчета показали, что графики изменения петрохимических параметров для исследованных образцов, особенно для М-2, М-3, М-4, М-21, по своему положению и конфигурации близки к графику для базальтов N-MORB, что указывает на сходство их составов (рис. 1). Образец М-2, который определен как щелочной базальт, имеет повышенное, по сравнению с N-MORB, значение параметра Na_2O/K_2O, указывающее на преобладание натрия над калием. В образце М-3, наоборот, этот параметр имеет пониженное, по сравнению с N-MORB, значение этого показателя. Образец М-10, представленный андезитом, также отличается от N-MORB несколько повышенными значениями FeO/MgO, Al_2O_3/MgO, Al_2O_3/TiO_2 и пониженными значениями MgO/SiO_2, CaO/Al_2O_3 и CaO/TiO_2. Подобные отличия, за исключением параметра Na_2O/K_2O, в более выраженной форме наблюдаются в образце М-1 (дацит). Образец М-19 (щелочной пикрит), имеющий наиболее высокий показатель п.п.п., обогащен CaO и K_2O, при этом он отличается от N-MORB повышенными значениями CaO/TiO_2, CaO/Al_2O_3, и Al_2O_3/TiO_2, а также пониженным значением Na_2O/K_2O. В исследованных вулканитах содержания таких примесей, как Cr_2O_3, NiO, V_2O_5, SO_3 и P_2O_5, варьируют в узких пределах.

Таблица 2

Содержание РЗЭ в вулканитах хребта Хан-Хухэй, г/т

Элементы	Номера образцов пород									
	М-1	М-2	М-3	М-4	М-10	М-19	М-21	CI	N-MORB	OIB
La	3.6	3.3	1.18	2.6	4.0	2.4	1.05	0.24	2.5	37
Ce	8.5	7.8	3.1	6.6	8.1	6.0	3.0	0.64	7.5	80
Pr	1.12	1.19	0.48	0.98	1.25	0.96	0.54	0.10	1.32	9.7
Nd	6.1	6.1	2.6	4.9	5.5	5.5	2.9	0.47	7.3	38.5
Sm	1.83	2.1	0.81	1.73	1.83	1.85	1.09	0.15	2.63	10
Eu	0.39	0.75	0.31	0.67	0.66	0.68	0.47	0.06	1.02	3
Gd	2.7	3.1	1.32	2.1	2.3	2.3	1.55	0.20	3.68	7.62
Tb	0.50	0.58	0.25	0.37	0.41	0.41	0.28	0.04	0.67	1.05
Dy	3.9	4.2	1.59	2.5	3.3	3.0	2.0	0.25	4.55	5.6
Ho	0.87	1.01	0.37	0.60	0.74	0.74	0.48	0.06	1.01	1.06
Er	2.4	2.9	1.18	1.78	2.3	2.2	1.44	0.17	2.97	2.62
Tm	0.42	0.46	0.19	0.26	0.35	0.34	0.21	0.03	0.456	0.35
Yb	2.7	3.1	1.16	1.76	2.5	2.2	1.44	0.17	3.05	2.16
Lu	0.44	0.51	0.16	0.28	0.39	0.32	0.26	0.03	0.455	0.3
Сумма	35.6	37.2	14.6	27.2	33.5	28.9	16.7	2.60	39.11	198.96
(La/Yb)*n*	0.88	0.72	0.69	1.01	1.07	0.76	0.49			
(Eu/Eu*)*n*	0.54	0.89	0.92	1.07	0.99	0.99	1.11			

Примечание. Номера образцов соответствуют табл. 1. OIB – базальты островных дуг (по [Sun, McDonough, 1989]). 2. CI – хондрит (по [Evenson et al., 1978]).

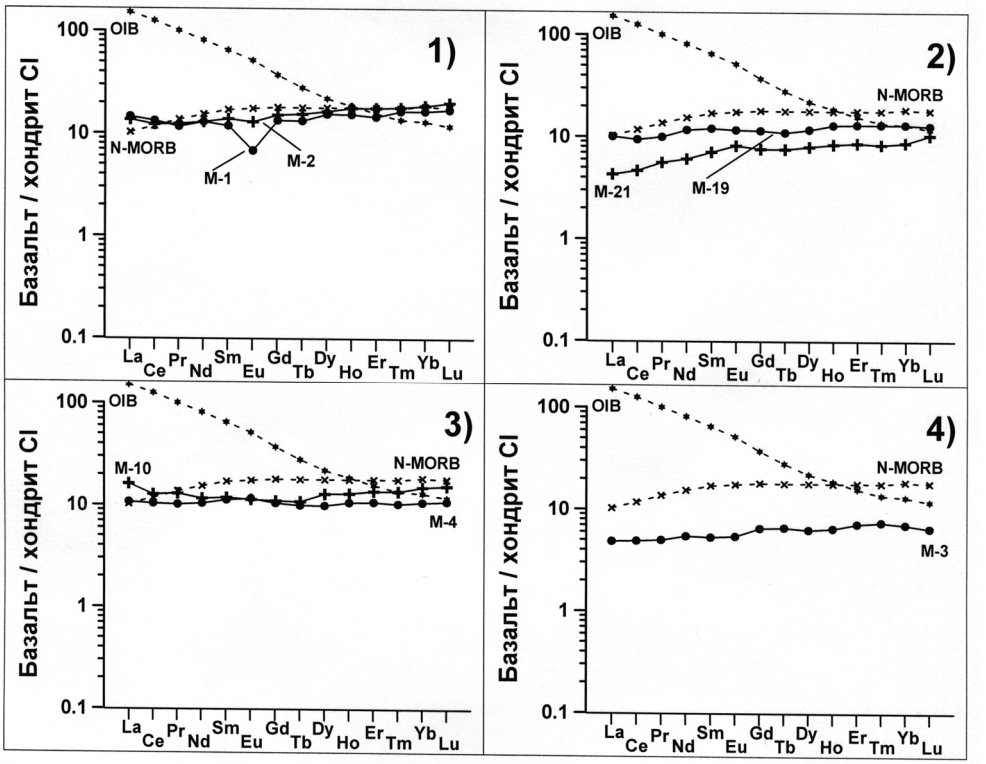


Рис. 2. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в породах из венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй.

Нормирование выполнено по содержаниям РЗЭ в хондрите CI [Evenson et al., 1978].

Суммарные содержания РЗЭ в изученных вулканитах составили от 14.6 г/т (обр. М-3) до 37.2 г/т (обр. М-2), что сравнимо или несколько меньше, чем в N–MORB (39.1 г/т) (табл. 2).

Судя по значениям параметра $(La/Yb)_n$, которые изменяются в сравнительно узком интервале (0.49–1.07), а также по конфигурации спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, эти примеси в изученных вулканитах очень слабо фракционированы (рис. 2). Вулканиты из обр. М-1 и М-2 являются почти идентичными с N–MORB по уровню накопления и характеру распределения РЗЭ. Несколько пониженный уровень их накопления со схожим характером распределения элементов наблюдаются в обр. М-4, М-10 и М-19. В отличие от предыдущих образцов, вулканиты из обр. М-21 и, особенно, М-3 характеризуются еще большей истощенностью редкоземельными элементами по отношению к N–MORB. При этом материнские расплавы вулканитов из рассматриваемого комплекса, за исключением обр. М-3, почти не были истощены легкими РЗЭ в процессе их генерации.

Как было отмечено выше, базальтоиды венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй сформировались в островодужных условиях [Геологические…, 1995; Badarch, 2002]. Вместе с тем, полученные нами петрохимические данные, а также данные о распределении РЗЭ дают основание предполагать, что верхнемантийные базальтоидные расплавы, из которых кристаллизовались породы

венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй, были генерированы в геодинамических условиях срединно-океанического хребта, и что, по сравнению с базальтами островных дуг, эти вулканиты существенно беднее легкими РЗЭ.

Литература

Геологические формации Монголии. Труды Российско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Гл. 1. Вып. 55. / Отв. редакторы А. Б. Дергунов, В. И. Коваленко. 1995. С. 7–13.

Леснов Ф. П. Новый способ графической интерпретации петрохимических данных по ультрамафитовым и мафитовым породам на основе MORB-нормированных трендов // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геологии западного Забайкалья. 2007. С. 94–96.

Ступаков С. И. Гипербазиты хребта Хан-Хухэй (северо-западная Монголия) / Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. Новосибирск, 1990. 15 с.

Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Asian Earth Sciences. 2002. Vol. 21. P. 87–110.

Evenson N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199–1212.

Sun Sh. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. N. 42. P. 313–345.

Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Vol. 68. P. 25–30.

Т. Н. Мороз

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

moroz@igm.nsc.ru

Колебательная спектроскопия карбонатов из железо-марганцевых и черносланцевых образований

Глобальные геологические и металлогенические построения в своей основе должны опираться на точные знания о минеральном и химическом составе исследуемого вещества. В изучении особенностей его состава и структуры большое значение в настоящее время приобретают спектроскопические методы, и, прежде всего, методы колебательной спектроскопии: инфракрасной (ИК) и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР). Целью работы является изучение главных древних и современных седиментообразующих карбонатов. Карбонаты по разнообразию условий залегания не имеют себе равных среди других групп минералов. Они участвуют в биологических, физических и химических процессах на протяжении всех геологических эпох. Карбонатные минералы обнаружены во всех типах пород, рудных месторождениях, донных осадках озер, морей и океанов, отложениях горячих источников, пещерах, нефтепромысловом оборудовании. Они образуются в искусственных тоннелях, разрушающихся зданиях и сооружениях, бытовых и котельных накипях, живых организмах. Явно связаны с карбонатными породами энергетические полезные ископаемые [Мороз, 2011 и ссылки в этой работе].

Одним из широко используемых в настоящее время методов изучения карбонатных минералов является метод инфракрасной (ИК) спектроскопии, которая, наряду с порошковой дифрактометрией, позволяет диагностировать структуру и состав карбонатов. В работе рассмотрены методологические аспекты изучения карбонатных минералов методом ИК спектроскопии на примере карбонатов морских, озерных железо-марганцевых образований и черносланцевых формаций.

Полный колебательный спектр (ИК и КР) карбонатов характеризуется четырьмя активными так называемыми внутренними модами свободного карбонат-иона. Это ν_1 ~1063 см$^{-1}$, активная в КР-спектре; ν_2 ~879 см$^{-1}$, активная в ИК-спектре; ν_3 ~ 1415 см$^{-1}$ и ν_4 ~ 680 см$^{-1}$, последние две колебательные моды активны и в ИК-, и в КР-спектрах. По сравнению со свободным ионом колебания молекулы в кристалле подчиняются новым правилам отбора, определяемым симметрией позиции центра масс молекулы в элементарной ячейке. Для одного и того же состава, а именно, $CaCO_3$, позиции симметрии иона CO_3^{2-} в кристалле кальцита, арагонита и фатерита различны, поэтому и колебательные спектры заметно отличаются. При переходе от свободного иона к кальциту правила отбора не меняются, тогда как для арагонита и фатерита в ИК-спектре становится активным колебание ν_1, а колебания ν_3 и ν_4 расщепляются. Более подробно фактор групповой анализ (ФГА) рассмотрен для различных карбонатных минералов в работе [White, 1974].

Были исследованы ИК-спектры образцов железомарганцевых образований оз. Большое Миассово [Вализер и др., 2012], донные осадки разных районов Охотского моря [Пальчик и др., 2009], ИК- и КР-спектры образцов черносланцевых формаций золоторудных месторождений Маломыр (Амурская область) и Суздаль (Казахстан). Полоса ν_3 в области 1430 см$^{-1}$ ИК-спектра позволяет проводить диагностику карбонатов в смеси даже при незначительных их содержаниях, т.к. она не перекрывается с полосами других групп соединений. Она является наиболее широкой по сравнению с менее интенсивными, но четкими полосами ν_2 и ν_4, которые используются в оценке содержания карбонатных минералов. Зависимость колебаний полосы ν_4 CO_3^{2-} группы как функции колебаний ν_2 для Ca – Mn – Mg, Ca – Fe, Zn карбонатов наглядно показывает корреляцию состав – структура карбоната (рис.). Несмотря на некоторую нелинейность, существует хорошая корреляция между волновым числом и химическим составом карбонатов.

Образцы из оз. Большое Миассово и скважины SO78-178 глубоководного бурения Дерюгинской впадины относятся к Mn- и Fe-содержащим карбонатам (рис.). Регистрация колебания ν_4 в спектрах карбонатов Охотского моря была осложнена малой интенсивностью полосы и наличием примесных фаз.

Как уже отмечалось, для определения минералогического состава, наиболее подходящими являются рентгеновская дифрактометрия и ИК-спектроскопия, но их применение осложнено определенными проблемами. Для количественного анализа методом дифрактометрии неизвестный компонент и образец должен иметь ту же самую кристалличность, так же, как тот же самый размер зерна, предпочтительно в диапазоне между 1 и 10 мкм. С другой стороны, применение ИК-спектроскопии затруднено, т.к. размер зерна должен быть меньшим, чем 2 мкм. Кроме того, ИК-спектры трудно использовать для количественного анализа, т.к. базовые линии не определены хорошо, и ИК-полосы широки. Еще одним перспективным методом колебательной спектроскопии при определения состава и структуры карбонатов является КР-, или Рамановская спектроскопия [Bischoff et al., 1985; Burruss et al., 1990]. Но, как и дифрактоме-

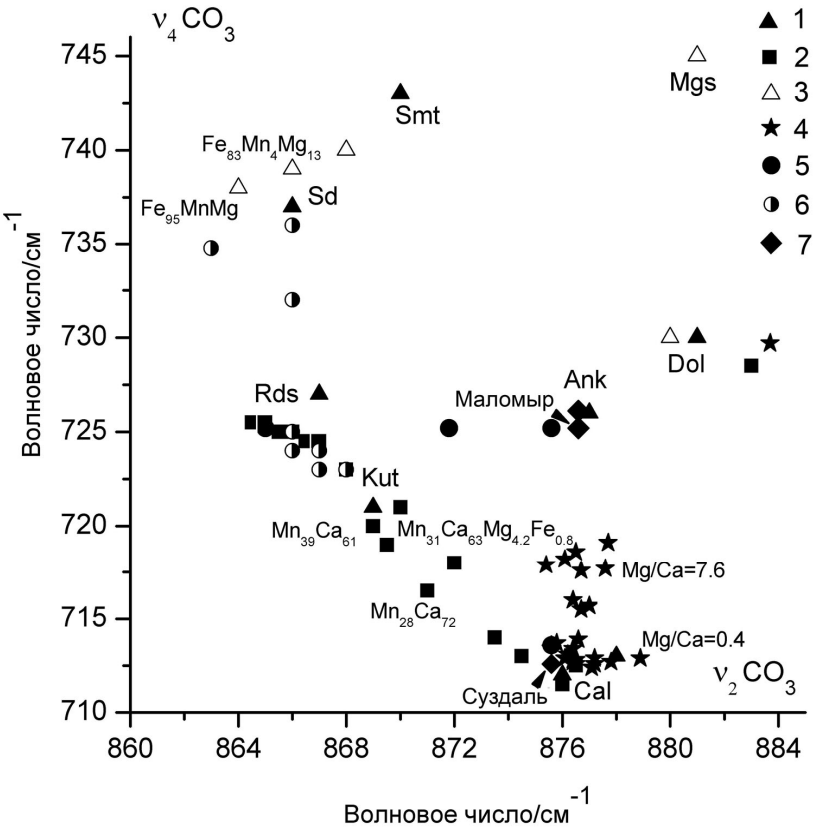


Рис. Зависимость полосы ν_4 CO_3^{2-} группы в ИК-спектрах как функции колебаний полосы ν_2 для Ca–Mn–Mg, Ca–Fe, Zn карбонатов по литературным данным и экспериментальным данным.

1–4 – данные по: 1 – [Huang et al, 1960], 2 – [Bottcher et al, 1992], 3 – [Dubrawski et al., 1989], 4 – [Dauphin, 1999]; 5 – донные осадки Дерюгинской впадины (Охотское море); 6 – карбонаты из оз. Большое Миассово; 7 – карбонаты из черносланцевых образований. Mgs – магнезит, Smt – смитсонит, Sd – сидерит, Ank – анкерит, Rds – родохрозит, Dol – доломит, Kut – кутнагорит, Cal – кальцит.

трия, и ИК-спектроскопия, он имеет недостатки, основным из которых является люминесценция, которая в ряде случаев не позволяет даже зарегистрировать КР-спектр.

По данным ИК-спектроскопии в образцах месторождения Маломыр (Амурская область), помимо слюды, наблюдаются примеси карбоната, кварца, полевого шпата. Состав образцов месторождения Суздаль (Казахстан) более разнообразен. Из карбонатов в Маломырских образцах зафиксирован анкерит, тогда как в Суздальских – кальцит.

Таким образом, метод ИК-спектроскопии является перспективным, особенно в сочетании с методом дифрактометрии, КР-спектроскопии и методами определения элементного состава, и наиболее чувствительным в определении минералогического состава карбонатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01040) и междисциплинарного проекта УрО РАН № 12-М-45-2051. Автор благодарит к.г.-м.н Е. П. Щербакову (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) д.г-м.н. А. Н. Деркачева (Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток) и д.г.-м.н. В. А. Пономарчука (ИГМ СО РАН) за предоставленные образцы.

Литература

Мороз Т. Н. Методологические аспекты изучения природных и техногенных карбонатов по данным ИК спектроскопии // Минералогия техногенеза-2011. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 94–102.

Вализер П. М., Щербакова Е. П., Мороз Т. Н. и др. О находках железо-марганцевых конкреций в пресноводных озерах Ильменского заповедника // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 12. С. 17–19.

Пальчик Н. А., Григорьева Т. Н., Мороз Т. Н. и др. Комплексное исследование марганцевых минералов донных отложений Охотского моря // Фундаментальные основы современного материаловедения. 2009. Т. 6. № 4. С. 73–80.

Bischoff W. D., Sharma S. K., Mackenzie F. T. Carbonate ion disordered in synthetic and biogenic magnesian calcites: A Raman spectral study // American Mineralogist. 1985. Vol. 70. P. 581–589.

Bottcher M. E., Gehlken P. L., Usdowski R. Infrared spectroscopic investigations of the calcite-rhodochrosite and parts of the calcite-magnesite mineral series // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 109. P. 304–306.

Burruss R. C., Ging T. G., Cercone K. R. et al. Laser Raman and luminescence spectroscopy of carbonate minerals; progress toward nondestructive microprobe techniques for stable isotopes, trace elements, and organic matter in zoned cements // U. S. Geological Survey Circular. 1990. P. 12–13.

Dauphin Y. Infrared spectra and elemental composition in recent biogenic calcites: relationships between the ν4 band wavelength and Sr and Mg concentrations // Applied Spectroscopy. 1999. Vol. 53. № 2. P. 184–190.

Dubrawski J. V., Channon A. L., Warne S. S. J. Estimation of the siderite-magnesite series by Fourier transform infrared spectroscopy // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. P. 187–190.

Huang C. K., Kerr P. F. Infrared study of the carbonate minerals // American Mineralogist. 1960. Vol. 45. P. 311–324.

White W. B. The carbonate minerals // The Infrared spectra of minerals, V. C. Farmer (Ed.). Mineralogy Society, London, 1974. P. 227–284.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Ф. Рудницкий, А. С. Черепанов
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
bm-x@mail.ru

О проблемах хранения керна

Керн геологоразведочных скважин позволяет вести документацию и описывать разрезы, погоризонтальные планы, карты участков земной коры и месторождений; характеризовать их параметры (петрографию и петрохимию вмещающих пород, вещественный состав и форму тел полезных ископаемых, структуру и пр.); производить опробование и подсчет прогнозных ресурсов и запасов.

В конечном счете, получаемая информация по керну скважин представляет собой основу для передачи разведанного месторождения в эксплуатацию или же для прекращения геологоразведочных работ на разных стадиях. Изучение керна позволяет изучать и реставрировать геологические процессы в земной коре и разрабатывать научные основы прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Керн, естественно, является основным компонентом обучения студентов и аспирантов.

Керн не теряет своей ценности после прекращения геологоразведочных работ. Во-первых, он должен храниться в качестве архивного материала. Во-вторых, в будущем керн используется при тематических исследованиях проектными, академическими и учебными организациями по совершенствованию научных основ прогнозирования поисков и разведки минерального сырья и новых теоретических представлений о развитии земной коры. Кроме того, он может быть востребован при возобновлении геологоразведочных работ, что позволяет значительно сэкономить средства.

В нынешнее время как геологоразведочные предприятия, так и хранилища в большинстве своем прекратили существование, хотя начато строительство и формирование централизованных кернохранилищ крупных акционерных компаний, федеральных округов и в целом Министерства природных ресурсов РФ (г. Ярославль). Требуются новые подходы к решению проблем хранения керна.

Методология хранения керна состоит в выяснении оптимальных сочетаний трех взаимосвязанных позиций: объект – объем – условия хранения. Первоочередными объектами, керн которых должен храниться, являются, на наш взгляд: 1) эталонные месторождения различных генетических и/или промышленных типов; 2) участки типоморфных стратиграфических и структурно-формационных разрезов.

В частности, в Уральском федеральном округе должны сохраниться материалы по основным рудно-формационным типам колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений: 1) кипрскому или домбаровскому (месторождения Мугоджар – Летнее, Осеннее, Левобережное и др.); 2) уральскому (большинство месторождений Урала – Гайское, Юбилейное, Узельгинское и др.); 3) типу куроко – рудно-алтайскому – баймакскому (Тубинские месторождения, Семеновское, Балта-Тау и др.) 4) филизчайскому (или бесси) – Амурское месторождение. Кроме того, необходима информация о месторождениях глубокометаморфизованных и с неясной

рудно-формационной принадлежностью. Окончательный выбор объектов требует тщательной экспертно-ревизионной работы.

Уменьшение объемов керна должно идти по пути сокращения полного керна: 2–3 поперечных геологических разреза и 1 продольный → 1 поперечный разрез → 1 скважина. В любых случаях, керн должен быть полным, т.е. без сокращения по интервалам. Полностью сохраненный керн даже по одной скважине позволяет коррелировать разновидности пород и руд. Условия хранения керна определяются, прежде всего, сокращением объема и доступностью каждого кернового образца, а также комфортным хранением керна.

Сокращение объема кернового образца требует его распиловки на отдельные сектора (четвертинки) или же пластины (сегменты) толщиной до 15 мм. Пластины возможно хранить в прозрачной упаковке, в виде мешков, в плоских папках, что безусловно, значительно поднимает комфортность работы с каменным материалом.

Доступность каждого образца обуславливает отдельные затраты не только на систематизацию кернового материала в целом, но и предполагает организацию системы долговременного хранения керна. Необходимо обеспечить легкодоступность каждого образца для визуального и тактильного исследования геологом.

Кернохранилища, учитывая вышесказанное, должны быть, также как и недра, собственностью государства. Они должны состоять на балансе федеральных и муниципальных (горно-геологического профиля) округов. Состояние и условия хранения керна должно быть подобно архивам государственно-административных органов с бессрочным хранением.

Ю. Н. Иванова
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
jnivanova@yandex.ru

Способы повышения эффективности камеральных работ для решения задач прогнозирования рудопроявлений на Полярном Урале

(научный руководитель И. В. Викентьев)

Рудным месторождениям Урала посвящено большое количество работ, между тем Полярный Урал остается до сих пор фрагментарно изученным. Он имеет перспективы по добыче стратегически важных металлов (Au, Cu, РЗЭ). Наиболее интересным является восточный склон Полярного Урала, прежде всего Малоуральская зона, которая представляет собой северное продолжение Тагильского прогиба. Здесь известны два крупных месторождения золота, Петропавловское и Новогоднее Монто, разведка флангов которых идет до настоящего времени. Получить максимальный объем информации при камеральных работах можно путем увеличения степени формализации геологических данных и структурирования различных поисковых признаков.

Золоторудные месторождения и проявления тяготеют к пересечению главных тектонических нарушений, а также контролируются дайкообразными телами диоритов. Общим признаком также является наличие в мелкообломочных туффогенно-

осадочных породах тонкой сингенетической пиритовой вкрапленности. Минерализация в рудопроявлениях может быть определена как золото-полиметаллическая. Кроме тонких вкраплений (4–10 мкм) самородного золота (изредка – самородного серебра), в количестве до первых объемных процентов выявлены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, реже встречается блеклая руда. Жильные минералы – халцедоновидный кварц, барит, карбонаты [Трофимова и др., 2005].

На начальном этапе собираются результаты предыдущих исследований (геологические отчеты) о структурах разного порядка, продольных региональных зонах разломов, их направлениях, углах падения и др., а также минеральном и химическом составе пород. Сюда также входят геофизические и дистанционные данные.

Проводится сортировка собранных сведений и их объединение в базу данных (БД), при этом основным критерием сортировки выступает способ формализации этих сведений (координатная, цифровая, векторная, матричная, функциональная, формульная). Следующий этап состоит в применении БД. Для этого все имеющиеся данные объединяются в группы по характерному признаку. Например, можно составить группы, включающие рудовмещающую толщу, разрывные нарушения, минерализованные зоны, гидротермалиты и др.

Полученные группы привязываются к геологическому разрезу, к которому добавляется шкала глубин. Для этого профиль разделяется на некоторое количество вертикальных линий – это координаты площади объекта, которым дается цифровое обозначение по порядку. Количество линий должно обеспечивать представительность выборки.

Если группа (например, разрывное нарушение) пересекает одну из вертикальных линий на разрезе на какой-то глубине, то в исходную БД вносятся соответствующие значения. Операция проделывается с каждой группой признаков по каждому профилю. В результате БД пополняется информацией о соотношениях различных признаков и координат. После этого по значениям БД строится разрез, который формализуется функционально (интерпретируется как функция). На нем можно выявить особенности [Иванова, 2012].

Производятся расчеты корреляционных зависимостей по каждому признаку и получаются соотношения «признак от функции» и «функция от функции». В результате происходит дополнение БД «математическими» данными, выступающими, в том числе, поисковыми признаками.

Полученная БД используется при моделировании зоны рудопроявления. Выявляются признаки, требующие уточнения в определенных координатах исследуемой площади, что, как правило, связано с особенностями геологического строения и химического состава пород месторождения. Выбранные признаки уточняются на этапе полевых работ на конкретном участке с дальнейшим предварительным оконтуриванием рудных зон.

К настоящему времени автором составлена БД, сформированы группы признаков и привязка их к геологическому разрезу, а также составлены соотношения: признак от координат, признак от признака, признак от функции и функция от функции. В дальнейших работах предполагается представить окончательные итоги экспериментального прогнозирования рудопроявлений на модельном объекте (месторождение Молодежное, Южный Урал). Эти результаты впоследствии будут применены к территории Полярного Урала.

Литература

Иванова Ю. Н. Некоторые подходы к прогнозированию зон минерализации на основе надклассовой агрегации статистических и геологоразведочных данных // Мат. Второй научн. молодеж. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 90–93.

Трофимов А. П., Лючкин В. А., Пивоваров А. П., Фунтиков Б. В. Геолого-геохимическая модель золоторудного железо-скарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале // Матер. научн. конф. (XI Чтения А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 102–107.

В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
vgkor@mineralogy.ru

Новые горные породы и минералы из блоков уразбаевской олистостромы в Ильменских горах

Исследования проводились в пределах территории Ильменского заповедника на нескольких участках распространения уразбаевской олистостромы и пластин серпентинитового меланжа. Породы из обломков и глыб в олистостроме и в серпентинитовом меланже в большинстве своем оказались новыми для Ильменских гор, а некоторая часть – и для Урала в целом. Нами описано 19 их новых разновидностей [Кориневский, Кориневский, 2006; 2010]. Для обнаруженных пород характерно присутствие калиймагнезиогастингсита, бариевого биотита, гиалофана, фассаита, геденбергита, эпидота, отсутствие или слабое проявление химической зональности в индивидах минералов. Уникальным является обнаружение первично-магматических анортитовых биотит-амфиболовых и геденбергитовых габбро.

Описанные нами новые породы содержат минералы, впервые выявленные на территории Ильменских гор, иногда – на Урале в целом. Наиболее важным является открытие нового вида амфиболов – калиймагнезиогастингсита. Впервые показано присутствие в габбро кристаллов эпидота магматического происхождения [Кориневский, Кориневский, 2006; 2007].

Особо следует подчеркнуть установление впервые в мировой практике магматических пород, содержащих в качестве одного из главных породообразующих минералов скаполит (миччонит). Нами описаны скаполитовые граниты, пегматиты, габбро, пироксениты, слюдиты, слагающие секущие дайки в теле карбонатитов [Кориневский, 2012].

Таким образом, работами сотрудников Института минералогии за последние годы в Ильменогорском комплексе описано 24 новых разновидности горных пород. В них обнаружено 19 новых для Ильмен минералов, в том числе один минерал открыт впервые. Их принадлежность к отторженцам глубинных образований создает предпосылки для познания состава и строения пока недоступных для бурения слоев земной коры.

Литература

Кориневский В. Г. Новые подходы к геологии Ильмен // Уральский геологический журнал. 2000. № 2 (14). С. 33–50.

Кориневский В. Г., Кориневский Е. В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 102 с.

Кориневский В. Г. Магматические скаполитовые породы Ильменских гор на Урале // Мат. Всерос. конф., посв. 150-летию ак. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и 100-летию проф. Г. М. Саранчиной «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. Т. 1. С. 294–298.

А. Г. Пилюгин, А. М. Гайфутдинова
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
andrew_pilugin@mail.ru

Минералого-геохимические особенности и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал

(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

Платиноносные хромититы, распространенные в Нижнетагильском массиве, крайне редки на Светлоборском массиве и представлены исключительно мелкими жилами прожилково-вкрапленного типа. По составу хромшпинелиды хромититовых жил Светлоборского массива беднее нижнетагильских хромом, алюминием и богаче железом, магнием, титаном и марганцем. Хромиты жил со вкрапленной текстурой по сравнению с массивными более железистые и менее хромистые. Такое различие в составах объясняется большей подверженностью вкрапленных хромитов процессам наложенной серпентинизации, в ходе которой происходит не только изменение химического состава, но и образование магнетита по хромшпинелиду в виде кайм и по микротрещинам внутри зерен последнего.

Платинометальная минерализация хромититов двух массивов различна. На Светлоборском массиве преобладает изоферроплатина, главной примесью в которой является родий. На Нижнетагильском массиве преобладают минералы ряда тетраферроплатины – собственно тетраферроплатина, часто никелистая и медистая, ферроникельплатина, туламинит. Изоферроплатина и тетраферроплатина содержат примеси платиновых металлов, среди которых иридий преобладает над родием и осмием.

Для выяснения геохимических особенностей нижнетагильских хромититов в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ в г. Санкт-Петербург проанализированы 15 проб платиноносных хромититов месторождений платины Александровского, Каменного, Крутого и Соловьева логов из коллекции А. Г. Бетехтина. Методами рентгеноспектрального флуоресцентного, атомно-абсорбционного, ионометрии, инфракрасной спектроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе «Элан-6100 DRC» определены содержания 70 элементов, в том числе редких земель, элементов платиновой группы (кроме осмия), золота и серебра.

Основными чертами геохимии хромититов является их обеднение большинством элементов-примесей по сравнению с вмещающими дунитами. Наиболее контрастное исключение здесь составляет лишь барий и платиновые металлы. Обращают на себя внимание повышенные концентрации хлора в пробах с высокими содержаниями платиноидов. Распределение ЭПГ в хромититах крайне неравномерное и соответствует схеме Pt > Ir > Rh > Pd > Ru.

Морфология хромititовых жил, их приуроченность к определенным тектоническим направлениям, морфология хромшпинелидов, микровключения хлорита, граната и других минералов в платине и хромшпинелидах свидетельствуют в пользу метасоматического или метаморфогенно-метасоматического генезиса как хромititовых жил, так и ассоциирующего с ними платинового оруденения.

И. Р. Рахимов
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
rigel92@mail.ru

Рудные полезные ископаемые пермской системы Республики Башкортостан

(научный руководитель д.г.-м.н. Д. Н. Салихов)

Последние фазы герцинской складчатости привели к отмиранию океанического режима в Урало-Монгольском поясе и сопровождались коровым гранитоидным магматизмом [Пучков, 2000]. Материал с разрушающегося Уральского орогена смывался в Предуральский краевой прогиб, который к началу верхней перми заполнился, и снос осадков распространился дальше на запад вглубь континента. Терригенно-карбонатно-гипсовые отложения верхней перми Южного Приуралья образовали рудоносные зоны. Здесь известны стратиформные месторождения марганца и меди. Также с раннепермскими рифами связана урановая минерализация.

Приуралье. В ассельско-сакмарское время в краевом прогибе происходило накопление мелководных известняков с формированием протяженного барьерного рифа. В середине прошлого столетия было обнаружено проявление урановой минерализации (содержания U до 0.01–0.04 %), связанной с фосфатизированной кровлей рифовых массивов [Никонов, Исмагилов, 2012]. На Шах-Тау отмечена повышенная активность битуминозных фаций (U до 0.02 %) и сероводородных вод. В битуминозных отложениях Башкирского Приуралья с повышенной радиоактивностью указывается наличие рения.

К филипповскому горизонту кунгурского яруса приурочено знаменитое Улу-Телякское месторождение марганца [Кулешов, 2012]. Образование марганецсодержащих карбонатов вторично и, видимо, связано с разгрузкой нефтяных вод. Запасы руд (карбонаты, сульфиды, оксиды) по разным кондициям оцениваются от 11 до 25 млн т. В верхнем горизонте содержания Mn 5.5–8.2 %, в нижнем – 2–4 %.

В начале уфимского времени на Урале произошли поднятия, вызвавшие обильный снос кластического материала в Приуралье в условиях аридного климата [Проскуряков, 1970]. В начале казанского века в Южном Приуралье сформировались терригенно-карбонатные и терригенные толщи, в разрезах которых прослеживается

меденосный базальный горизонт. В пределах Башкирии выделяются 4 меденосных участка [Лурье, 1988] или 3 группы месторождений [Салихов, 2010]: Сараево-Рудничная, Миякино-Стерлибашевская и Федоровско-Кузьминовская. Самое высокое содержание меди достигает 5.76 % в песчаниках последней группы.

В начале татарского века увеличивается поступление грубообломочного материала в седиментационный бассейн, с накоплением преимущественно лагунно-континентальных красноцветных разнозернистых песчаников, граувакковых конгломератов, аргиллитов, карбонатных пород. Рудный участок Булгаковка из Федоровско-Кузьминовской группы по своему стратиграфическому положению близок к горизонту медистых песчаников знаменитой Каргалинской группы месторождений Приуралья. Полагается, что медистые песчаники Каргалинского типа могут быть распространены далеко на север в пределы Башкирии. В работах Е. И. Тихвинской [1929ф] приводились перспективные рудные поля Сандинское, Саратовское и Назаровское, приуроченные к последней группе месторождений. Рудоносные пласты представлены песчаниками, конгломератами, реже мергелями, сланцами и известняками. Содержание меди в конгломератах – до 12 %, в песчаниках – 2–2.5 %, мергелях и сланцах – 2–4 %, известняках – около 1.5 %. Наибольшей мощностью обладают рудоносные песчаники (до 6–8 м) и конгломераты (до 2 м). Мощность рудоносных мергелей, сланцев и известняков обычно не более 0,5 м.

Уральский ороген. Орогенез после жесткой коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов сопровождался палингенезом с образованием Главной гранитной оси Урала [Пучков, 2010]. В Башкирской части Урала достоверной информации об орогенных месторождениях полезных ископаемых нет. Комплексы малых интрузий и даек, предположительно датированных пермью, известны в Башкирском Зауралье. К таким, в частности, относится дайковый комплекс габбро-долеритов в Худолазовской мульде. В контактовых зонах даек развито оруденение золотокварцевого типа, например, известно месторождение Тукан. Месторождение отработано, но во время экспедиционных работ 2012 г. нами было обнаружено несколько вкрапленников золота размером до 0.5 мм. Содержания Au в породах месторождения в годы разработки достигали 28.6 г/т [Серавкин, 2010].

Литература

Кулешов В. Н. Новые данные об условиях образования и происхождении марганцевых карбонатных пород Улу-Телякского месторождения (Башкортостан) // Литология и полезные ископаемые, 2012. № 4. С. 245–259.

Лурье А. М. Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 182 с.

Никонов В. Н., Исмагилов И. Х. Перспективы геологических формаций Предуралья и зоны краевой складчатости Башкирского Урала на уран и рений // Мат. 9-й межрег. научно-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 177–179.

Проскуряков М. И. Медистые песчаники Южного Приуралья и их прогнозная оценка // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 1970. 24 с.

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

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Салихов Д. Н., Масленников В. В., Серавкин И. Б. и др. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). Уфа: Гилем, 2010. 376 с.

Серавкин И. Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: Гилем, 2010. 284 с.

Л. А. Панова
Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург
liubov_panova@mail.ru

Минералогия железомарганцевых отложений горы Семенов, Срединно-Атлантический хребет

(научный руководитель к.г.-м.н. Е. Н. Перова)

Массивные сульфидные руды сопровождаются ореолом железомарганцевых отложений (ЖМО), ресурсы которых в Мировом океане оцениваются в 109 млрд т [Ожогина и др., 2004]. Нами были изучены образцы железомарганцевых корок с гидротермальных полей горы Семенов. Образцы Fe-Mn корок предоставлены Г. А. Черкашевым и М. П. Давыдовым (ВНИИОкеангеология).

Были выделены морфологические типы образцов с помощью стереомикроскопической системы Leica Microsystem CMS CmBh. Изучен минеральный состав образцов с помощью рентгенофазового анализа на приборе Rigaku и сканирующем микроскопе CamScan MV2300. Химический анализ образцов определен рентгенофлюоресцентным анализатором INNOVOX Delta 50 (USA) с использованием РЦ «Геомодель» (СПбГУ).

Образцы железомарганцевых отложений имеют сходное строение. Наблюдается слабовыраженная слоистость, верхняя часть сложена натечными агрегатами черного цвета, часто с окисленными пленками рыже-коричневого цвета. Размер агрегатов 0.1–0.5 мм. Верхушка агрегатов может быть заостренной к верху или округлой. Нередко встречаются выпукло-вогнутые образцы. В таких случаях выпуклая поверхность образца сложена агрегатами с куполообразными верхушками, которые образуют пупырчатую поверхность серо-черного цвета. На поверхности этого слоя присутствуют налеты окисленных минералов ржаво-коричневого цвета.

Вогнутая поверхность отличается трещиноватостью и угловатыми образованиями, большей окисленностью. Те поверхности, которые покрыты таким налетом, выглядят гладкими и ровными. Этот слой содержит большое количество органического вещества. Между этими слоями находится прослойка черного минерала с металлическим блеском. В местах, где прослойка отсутствует, один слой плавно переходит в другой. Зачастую образцы частично или полностью покрыты гидроокислами железа ржаво-коричневого цвета. В некоторых образцах присутствуют порошковатые налеты и кристаллы ярко-зеленого цвета, которые представляют собой смесь атакамита и паратакамита.

По минеральному составу в изучаемых образцах были диагностированы 10 А фаза, бернессит, гетит, акагенит, атакамит, паратакамит, кальцит.

Бернессит $Na(Mn^{3+}Mn_3)O_8 \cdot 3H_2O$ слагает натечные агрегаты и прослои черного цвета с сильным металлическим блеском.

10 А марганцевая фаза может быть представлена неупорядоченным смешаннослойным асболан-бузеритом, бузеритом I и бузеритом II, неустойчивым бузеритом, тодорокитом, асболаном [Сметанникова, Франк-Каменецкий, 1989]. В ходе исследований было выявлено, что 10 А фаза слагает натечные пальцеобразные агрегаты с куполообразным верхом, и ее можно диагностировать как асболан-бузерит, который в образцах часто встречается в смеси с бернесситом.

Гидроокислы железа представлены двумя фазами. Преобладающей является гетит. Поверхности и натечные агрегаты сложены рыже-коричневыми гетитом α-FeOOH и акагенитом β-FeO(OH).

Органическое вещество приурочено к кальциту. Атакамит $Cu_2Cl(OH)_3$ и паратакамит $Cu_2(OH)_3Cl$ встречаются в виде смеси в виде небольших (до 0.5 см) прозрачных кристаллов зеленого цвета и порошковатых масс на поверхности корок.

Химический состав некоторых изученных образцов представлен в таблице. Проанализированы отдельно существенно марганцевая и существенно железистая части ЖМО. Из таблицы видно, что образец 32-311 характеризуется более высокими концентрациями Cu, Zn и присутствием Ni по сравнению с железистой частью. Высокие содержания Cu и Cl связаны с присутствием атакамита и паратакамита в образце. Образец 33-42, сложенный преимущественно гидроокислами железа, характеризуется высокими содержаниями P и присутствием Co.

Таблица

Химический состав некоторых изученных образцов

Элементы	Обр. 32-311	Обр. 33-42	Элементы	Обр. 32-311	Обр. 33-42
Si	1.00	4.71	Sr	509	317
Ti	0.07	0.01	V	289	–
Al	–	7.01	Cl	22812	15471
Fe	2.62	35.55	Y	11.7	12.3
Mn	30.31	0.21	Ni	3765	–
Ca	1.08	0.86	Cu	85657	1119
K	0.63	0.23	Zn	2788	212
P	–	50494	Cr	112	–
Ba	3969	–	Co	–	102
Zr	26	–			

Примечание. Обр. 32-311 – марганцевая часть ЖМО; обр. 33-42 – железистая часть ЖМО. Породообразующие элементы приведены в мас. %, остальные в – г/т.

На диаграмме Cu–Cu/Co, предложенной М. П. Давыдовым с соавторами [2007], изученные образцы ЖМО попадают в поле гидротермальных корок, маркирующих гидротермально-осадочные сульфидные руды.

В целом, можно утверждать, что минералогический состав железомарганцевых отложений горы Семенов сходен с ранее изученными гидротермальными железомарганцевыми образованиям САХ [Давыдов и др., 2007; Давыдов и др., 2009].

Литература

Давыдов М. П., Александров П. А., Перова Е. Н., Семкова Т. А. Железомарганцевые отложения гидротермального поля «Ашадзе-1» // ДАН, 2007. Т. 415. С. 793–799.

Давыдов М. П., Александров П. А., Перова Е. Н. и др. Первая находка погребенных низкотемпературных отложений в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта // ДАН, 2009. Т. 424. № 1. С. 61–66.

Ожогина Е. Г., Дубинчук В. Т., Кузьмин В. И., Рогожин А. А. Особенности методики изучения минерального состава железомарганцевых конкреций океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2004. № 3. С. 86–90.

Сметанникова О. Г., Франк-Каменецкий В. А. Возможности рентгенодифракционных методов при диагностике гидроксидов марганца. // В сб. «Методы дифракционных исследований кристаллических материалов» под ред. В. А. Франк-Каменецкого, Б. М. Шмакина. Иркутск: Институт геохимии СО АН СССР, 1989. С. 99–106.

***И. А. Блинов*[1], *А. А. Боровинская*[2]**
[1] – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
ivan_a_blinov@mail.ru
[2] – *СОШ № 16, г. Миасс*

Влияние растворов сульфатов Cu, Zn, Mn на состав и структуру диоктаэдрического смектита

Смектиты являются распространенными глинистыми минералами, которые применяются в медицине, природоохранной деятельности или являются рудами (соконит). Известно множество работ, посвященных экспериментальному насыщению смектитов различными солями и его сорбционной емкости к различным веществам [Brigatti et al., 1996; Undabeytia et al., 1996; Higashi et al., 2002; Kharitonova et al., 2004]. Однако во многих работах отсутствуют данные о структурных особенностях исследуемого минерала, а также о его структурных преобразованиях. Нами проведено экспериментальное насыщение смектитов солями, исследованы изменения химического состава и морфологии частиц, а также их структурные изменения.

Насыщение смектита проводилось по следующей схеме. Навеска сульфатов кристаллогидратов ($CuSO_4$? $5H_2O$, $ZnSO_4$? $7H_2O$, $MnSO_4$? $7H_2O$, квалификации не ниже хч) массой 3 г растворялась в 250 мл дистиллированной воды. В этом растворе размешивался воздушно-сухой порошок диоктаэдрического смектита массой 1 г. По истечению трех суток сульфатные растворы сливались, оставшуюся глину собирали на обеззоленной фильтровальной бумаге, после чего в течение дня промывали водой не менее 5 раз. Химический состав воздушно-сухой глины проведен на рентгенфлуоресцентном анализаторе (РФА) INNOV-X alfa-4000, экспозиция 30 с, аналитик Ю. Д. Крайнев. Морфология и состав отдельных частиц определялись на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act, аналитик И. А. Блинов. Препараты для СЭМ готовились методом суспензии. Структуры смектитов определены на электронографе ЭМР–100, $U_{уск.}$ 75 кВ, аналитики В. А. Котляров, И. А. Блинов.

Влияние сульфата меди привело к позеленению смектита. Насыщение смектитов растворами изменило морфологию глинистых частиц. До эксперимента частицы представляли собой отдельные слегка уплощенные хлопья размером 20–40 мкм. После насыщения во всех трех случаях смектит коагулировал. Появились агрегаты более 100 мкм, состоящие из частиц размером 5–15 мкм. По данным РФА содержания тяжелых металлов в смектите составило около 3–4.5 мас. % (табл.).

Результаты исследования подтвердили ранее известный факт, что предел сорбции для тяжелых металлов не превышает 4–5 мас. %. Это справедливо и для полностью разупорядоченных диоктаэдрических смектитов. Воздействие растворов тяжелых металлов влияет на морфологию частиц – они «разваливаются» на более мелкие и

Таблица

Химический состав смектита до и после экспериментов

Вещество	Mn	Fe	Cu	Zn
Исходный сметкит	413	27233	–	95
Сметкит с Cu	437	34169	47472	151
Сметкит с Zn	503	36921	345	45926
Сметкит с Mn	29551	28924	–	139

Примечание. Содержания даны в г/т. Прочерк – ниже предела обнаружения. Анализ позволяет определять элементы, тяжелее Ti.

затем коагулируют в более крупные хлопья. Вхождение Cu, Zn, Mn проявляется частичным вытеснением межслоевого катиона – Ca [Brigatti et al., 1996], на место которого частично входят новые металлы. Изменение структур под воздействием растворов проявляется в появлении упорядоченности, а также в уменьшении параметров asinβ и b. Сходство этих процессов ранее было замечено на Амурском месторождении: увеличение содержаний сорбированного Zn приводит к уменьшению параметра b и диоктаэдризации структуры [Блинов, Котляров, 2011].

Авторы благодарны В. А. Котлярову, Е. В. Белогуб, Ю. Д. Крайневу за помощь и консультации при проведении работы. Работа поддержана грантом 12-05-31188 мол_а.

Литература

Блинов И. А., Котляров В. А. Электрографическое изучение глинистых минералов из зоны окисления Амурского стратиформного месторождения (Ю. Урал) // Кристаллохимия, рентгенография и спектроскопия минералов-2011. СПб.: СПбГУ, 2011. С. 125–126.

Brigatti M. F., Campana G., Medici L., Poppi L. The influence of layer charge on Zn^{2+} and Pb^{2+} sorption by smectites // Clay Minerals. 1996. № 31. P. 477–483.

Higashi S., Miki K., Komareni S. Hydrothermal synthesis of Zn-smectites // Clays and Clay Minerals. 2002. Vol. 50. № 3. P. 299–305.

Kharitonova G. V., Manucharov A. S., Chizhikova N. P. et al. Interaction of Pb^{2+} and Zn^{2+} salts with clay minerals // International Agrophysics. 2004. № 18. P. 231–238.

Undabeytia T, Morillo E., Maqueda C. Adsorption of Cd and Zn on montmorillonite in the presence of a cationic pesticide // Clay Minerals. 1996. № 31. P. 485M-90.

А. В. Майоров
Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь
prm1326a@yandex.ru

Песчано-гравийные месторождения Камских водохранилищ, Пермский край

(научный руководитель профессор Б. С. Лунев)

Дефицит нерудных полезных ископаемых, в частности качественных стройматериалов, сложившийся в последнее время на территории европейской части России, требует поиска новых источников этого сырья. Решение этой проблемы возможно с

помощью разработки моделей строения месторождений, используя геологическую разведку, инженерные изыскания под строительство ГЭС и других береговых сооружений; оценки условий, в которых формируется и разрабатывается месторождение; и описания предлагаемой технологии разведки и разработки месторождений.

Продукты разрушения Уральских гор транспортировались притоками Камы на территорию Камского и Воткинского водохранилищ. Часть обломочного материла (аллювия) накапливалась и сохранилась до настоящего времени на территории своего первичного захоронения. Другая часть была перемыта р. Кама и сформировала более молодой аллювий (низких камских террас). Территория водохранилищ аккумулировала разновозрастной поликомпонентной обломочной материал.

Месторождения в зонах водохранилищ можно разделить на затопленные и береговые (абразионные). Их изучение и разработка может вестись по-разному.

Затопленные месторождения ПГС. В зонах водохранилищ подошва полезной толщи находится на разных глубинах от поверхности водохранилищ и не превышает 35–40 м.

В России метод СГД (скважинной гидродобычи) апробирован на цирконий-титановых россыпях, состоящих из мелких песков и залегающих на глубинах несколько десятков метров. Получены положительные результаты: затраты (по двум объектам) на освоение месторождений новым способом меньше в 3.1 раза на одном и близки к традиционному на втором объекте. При этом исключается ряд социальных (месторождения, располагающиеся в густонаселенных территориях) и экологических (объекты с большой вскрышей и рекультивацией земель площадей разработки) вопросов [Левченко, 2004]. По сравнению с традиционными методами разработки ПГС (драги), метод СГД обладает рядом черт, делающих его безопаснее для экологии.

В Прикамье СГД рационально проверить на объектах с ПГС в границах водохранилищ и на медистых песчаниках и их отвалах.

Береговые (абразионные) месторождения. В этих зонах прибоем волн перерабатываются отложения речных террас – вскрышные отложения предполагаемых месторождений ПГС. Наиболее перспективны для разработки месторождения первой, второй, третьей террас р. Кама и ее притоков.

Камское пароходство извлекало ПГС по 17 млн $м^3$ в год. При использовании технологии, разработанной в Пермском университете, попутно из этого же объема возможно получение концентратов содержащих до 50 кг золота (0.005 $кг/м^3$) и комплекс других МЦМ массой в условном ильмените порядка 462 кг.

В данной работе предлагается способ пополнения ресурсно-сырьевой базы Прикамья, а в будущем, и большей части страны путем введения в эксплуатацию ранее не используемых территорий – акватории Камского и Воткинского водохранилищ. Решение этой задачи включает построение моделей строения месторождений ПГС, разработку методики получения комплекса элитных полезных ископаемых (высококачественные пески и гравий, золото, цирконий, титан и др. МЦМ) и учет факторов, при которых будут разрабатываться предлагаемые участки (гидрогеологческие, климатические, экологические).

Исследования проводятся при поддержке гранта РФФИ № 10-05-96060.

Литература

Левченко Е. Н. Новые прогрессивные технологии добычи и переработки титан-циркониевых россыпей России. М.: ИМГРЭ, 2004. 84 с.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ ШКОЛЬНИКОВ

Е. Гаврилова
9 класс, МБОУ СОШ № 10, г. Миасс

Геммологические методы диагностики янтаря

(руководитель Е. Ю. Протопопова, ДДТ «Остров»)

Цель работы: опытным путем определить янтарь и пластмассу. Задачи: определить свойства янтаря, провести диагностику имеющихся образцов, изготовить искусственный «янтарь», узнать информацию о применении янтаря. Проведены опыты по диагностике ископаемых смол и пластмасс. Для этого взяты образцы натурального янтаря, бусины янтаря, полированная янтарная галька. Для диагностики использовались наиболее доступные методы, применимые в домашних условиях.

Метод соляного раствора. Средняя плотность натурального янтаря, в отличие от пластмассы, составляет 1.08 г/см^3, и поэтому он не погрузился в соленый раствор с концентрацией 10 чайных ложек поваренной соли на 250 мл воды.

Устойчивость поверхности к растворителям. Поверхность смолы слегка растворяется и становится липкой, если на нее помещается капля этилового спирта. При этом выделяется сильный ароматический запах, а после высыхания спирта появляется белое пятно. В результате белое пятно появилось на полированной янтарной гальке, тогда как бусины остались без изменений.

Определение твердости. Очень эффективный метод выявления имитаций янтаря – воздействие лезвием ножа на поверхность изделия. Натуральный янтарь и смола дали мелкую крошку, а имитации из пластмассы – закрученную стружку.

Метод нагревания. При нагревании следует отмечать следующие свойства: запах, точку плавления, воспламеняемость, клейкость образца и т.д. Натуральный янтарь загорелся через 2 минуты, и появился неприятный запах. При нагревании бусины воспламенение произошло практически сразу, запах – синтетический. Янтарная галька была проверена раскаленной иглой – через минуту появилось углубление в образце и запах, сходный с янтарным.

После проведенных опытов сделаны следующее выводы: «янтарные» бусины состоят из пластмассы, кусочки янтаря полностью соответствуют названию, полированная галька – янтарная. Для изготовления искусственного «янтаря» были использованы канифоль и эпоксидная смола. В первом варианте – образец получился очень хрупкий, во втором – более прочный.

Э. Резепин
8 класс, МАУДОД ДДТ г. Челябинска

Ордовикские лавы в обнажениях р. Миасс ниже с. Большое Баландино

(Руководитель А. Ф. Большаков, МАУДОД ДДТ г. Челябинска)

Задачей экспедиции 2012 г. стало описание части геологического разреза, а точнее, тектонического блока, содержащего подводные лавы ордовикского возраста.

Выходы подушечных лав, общая мощность которых, по данным Ю. П. Бердюгина и др., превышает 300 м в районе с. Большое Баландино, прослеживаются почти непрерывно по правому и левому берегу реки на расстоянии около 2 км. Мы наблюдали лавовые потоки на всем протяжении вулканического разреза по р. Миасс. Маломощные потоки микропорфировых пироксен-плагиоклазовых базальтов (т.е. тех же пород, из которых состоят «подушки») можно встретить по правому берегу реки в месте пересечения ее ЛЭП, где они залегают между потоками пиллоу-лав.

Более мощные потоки порфировых пироксен-плагиоклазовых базальтов выходят по стенкам оврага, впадающего в реку с правого берега в районе старой молочной фермы. Далее по разрезу наблюдается закономерность: чем моложе базальтовые потоки, тем крупнее в них фенокристаллы. В верхней части разреза (на окраине с. Большое Баландино) встречаются преимущественно лавы крупнопорфировых (размеры фенокристаллов до 1 см) базальтов, переслаивающиеся с мелкопорфировыми (фенокристаллы менее 0.5 см) базальтами. Общая мощность лавовых потоков верхней части разреза в районе с. Большое Баландино Ю. П. Бердюгин и др. оценивают в 430–480 м. В верхах разреза (на южной окраине Б. Баландино) появляются крупнообломочные вулканические туфы. К сожалению, более молодые породы в разрезе на р. Миасс не сохранились.

И. Сивков
10 класс, ДДТ г. Челябинска

Перовскит из Перовскитовой копи
(Руководитель А. Ф. Большаков, д/о ДДТ)

Копи Кусинского района приурочены к контакту габбрового массива с доломитизированными известняками рифея. Одним из коллекционных минералов, который здесь добывают, является перовскит. Он был открыт в 1839 г. на Ахматовской копи в Ильменском заповеднике. Там его кристаллы достигают 1 см, тогда как на Перовскитовой копи кристаллы размером 2–3 см – не редкость. Были встречены кристаллы размером до 12 см, а также уникальный кристалл с ребром куба 22 см. В Северной группе выработок встречаются исключительно кубические кристаллы перовскита, в Южной есть более сложные формы: комбинации октаэдра, куба и ромбододекаэдра с преобладанием граней октаэдра. Переход от кубов к более сложным формам у перовскита связан с уменьшением содержания изоморфных примесей. Многочисленные дефекты кристаллов (следы растворения, отдельность, штриховка на гранях) показывают, что их рост был ритмичным.

Е. Хатунцева
10 класс, геологическое объединение МОУДОД «ЦДОД» г. Карталы

Полезные ископаемые Карталинского района
(руководитель Т. Г. Алентьева)

Карталинский район богат полезными ископаемыми. В разные годы в районе проводилась добыча золота и угля, хромитов и графита, каолина и мрамора. Проходила

разведка на бериллий и вольфрам, медь и редкие металлы. Кроме того, разведаны месторождения мрамора, декоративного габбро, сырья для производства цемента. В настоящее время активно разрабатывается одно из крупнейших в России месторождений каолиновых глин. Юные геологи нашли проявления огнеупоров: кианита и андалузита. Имеются в районе проявления драгоценных и поделочных камней: берилла, турмалина, топаза, горного хрусталя, пегматита и пироксенита. Имеются в районе целебные источники и целебные глины. Район испытывает дефицит влаги, поэтому очень важны поиски подземных вод.

Месторождение *антрацита* залегает в Полтаво-Брединской синклинали. Полтавское каменноугольное месторождение разрабатывалось с 1915 по 1950 гг. С метаморфизированными антрацитами связаны небольшие залежи *графита*. *Графит* также встречается в окрестностях города Карталы и п. Ольховка.

Верблюжьегорское месторождение *хромитов* находится на юго-востоке Челябинской области в 14 км от п. Анненское. Добыча производилась с 1939 до 1942 гг. *Магнетит* встречается в серпентинитах на Верблюжьих горах, у поселков Ольховка и Варшавка. *Лимонит* встречается в железных шляпах в окрестностях с. Анненское и п. Ольховка.

Малахит обнаружен возле с. Анненское, с. Новониколаевка, д. Горная. *Азурит* встречается в зоне окисления меднорудных месторождений. В районе встречается вместе с другими медесодержащими минерами у п. Новониколаевка, в 4.5 км на северо-восток от с. Анненское.

В Карталинском районе имеются месторождения *коренного и рассыпного золота* у п. Ольховка. Велась промышленная добыча. В дореволюционное время золотые прииски были вблизи Елизаветопольки.

Агат встречается в крупных миндалинах в серпентинитовых массивах у ст. Начальная Асбест у п. Ольховка, с. Татищево, у разъезда 10 км ж/д Карталы-Магнитогорск. *Берилл* встречается в кварце и пегматитах у с. Анненское, с. Великопетровское. *Гранаты* встречаются в окрестностях с. Анненское, п. Система, с. Татищево, п. Ольховка, п. Варшавка.

Выходы *гранитов* имеются у населенных пунктов: Ольховка, Великопетровка, Горная, Система, Анненское. В Новокалиновом ведется разработка *каолина*. *Кварц* встречается в окрестностях с. Анненское, п. Ольховка, п. Акмулла, д. Горная, п. Система, п. Варшавка. В Карталинском районе разрабатывается Еленинское месторождение *мрамора*. *Серпентиниты* встречаются в Верблюжьегорском массиве, в серпентинитовых карьерах у с. Анненское, п. Ольховка, с. Татищево.

На территории района отряд будет продолжать поиски полезных ископаемых, в которых нуждается район: хромиты, золото, медные руды и вода. Юные геологи вышли с предложением в администрацию района включить в особо охраняемые памятники района ряд геологических объектов: горы Полати, Ольховские останцы, пегматитовые жилы, Сухой лог, карстовый район реки Нижний Тогузак, Пионерское месторождение бериллов, родник «Золотой ключик», родник Беляев мостик.

О. Хуснудинова
10 класс, МБОУ СОШ № 118, г. Челябинск

Цвет минералов

(Руководитель Е. Ю. Алентьева, МБОУ СОШ № 118 г. Челябинска)

Мир минералов восхищает и покоряет наблюдателя не только скульптурным совершенством, но и различными цветами. Многие причины окраски отдельных минералов не выяснены до сих пор. Окраска минералов невольно обращает на себя внимание при первом же знакомстве с ними и потому является одним из важнейших диагностических признаков. В обычной практике при определении цвета минералов прибегают к сравнительной оценке, сопоставляя его с окраской каких-либо хорошо известных предметов или веществ. Поэтому широко пользуются двойными названиями цветов минералов, например: молочно-белый, медово-желтый.

Первую попытку обобщить имеющийся материал по этому вопросу и увязать окраску природных соединений с их кристаллохимическими особенностями сделал А. Е. Ферсман в своей книге «Цвета минералов». Несмотря на всю красоту минералов, люди пытались окрашивать их еще с древнейших времен. Так, например, римские мастера умели окрашивать агат в густой черный цвет, который не встречается в природе. В природных химических соединениях различают три рода окрасок по происхождению: идиохроматическую, аллохроматическую и псевдохроматическую. Идиохроматическая окраска, обусловлена внутренними свойствами самого минерала. Хромофор – элемент носителя цвета. Хромофорами являются железо (его окислы), титан, хром, марганец, медь (окись), кобальт, никель, слюда, известь, пирит, графит, антрацит (его пыль). Содержание в минерале хромофоров в большом количестве определяет интенсивность (яркость) его цвета. Хромофорная теория возникновения окраски соединений была предложена в 1878 г. немецким ученым Виттом. Аллохроматическая окраска в большинстве случаев связана с посторонними тонко рассеянными механическими примесями, окрашенными в тот или иной цвет хромофорами. Псевдохроматическая окраска обусловлена интерференцией падающего света в связи с отражением его от внутренних поверхностей трещин спайности, иногда от поверхности каких-либо включений. Цвет минералов является важным фактором при их использование в качестве драгоценных и поделочных камней. Также в древности иконописцы использовали минералы в качестве красок.

Изучив рецепты для создания минеральных красок, которые использовали в древности для иконописи, нами были созданы собственные краски. Для этого используемый минерал был растерт в порошок и разведен в разбавленном водой яичном желтке. Готовую краску следует использовать сразу после приготовления, поскольку она не подлежит длительному хранению и может быстро испортится. Для настенных росписей вместо желтка используется, как правило, яичный белок. Для создания краски бурого цвета нами был использован гематит, коричневого цвета – лимонит и зеленого цвета – малахит.

АННОТАЦИИ

УДК 06.091.5/06.05

Институту минералогии УрО РАН – 25 лет. Анфилогов В. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе охарактеризована структура и основные направления деятельности Института минералогии УрО РАН, которому в 2013 г. исполняется 25 лет. В институте получили успешное развитие пять лабораторий: экспериментальной минералогии и физики минералов, региональной минералогии, минералогии рудогенеза, минералогии техногенеза и геоэкологии, физических методов анализа минерального сырья и отдел геоинформационных технологий. Результаты исследований сотрудников Института представлены в более чем 1000 научных публикациях, из них в 40 фундаментальных монографиях, а также в крупных статьях в международных высоко-рейтинговых журналах. Институт минералогии – учредитель геологического факультета ЮУрГУ. С 1995 г. в институте проходит международная молодежная научная школа «Металлогения древних и современных океанов».

Библ. 20.

УДК 523.4-82-03.20

Происхождение Луны. Анфилогов В. Н., Хачай Ю. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Предложена новая модель формирования Луны. Предполагается, что на начальном этапе основным материалом, из которого формировалась Луна, были расплавленные фрагменты, образованные при столкновении и разрушении первичных зародышей Земли. Предложенный вариант позволяет решить две проблемы: обосновать высокую температуру растущей Луны и резкое обеднение Луны железом.

Библ. 10.

УДК 553.04

Минеральное сырье – основа экономики России. Бакулин Ю. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены основные проблемы минерально-сырьевой базы России, ее дальнейшие перспективы и направления развития.

Библ. 2.

УДК 553.04(234.853)

Техногенные кианитовые россыпи – перспективные объекты комплексного сырья. Коротеев В. А., Савичев А. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Техногенные месторождения, образованные в результате эксплуатации аллювиальных месторождений золота на Южном Урале, являются дополнительным сырьевым источником комплексного минерального сырья. Содержание полезных минералов в техногенных образованиях превышает содержание в первичных аллювиальных россыпях в n ? 10–n ? 1000 раз. В процессе геологической оценки промышленного потенциала Андрее-Юльевского техногенного месторождения кианита использован «концентратный» метод опробования техногенных песков, позволивший оценить золотороссыпной потенциал техногенных образований с убогим золотом и дополнительно выделить в качестве попутного полезного минерала рутил. На основе проведенных исследований разработана принципиальная технологическая схема обогащения техногенных песков, позволяющая получить кианитовые концентраты с содержанием Al_2O_3 55.5–60.2 % в качестве основного продукта и золотосодержащий и рутиловый концен-

траты как попутно извлекаемые продукты. Комплексное извлечение кианита, золота и рутила из техногенных образований делает коммерчески привлекательной эксплуатацию такого типа месторождений.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 6.

УДК 666.611:666.3-131.9:541.1(477)

Пирофиллитсодержащие породы Курьяновского и Овручского месторождений (Украина) как сырье для производства плотноспеченной керамики. Дайнеко Е. Б., Юминов А. М., Токарев А. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

С целью расширения сырьевой базы фарфорового производства проведены исследования химико-минерального состава пирофиллитовых пород Овручского и Курьяновского месторождений, изучены радиологические свойства материалов и установлена возможность их использования при производстве строительной и технической керамики. На основе исследуемых пород разработаны шихтовые составы низкотемпературного фарфора разного функционального назначения.

Табл. 2. Библ. 8.

УДК 553.3/.4(470.22)

Минерагения углеродсодержащих формаций протерозоя Карелии (Онежская структура). Голубев А. И., Ромашкин А. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены минерагенические феномены углеродсодержащей формации Онежского синклинория, непосредственно связанные с присутствием здесь значительного количества первично осадочного органического вещества и его последующими преобразованиями. В разрезе заонежской свиты людиковийского надгоризонта вторичные высокоуглеродистые породы являются полезным ископаемым; концентрация уран-ванидиевого и благороднометального оруденения в зонах складчато-разрывных дислокаций происходит на контакте углеродсодержащих и карбонатных пород. Выявлены древнейшие микропрослои фосфатов в высокоуглеродистых породах и углеродсодержащих доломитах.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.435(234.853)

Результаты поисковых и оценочных работ на флангах Озерного и Западно-Озерного медноколчеданных месторождений (Башкортостан). Чадченко А. В., Мустакимова Е. А., Крылатов В. А., Моисеев И. Б., Пирожок П. И., Кулбаков А. М. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Описаны результаты поисковых и оценочных работ в пределах геологических отводов на флангах Озерного и Западно-Озерного медноколчеданных месторождений. В результате выполненных работ промышленные рудные подсечения не выявлены. Вместе с тем, установлены перспективы колчеданного оруденения на глубинах 700–1000 м и более на 2-х участках: в пределах северной границы лицензионной площади Озерного месторождения и в центральной и восточной частях кольцевой структуры (палеокальдеры), в западном борту которой локализовано Западно-Озерное месторождение. Даны конкретные рекомендации по проведению дальнейших геологоразведочных работ на этих перспективных участках.

Библ. 7.

УДК 553.411

Типохимизм пирита и пирротина как отражение эволюции золотоносности углеродистых отложений в окраинно-океанических структурах. Масленников В. В., Ларж Р. Р., Масленникова С. П., Архиреева Н. С. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены генетические проблемы формирования золоторудных месторождений черносланцевых формаций. На основе данных ЛА-ИСП-МС доказана возможность мобилизации золота и других элементов-примесей из органического вещества и диагенетического пирита на стадии катагенеза-метагенеза и раннего метаморфизма при процессах перекристаллизации и пирротинизации пиритовых конкреций. Аналогичная эволюция диагенетического пирита установлена в рудоконтролирующих горизонтах Сафьяновского и Артемьевского колчеданных месторождений. Также, как и для золоторудных месторождений, выявлена прямая зависимость золотоносности пиритовых конкреций от количества органического вещества в осадочной матрице. Вместе с тем, предполагается, что дополнительным источником элементов-примесей для диагенетического пирита колчеданных месторождений могли служить сульфидные турбидиты.

Библ. 10.

УДК 550.4:551.2+553.21/552.527

Осадочные породы как источник металлов для гидротермальных систем на дне океана: результаты физико-химического моделирования. Третьяков Г. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Для оценки параметров рудообразования в гидротермальных системах, локализованных на иловых отложениях дна океана, выполнено физико-химическое моделирование взаимодействия нагретой морской воды и осадка, обогащенного органическим веществом. Установлено, что отношение осадок/морская вода (S/W) является главным фактором, влияющим на конечный минеральный состав рудных залежей. При этом гидротермальная рудообразующая система буферируется процессами разложения органического вещества и Mg-метасоматозом осадка. Максимальная экстракция металлов высокотемпературным раствором (325 °C, 250 бар) отмечается при S/W = 0.01–0.1. Осадки, обогащенные органикой, при определенных условиях могут служить источниками вещества для рудных месторождений.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 12.

УДК 548.4(235.222)

Особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан). Симонов В. А., Масленников В. В., Котляров А. В., Ковязин С. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В результате исследования расплавных включений в кварце из порфиров Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения установлены особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая. Выяснено, что температуры расплавов были около 1080 °C. На основе изучения составов стекол включений установлена эволюция магматических систем Николаевского месторождения, которые по большинству петрохимических компонентов (TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O) близки к кислым магмам колчеданных месторождений Юбилейное на Рудном Алтае и Яман-Касы на Южном Урале. Определены повышенные содержания меди (до 640 г/т) в расплавах рассмотренного месторождения. С помощью анализа на ионном зонде установлены повышенные содержания H_2O (2.4–5.7 мас. %) и выяснены особенности распределения редкоземельных элементов в магматических системах Николаевского месторождения.

Библ. 10.

УДК 553.435:553.2(261.5)

Типы сульфидных руд гидротермального поля Ириновское (13°20? с.ш., Срединно-Атлантический хребет). Мелекесцева И. Ю., Бельтенев В. Е., Иванов В. Н., Сергеев М. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены типы руд нового неактивного Ириновского гидротермального поля в Центральной Атлантике (13°20? с.ш.). В 34-м рейсе НИС «Профессор Логачев» с морского дна были подняты разнообразные массивные халькопирит-сфалеритовые и сфалерит-халькопиритовые руды с трубами «курильщиков», массивные марказитовые и пиритовые руды, полосчатые и обломочные халькопирит-пиритовые руды и прожилково-вкрапленная минерализация. На основании текстурного анализа сульфидных образцов можно сделать вывод, что в районе горы 13°20? с.ш. существовала развитая гидротермальная система. В результате высокотемпературной (>300 °С) были образованы пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы «черных курильщиков» и массивные медные руды. Более низкотемпературная (<300 °С) гидротермальная деятельность привела к формированию существенно сфалеритовых труб «белых курильщиков» и медно-цинково-колчеданных руд. Массивные колчеданные руды отлагались на флангах сульфидных холмов. Сульфидные брекчии свидетельствуют о процессах разрушения рудных тел. Штокверковая часть системы включала прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию в гидротермально-измененных мафических породах. На заключительном этапе руды были подвергнуты интенсивным процессам субмаринного окисления.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 553.43 (26)

Подводные сульфидные залежи: вершина айсберга? Баррига Ф. Дж. А. С., Релвас Х. М. Р. С. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены перспективы добычи подводных сульфидных руд. Показано, что масштаб предполагаемой добычи будет весьма скромен, особенно, учитывая сравнение ее с добычей полезных ископаемых на континентах. Однако общее количество сульфидной минерализации мирового океана недооценивается, т.к. сформированные и погребенные под осадками месторождения практически не обнаруживаются в современной практике. Подповерхностная сульфидная минерализация может быть также важна. Сделан вывод о том, что необходимо развивать методы поисков гидротермальных сульфидных полей. Гигантские гидротермальные сульфидные месторождения под несколькими метрами осадков могут в недалеком будущем быть доступны для подводной их разработки.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.43 (1-924/.9)

Гидротермальная активность и процессы формирования сульфидных руд на вулкане Кларк, дуга Кермадек, Новая Зеландия. де Ронде К. Е. Дж., Уолкер С. Л., Дичберн Р. Дж., Ханнингтон М. Д., Бейкер И. Т., Массот Г. Дж., Эмбли Р. В., Ергер Д., Мерле С. Дж., Тимм С., Деков В. М., Каменов Дж. Д., Хэндлер М. Р. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены сульфидные руды на вулкане Кларк в дуге Кермадек. Образцы представлены трубами «черных курильщиков», корками барита и ангидрита, и баритсодержащими песками. Трубы преимущественно сложены пиритом, марказитом, ангидритом, гипсом и баритом с максимальными температурами истечения флюида 221 °С. Трубы и корки содержат высокие концентрации бария – до 54 мас. %. Содержания золота достигают 5.8 г/т в образцах трубы «черного курильщика» и до 15.1 г/т – в пирите. Образцы обогащены элементами «эпитермального» парагенезиса, такими как As, Sb, Hg, Tl и Ag. $^{228}Th/^{228}Ra$ и $^{226}Ra/Ba$ возраст активных труб составляет 0–2 года (на момент отбора) и 3–21 год. Баритсодержащая вулканокластика имеет возраст 3960 лет, а слоистые баритизированные осадки – 19500 лет. Значения $\delta^{34}S$ для сульфидов из трубы и колломорфных пирит-марказит-баритовых корок – 2.0–3.7 ‰. Значения $\delta^{34}S$ в барите из баритовых песков и массивных баритовых (и колломорфных барит-марказитовых) корок варьируют от 18.2 до 20.1 ‰, тогда как ангидрит из трубы характеризуется значениями $\delta^{34}S$ от 20.0 до 23.7 ‰.

УДК 553.411'3/'9 (1-929.7)

Zn-Pb-Ag-Au-баритовые месторождения кальдеры Ист-Диаманте, Марианская вулканическая дуга. Хайн Дж. Р., де Ронде К. Е. Дж., Коски Р. А., Лейборн М., Конрад Т. А., Дичберн Р. Дж., Тамура Я., Стерн Р. Дж., Ишизука О. Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены Zn-Pb-Ag-Au-баритовые месторождения в кальдере Ист-Диаманте, расположенной в Марианской вулканической дуге. Большинство образцов из холмов и труб сложено баритом и аморфным кремнеземом, сульфиды (сфалерит, галенит, пирит и халькопирит) присутствуют в переменных количествах. Англезит, церуссит и фосфат свинца присутствуют в интерстициях и относятся к поздним стадиям минералообразования. Некоторые образцы из холмов имеют обломочные текстуры, слоистые обломки, сложенные халькопиритом и пиритом, извлекались из разрушенных труб. Образцы содержат высокие концентрации Zn (до 23 мас. %), Pb (до 13 мас. %), Ag (до 500 г/т) и Au (до 15 г/т). Несколько образцов обогащены медью (до 3 мас. %), но обычно ее содержания составляют не более 1 мас. %. Повышенные содержания характерны для Sb (до 1320 г/т), Cd (до 1180 г/т) и Hg (до 55 г/т). Учитывая минеральную ассоциацию, максимальные температуры флюида (~250 °C) были близки точке кипения воды на глубине 365–400 м.

УДК 553.04:553.3/.4(517.1)

Осадочные и гидротермально-осадочные полезные ископаемые Республики Тува. Зайков В. В., Зайкова Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Дан обзор полезных ископаемых в осадочных и гидротермально-осадочных комплексах региона в зонах с различной земной корой. Океанический тип проявлен в Хемчикско-Куртушибинской зоне (Х-К), а Таннуольско-Хамсаринская (Т-Х) зона имела черты активной континентальной окраины Тувино-Монгольского массива. Докембрий: в Х-К зоне известны проявления медистых песчаников, в Т-Х – железистые кварциты и сульфидизированные углеродистые сланцы, вмещающие золоторудные проявления, стратиформные проявления полиметаллических руд. Кембрий: в Т-Х зоне развиты колчеданно-полиметаллические руды и железистые кварциты, в Х-К зоне – залежи серноколчеданных руд, прослои марганцевых руд и пьемонтитовых сланцев. Девон: месторождения полиметаллических руд, урана, каменной соли, гипса и медистые песчаники, сосредоточенные, в основном в Х-К зоне. Указаны перспективы выявления новых гидротермальных проявлений, формировавшихся в девоне в мелководной обстановке, в частности в западном ограничении Чингекатского блока.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 551.31:550.4(235.35)

Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района. Гонгальский Б. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В пределах металлогенической провинции Северного Забайкалья главными являются месторождения меди, серебра, золота, платиноидов, железа и ванадия (Удоканское, Чинейского массива, Правоингамакитское, Ункурское, Красное и др.). Все они были сформированы в палеопротерозойскую эпоху в несколько этапов. Наиболее ранними из них являются халькопирит-пиритовые и пирротиновые рудные тела в осадочных породах, затем магматические руды в габброидах, далее гидротермальные и гидротермально-осадочные руды, и самыми поздними являются гидротермально-метасоматические образования с уран-редкоземельной минерализацией. В этой последовательности наблюдается во многом преемственность в рудообразовании, телескопирование различных рудных минеральных ассоциаций в пределах ряда объектов.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 550.42(234.853)

Геохимия марганцевоносных отложений Южного Урала. Брусницын А. И., Летникова Е. Ф., Жуков И. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Проанализированы концентрации микроэлементов в марганцевых породах пяти месторождений Южного Урала: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Биккуловском, Северо- и Южно-Файзулинском. Полученные данные не противоречат предложенной ранее гидротермально-осадочной модели образования изученных объектов. Вместе с тем, взятые сами по себе, вне геологического контекста, геохимические данные не могут являться независимыми аргументами в генетических построениях. В этом плане намного более информативными оказываются геологические наблюдения и сведения о распределении в марганцевых породах редкоземельных элементов.

Илл 1. Табл. 1. Библ. 7

УДК 550.42(234.853)

Геолого-генетические модели месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Анкушева Н. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

По результатам геолого-структурных, термобарогеохимических и изотопно-геохимических исследований установлены и охарактеризованы три модели формирования месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны башкирской части Главного Уральского разлома: гидротермально-плутоногеная, гидротермально-метаморфогенная и гидротермально-метаморфогенно-плутоногенная. К гидротермально-плутоногенному типу относятся месторождения и рудопроявления Убалинской зоны, имеющие генетическую с Балбукским сиенит-гранит-порфировым комплексом позднепалеозойского возраста. Гидротермально-метаморфогенная модель охарактеризована на примере Орловского месторождения, образовавшегося на регрессивной стадии зеленосланцевого метаморфизма. Гидротермально-метаморфогенно-плутоногенный генезис имеет Миндякское месторождение, геохимические данные по которому свидетельствуют о магматогенном источнике рудообразующих флюидов и мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород.

Библ. 7.

УДК 553.41(234.853)

Благороднометальная геохимическая специализация вулканогенно-осадочных комплексов западного склона Южного Урала. Ковалев С. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе приводятся данные о благороднометальной геохимической специализации вулканогенно-осадочных комплексов западного склона Южного Урала. На примере отложений Шатакского комплекса установлено, что магматическим и осадочным членам ассоциации присущи повышенные количества рудогенных элементов при аномальных содержаниях платиноидов и золота. Показано, что оруденение сформировалось в два этапа: флюидно-магматический палеорифтогенный и флюидно-гидротермальный коллизионный. Делается вывод о значительных перспективах данных образований на обнаружение в них локальных объектов с промышленным содержанием благородных металлов.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 552.313(234.853)

Геохимические типы кремнекислых пород южно-ирендыкского палеовулканического комплекса. Косарев А. М., Измайлова А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

На основе оригинальных авторских материалов по палеовулканологии, петрохимии и геохимии вулканогенных пород южно-ирендыкского комплекса, проведена их классификация и рассмотрены вопросы генезиса. Выделены кунакайский (1), суургано-подольский (2) и сукраковский (3) типы кислых вулканитов, связанные с процессами кристаллизационной дифференциации (1), возможно, частичного плавления нижней амфиболизированной «базальтовой» коры (2) и метамасоматизированной верхней мантии (3).

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 551.251+552.46(470.5)

Карбонатные породы Кочкарского антиклинория и их минерагения, Южный Урал. Кисин А. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Приводится описание и типизация карбонатных пород Кочкарского антиклинория, к которым приурочена рубин-шпинелевая минерализация, розовый топаз, графит, свинцово-цинковые руды и золото. Субстратом для пород послужили раннекаменноугольные органогенные известняки, претерпевшие метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации и региональный Mg-метасоматоз (ранний – дометаморфический и поздний, на раннем регрессивном этапе). Первичная слоистость не сохранилась. Наблюдаемая полосчатость кристаллизационная и контролируется кливажем течения. Обсуждаются некоторые вопросы генезиса мраморов и их минерагения.

Библ. 7.

УДК 551.735.1(234.853)

Геохимия рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской мегазоны. Рахимов И. Р. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Проведено исследование интрузивных комплексов, сформировавшихся в эпоху коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Выполнен анализ опубликованного материала, касающегося данной проблемы. Приводятся геохимические характеристики рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской зоны зрелой и поздней стадий мягкой коллизии. Отмечается, что геохимические особенности смешаны и несут признаки как надсубдукционного, так и внутриплитного магматизма. Рифтогенная модель образования плутонов не подтверждается.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 549.451(282.247.415)

Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения, Пермский край. Сметанников А. Ф. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассматриваются особенности минералогии и вещественного состава соляных пород, формы нахождения благородных металлов и место благороднометальной минерализации в процессе формирования толщи солей Верхнекамского месторождения. Обосновано выделение нового формационного типа месторождений благородных металлов (БМ). Показано влияние особенностей вещественного состава сильвинитовых руд для обоснования технических решений при разработке промышленной технологии переработки шламов для извлечения БМ. Разработанная технология является основой для выделения нового геолого-промышленного типа месторождений БМ, формирование которого связано с их концентрированием в отходах переработки руд. Приведены данные о влиянии процесса радиолиза кристаллизационной воды карналлита на эпигенетические преобразования соляных пород калийной залежи.

Илл. 2. Табл. 4. Библ. 7.

УДК 551.14:551.215(470.45)

Вариации минералого-геохимических параметров в разрезе соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область). Ярцева Т. А. // Метал-

логения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Гремячинское месторождение входит в состав отложений кунгурского яруса ранней перми. Накопление толщи происходило в периферической части крупнейшего Прикаспийского солеродного бассейна, в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств рапы солеродного бассейна, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород. Выделяются три пачки – подстилающая (карналлитовая), продуктивная (сильвинитовая) и перекрывающая (галитовая). Корреляционный анализ позволил установить связь KCl с сильвином и более слабую с карналлитом. Сильная отрицательная связь между карналлитом и сильвином связана с разной растворимостью этих солей. Смена по разрезу снизу вверх доломитов и ангидритов карналлитами маркирует произошедшую метаморфизацию рапы – преобразование водоема сульфатного типа в хлоридный.

Библ. 4.

УДК 551.14:551.215(470.45)

Геохимическая корреляционная соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область). Куликов И. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Объектом исследования являются Равнинный и Дargановский участки Гремячинского месторождения калийных солей. По геологическому строению, литологическому составу, верхняя и средняя части описываемого разреза относятся к нижнепермским отложениям Прикаспия. Корреляционный и R-факторный анализы по 40 микроэлементам в 192 пробах соленосных интервалов разведочных скважин Дargановского участка показали резкую дифференцированность условий осадконакопления в пределах месторождения, что обусловлено изменчивостью палеорельефа бассейна соленакопления со значительным влиянием эпигенеза в южной части соленосного участка.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 553.46

О взаимосвязи внутреннего строения и ориентировки тел хромититов в офиолитах. Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Формирование рудных скоплений хромита в офиолитовых ультрамафитах является результатом сегрегации минеральных частиц с различными свойствами внутри тектонического потока. При этом тела вкрапленных руд имеют плоскую форму и располагаются согласно с направлением потока в плоскости последнего. Массивные хромититы образуют веретенообразные и линзовидные тела, которые имеют тенденцию ориентироваться длинной осью поперек потока, а плоскость линзовидных тел образует с плоскостью потока большой угол. Наблюдаемые закономерности аналогичны ориентировке минеральных агрегатов в водных потоках: 1) отдельные минеральные зерна и образованные ими рыхлые тела сопоставимы с редковкрапленными хромититами, 2) агрегаты зерен (гальки) сопоставимы с телами массивных хромовых руд.

Библ. 7.

УДК 56.012:552.56(470.5)

Изотопный состав углерода в карбонатах из оксидно-железистых металлоносных отложений колчеданных месторождений Урала. Аюпова Н. Р., Садыков С. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В палеозойских железисто-кремнистых отложениях, ассоциирующих с колчеданными месторождениями Урала, присутствуют обломки известняков, реликты известковых организмов и аутигенные кальцит, доломит, анкерит, сидерит и монгеймит. Распределение величин

$\delta^{13}C$ в карбонатах варьирует в пределах от –5.78 до +5.64 ‰, PDB и отражает различную степень участия углерода разного происхождения, а также свидетельствует о степени преобразованности первичных осадков в постседиментационных процессах. Для значений $\delta^{13}C$ кальцита обломочного карбонатного материала и раковин организмов наблюдаются сходные значения $\delta^{13}C$ (–0.33...–0.64 ‰, PDB) с надрудными известняками. Величины $\delta^{13}C$ ниже –5 ‰, PDB в карбонатах образцов, содержащих трубчатые организмы и характеризующихся бактериоморфными структурами, сопоставимы с таковыми кальцита из осевой части трубок вестиментифер. Дефицит изотопа мог образоваться при разложении органического вещества. Для аутигенных карбонатов, образующих прожилки и крупные скопления, установлено утяжеление значения $\delta^{13}C$ до +5 ‰, PDB.

Табл. 1. Библ. 11.

УДК 550 423:551.14(234.852)

Особенности распределения элементов-примесей в дунитах Светлоборского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал). Гайфутдинова А. М., Пилюгин А. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе приводятся новые данные по распределению микроэлементов в серпентинизированных дунитах Светлоборского массива, их аналитическая обработка методами компьютерной статистики, а также сравнение с примитивной мантией и родственным Нижнетагильским массивом. Дуниты Светлоборского массива характеризуются мантийными содержаниями РЗЭ, ЭГЖ (кроме Ni) и транзитных элементов. Относительно Нижнетагильского массива они обогащены большей частью элементов-примесей, за исключением Ba, Y, Ni и транзитных элементов. Это свидетельствует о перераспределении микроэлементов в ходе наложенных процессов (внедрения пироксенитовых, горблендитовых и иситовых даек).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.32(234.853)

Минералогия железо-марганцевых пород горы Сагыл-Тау (Южный Урал). Савельев С. О. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УРО РАН, 2013.

Представлены результаты исследования минерального состава железомарганцевой минерализации г. Сагыл-Тау. Породы сложены кварц-гематитовым, кварц-гранатовым, кварц-баритовым и криптомелановым агрегатами. В качестве породообразующих минералов диагностированы кварц, андрадит, гематит и криптомелан. Установлено присутствие микровыделений арсенатов иттрия. Изученные породы являются результатом преобразования кремнистого вулканогенно-осадочного материала, обогащенного железом и марганцем.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 552.3(234.853)

Акцессорные хромшпинелиды и сульфиды в гипербазитах месторождения Владимир (Варшавский рудный район, Южный Урал) Анкушев М. Н., Зайков В. В., Котляров В. А., Романенко М. Е., Чурин Е. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Проведен рентгеноспектральный анализ акцессорных хромшпинелидов и сульфидов в серпентинитах месторождения Владимир. Установлена неоднородность состава акцессорных хромшпинелидов по разрезу тела рудовмещающих гипербазитов. Изучен состав микровключений сульфидов и самородного никеля в хромшпинелидах. Полученные данные имеют значение для оценки роли метаморфизма и гипергенеза в изменении состава хромитовых руд.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 4.

УДК 551.263:552.4:551.71(476)

Геология и петрография рудоносной околовской серии верхнего архея (Беларусь). Пискун О. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе рассматриваются особенности геологического строения рудоносной околовской серии, которая находится в кристаллическом фундаменте центральной части Беларуси. Она слагает синклинальную складку, вытянутую в северо-восточном направлении на расстояние около 70 км с крутым падением пластов (50–70°) на северном крыле и срезанным разломом южным крылом. Серия подразделяется на две согласно залегающие свиты – гуменовщинскую и шашковскую, различающиеся составом слагающих их пород. Характерной особенностью шашковской свиты является присутствие в ней прослоев железистых пород, которые залегают в виде двух рудных горизонтов, образуя Околовское месторождение железистых кварцитов.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 551.31:553.31(571.16)

Особенности осадочных отложений, вмещающих железные руды Бакчарского месторождения (Томская область). Рудмин М. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе проведен анализ условий формирования руд Бакчарского месторождения Западно-Сибирского железорудного бассейна. Выделены фации осадочных отложений, которым соответствуют определенные природные типы руд месторождения. Отмечены наиболее благоприятные обстановки для формирования перспективных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.14:551.215(235.223)

Петроструктурные особенности гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян). Кичеева А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе рассматривается петрографическая и петроструктурная характеристика гарцбургитов Калнинского хромитоносного массива. Установлены петроструктурные особенности пластически деформированных гарцбургитов и предпочтительные ориентировки кристаллооптических осей оливина и энстатита. Их анализ позволил выявить термодинамические условия пластического деформирования гарцбургитов.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 553.435:549.334:549.335(470.5)

Генетические аспекты формирования теллуридов и сульфосолей на примере колчеданных месторождений Урала. Молошаг В. П. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Во вкрапленных рудах Тарньерского месторождения обнаружены раклиджит, алтаит, гессит, волынскит и цумоит, а также определены температура T и летучесть серы $\log f_{S2}$ и теллура $\log f_{Te2}$ в период формирования этих руд: T 440–455 °C; $\log f_{S2}$ от –5.5 до –5.8; $\log f_{Te2}$ от –9.1 до –8.8. Предложены три варианта формирования теллуридной минерализации: сульфидный анатексис, пострудные метасоматические процессы и исходная концентрация благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах «черных курильщиков». На примере месторождений Тарньерское, а также имени 50-летия Октября и Маукское, которые испытали воздействие контактового и регионального метаморфизма на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, показана возможность образования теллуридов из сульфидных расплавов, образующихся при частичном плавлении ранее образовавшихся гидротермально-осадочных колчеданных руд. На месторождениях Урала преобладает связь теллуридов с метасоматическими процессами перекристаллизации руд, часто сопровождаемыми их метаморфизмом.

Библ. 9.

УДК 553.43:552.14(234.851)

Текстурно-минеральные типы руд Тарньерского колчеданного месторождения (Северный Урал) и Западного рудопроявления (Полярный Урал). Сафина Н. П., Котляров В. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В рудах Тарньерского колчеданного месторождения и Западного проявления медно-цинковых руд, преобразованных в условиях контактового метаморфизма и имеющих сходные геологические, текстурно-структурные особенности и минеральный состав, диагностированы нерудные агрегаты сглаженно-угловатой или изометричной формы, неравномерно распределенные в сульфидной матрице. Они представлены обломками кварца, эпидота, однородного хлорита на Тарньерском месторождении и андезина, граната, ганита, кварца, амфиболов, биотита в рудах Западного проявления. Автометасоматические преобразования обломков пород с появлением хлорита, эпидота, оксидов, сульфидов и самородных элементов, ассоциирующих с метаморфизованными рудокластическими отложениями (Тарньерское месторождение) и обломочными фациями вулканогенно-осадочных пород (Западное рудопроявление), связываются с контактовым воздействием на рудные залежи поздних интрузий.

Библ. 6.

УДК 550.4(234.852)

Геохимические особенности пород рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). Сорока Е. И., Притчин М. Е., Лещев Н. В., Анфимов А. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Геохимические параметры пород рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения обусловлены наложенными гидротермальными процессами, которые связаны с рудообразованием. По характеру распределения редких элементов они подразделяются на три группы: известняки, углеродисто-кремнистые образования, вулканиты андезит-дацитового и риодацитового состава. Основные характеристики органического вещества пород штольни показали идентичность его углеродистому веществу пород карьера. Все изучаемые породы при общем невысоком уровне метаморфизма, претерпели сильные гидротермальные изменения, что сказалось и на распределении в них элементов-примесей и на составе углеродистой составляющей РОВ.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 553.41(234.853)

Сульфидно-магнетитовые руды Западно-Озерного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). Аюпова Н. Р., Целуйко А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

На Западно-Озерном месторождении изучены пиритовые, сфалерит-пиритовые и сульфидно-магнетитовые руды. Пиритовые и сфалерит-пиритовые кластогенные руды сформировались в результате разрушения сульфидного холма и являются коллювиальными брекчиями с наименьшим расстоянием от источника сноса. Слои магнетитовых руд являются результатом псевдоморфного замещения сульфидов магнетитом при диа- и катагенетических процессах. В магнетитовых рудах установлены электрум, селенсодержащий галенит (от 4 до 7 мас. % Se), касситерит, гессит и арсенопирит. Предполагается, что причиной появления необычных минеральных форм является высвобождение серы в процессах замещения сульфидов магнетитом и резкая смена окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, что способствовало перераспределению элементов-примесей, содержащихся в сфалерит-пиритовых рудах.

Библ. 10.

УДК 549.01(234.853)

Гипергенные минералы бурых железняков Амурского месторождения (Ю. Урал). Блинов И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Методом сканирующей электронной микроскопии для бурых железняков Амурского месторождения показаны их минеральное разнообразие и неоднородность химического состава гидроксидов железа. Выявлено более 10 гипергенных минералов, принадлежащих самородным веществам (золото, латунь), сульфидам (сфалерит), селенидам (тиманит, клаусталит), фосфатам (группа крандолита), галогенидам (йодаргирит, йод-бром-хлораргирит), сульфатам (барит), оксидам (цинкит). Разнообразие минеральных групп, а также неоднородности химического состава гидроксидов железа, вариации составов минералов группы крандаллита указывают на смену физико-химических условий при образовании бурых железняков.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 4.

УДК 550.837.6

Сравнение термоЭДС оруденелой фауны месторождения Сафьяновское (Средний Урал) и гидротермального поля Галапагосского рифта (Тихий океан). Гладков А. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

С помощью измерения термоЭДС были изучены образцы оруденелой фауны месторождения Сафьяновское (Средний Урал) и гидротермального поля Галапагосского рифта (Тихий океан). Было выявлено сходство строения трубок червей, несмотря на значительную разницу в возрасте и обстановке, в которой происходили процессы замещения. Зональность отражает и изменение количественных значений термоЭДС, модуль которых имеет наибольшее значение в ядре трубки, постепенно снижаясь в направлении вмещающей матрицы.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 548.4(235.222)

Геохимические особенности магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай). Гаськов И. В., Симонов В. А., Бабинова Н. К., Ступаков С. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В результате исследования первичных расплавных включений установлены геохимические особенности магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения. Выяснено, что основная масса кварцевых вкрапленников из гранит-порфиров кристаллизовалась из высокотемпературных (1030–1160 °С) силикатных расплавов. Сходные температуры были установлены для включений в кварце из медно-порфировых месторождений Монголии (1030–1180 °С) и колчеданных месторождений Рудного Алтая (1050–1180 °С). Согласно данным по включениям, расплавы Кульбичского месторождения по химическому составу наиболее близки к магматическим системам крупного медно-порфирового месторождения Залдивар (Чили). При сравнении с информацией по составам включений в кварце колчеданных месторождений выяснено, что расплавы Кульбичского месторождения отличаются пониженными значениями TiO_2, FeO, K_2O/Na_2O и повышенными – Al_2O_3, CaO, Na_2O.

Библ. 9.

УДК 548.4(517.1)

Физико-химические параметры палеогидротермальных систем колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува. Симонов В. А., Котляров А. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

С помощью исследования флюидных включений установлены физико-химические параметры палеогидротермальных систем колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг (Восточная Тува). Изучены включения в минералах из сульфидных руд собст-

венно Кызыл-Таштыгского месторождения, рудопроявления Перевальное и участков Пиритовый Кар, Каровый. Учитывая важную роль магматических процессов при формировании палеогидротермальных систем, изучены флюидные включения в минералах из андезитов и базальтов. Выяснено, что в большинстве случаев гидротермальные растворы были близки по составу и концентрациям солей к морской воде.

Библ. 9.

УДК 563.4 (571.16)

Новые данные по палеонтологии туматтайгинской эффузивно-осадочной свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тыва). Терлеев А. А., Токарев Д. А., Симонов В. А., Каныгин А. В., Ступаков С. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В вулканогенно-осадочных толщах раннекембрийского возраста, вмещающих колчеданное месторождение Кызыл-Таштыг, выявлены макро- и микрофоссилии, существовавшие в зонах действия гидротермальных рудообразующих систем, близких по своим характеристикам к современным «черным курильщикам» на дне океанов. В миндалинах базальтов определены цианобактерии рода *Girvanella Nicholson et Etheridge*, а в железисто-кремнистых отложениях выявлены трубчатые организмы мелкораковинной фауны, столбчатые строматолиты и водоросли рода *Proaulopora.*

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 550.42:553.411.07(234.853)

О возможном генетическом единстве золотоносных родингитов (хлограпитов) и хлорит-карбонатных карбонатитоподобных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале. Мурзин В. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2013.

Зафиксированы признаки общности золотоносных родингитов и карбонатитоподобных пород Карабашского массива: приуроченность к зонам тектонического меланжа, согласным с простиранием массива, сходный тип зональности, геохимическая специализация на Ti, P, Mn, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th, REE, температурные условия формирования в широком диапазоне от 480 до 210 ?C, изотопный состав C, O, Sr карбонатов, свидетельствующие о возможной генетической связи этих образований. В то же время очевидны различия условий их формирования: предельно низкая степень углекислотности и восстановленные свойства родингитизирующего флюида резко контрастируют с углекислотным окисленным характером формирования магнетит-хлорит-карбонатных гидротермалитов (соответственно X_{CO2} = 0.001–0.007 и 0.49; $CO_2/CO_2+CO+H_2+CH_4$ = 0.14–0.36 и 0.73–0.92).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 553.065:553.261(234.853)

Биргильдинско-Томинский рудный узел – пример порфирово-эпитермальной системы на Южном Урале. Плотинская О. Ю. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены особенности эволюции обстановок минералообразования на эпитермальных и порфировых месторождениях Биргильдинско-Томинского рудного узла на основе изучения основных парагенетических минеральных ассоциаций и флюидных включений. Показано, что, на верхних уровнях эпитермальных объектов преобладают самородный Te и теллуриды Au и Ag, а на нижних – теллуриды Ag и Bi и самородное Au. На более глубинных порфировых уровнях доминируют сульфиды и сульфосоли Ag и Bi и самородные Au и Ag. Такое распределение контролируется снижением fTe_2 от верхних уровней порфирово-эпитермальной системы к нижним, т.е. от Березняковского месторождения к Калиновскому и Биксизаку, и от ее центральной части к периферии, т.е. от Березняковского к Южному на эпитермальном уровне и от Калиновского к Биксизаку на порфировом уровне.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.411(234.853)

Структура Ганеевского месторождения золота (Южный Урал). Знаменский С. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Показано, что Ганеевское месторождение локализовано в разломной зоне, образованной аллохтонными сдвиговыми дуплексами. Размещение золоторудной минерализации контролируется структурами будинажа.

Библ. 2.

УДК 553.411(234.853)

Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан). Заботина М. В., Краснокутская А. В., Блинов И. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

На Ганеевском месторождении выделяется два типа золота: 1) золото (7.9–8.7 мас. % Ag) в виде включений в пирите и гетите из кварц-серицитовых метасоматитов и лиственитов; 2) свободное золото (в среднем, 15.2 мас. % Ag), ассоциирующее с галенитом, айкинитом, теллуридами золота и серебра (петцит, гессит) из кварцевых жил. На Контрольном месторождении также выделяется два типа золота: 1) первичное золото (25–29 мас. % Ag) в виде просечек и включений в сульфидах; 2) гипергенное золото в халькозине (16 мас. % Ag в золоте) и переотложенное (19–30 мас. % Ag в золоте) в трещинках. Возможно, накопление золота на Ганеевском месторождении носило длительный характер, связанный первоначально с накоплением при гидротермально-осадочных процессах, синхронных с вулканизмом, и преобразованием в процессе коллизии.

Библ. 7.

УДК 550.84(234.853)

Геохимические особенности руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены геохимические особенности руд Воронцовского золоторудного месторождения методом ICP-MS анализа. Получены первые статистические данные, позволяющие оценить спектр элементов-спутников оруденения; отмечена приуроченность концентраций части элементов к зонам повышенной дислокации.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 549.02:549.27(234.852)

Минералогия платины аллювиальных отложений, генетически связанных с Нижнетагильским массивом ультраосновных пород. Рассолов А. А., Степанов С. Ю., Золотарев А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе обобщены результаты собственных исследований по минералогии платинометальных аллювиальных отложений, генетически связанных с породами Нижнетагильского массива Платиноносного пояса Урала. Установлены и описаны особенности морфологии и химического состава минералов платиновой группы, получены данные рентгеноструктурного анализа наиболее распространенных минеральных видов, изучено внутреннее строение зернистых агрегатов и монокристаллов с учетом наличия различных неоднородностей.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.2:549.283(571.52)

Сравнительная характеристика россыпного и коренного золота для целей прогнозирования золотого оруденения на территории Ойна-Харальского золотоносного района (Тува). Прудников С. Г., Бутанаев Ю. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучено россыпное и коренное золото Ойна-Харальского золотоносного района с целью прогноза коренного оруденения по питаемым им россыпям. Золото россыпей и коренных источников характеризуется очень большим разбросом значений пробности – от 400 до 990 ‰. Распределение золота имеет полимодальный характер, что свидетельствует о наличии нескольких генераций самородного золота. Анализ геодинамического развития Ойна-Харальского золоторудного района и сравнительный анализ типоморфных особенностей россыпного и коренного золота позволил авторам отнести золотое оруденение района к экзогенно-эндогенному классу полигенно-полихронных месторождений.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 553.411:549.283(571.52)

Рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла, Западная Тува. Кужугет Р. В., Фетисов Я. В., Монгуш А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Установлено, что золоторудные объекты золото-кварцевой формации Алдан-Маадырского золоторудного узла (АМЗУ) в структурном отношении контролируются диагонально примыкающими к Хемчикско-Куртушибинскому разлому, узкими линейными горстантиклиналями и антиклиналями субширотного простирания и секущими их разрывными нарушениями той же ориентировки. Ядра линейных антиклиналей и горстантиклиней сложены океаническими и островодужными тектоническими пластинами, меланж-олистостромовой ассоциации V_2–Є. Все выше перечисленные факторы обусловили формирование в пределах АМЗУ нескольких узких линейных рудоносных зон березитизации и лиственитизации с насыщенными кварцево-жильными образованиями с золотой минерализацией.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 549.355:553.411(571.52)

Состав блеклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува. Кужугет Р. В., Хертек А. К., Монгуш А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Установлены составы блеклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения. Блеклые руды представлены минералами группы теннантит–тетраэдрита, их железистыми и серебристыми разностями. Выявлены железистый теннантит, железистый теннантит-тетраэдрит, железистый тетраэдрит, серебристый тетраэдрит, аргентотетраэдрит, аргентотеннантит-тетраэдрит. Железистый тетраэдрит содержит до 5 мас. % серебра серебристый тетраэдрит – до 22.8 мас. %, аргентотетраэдрит – до 40.9 мас. % и аргентотеннантит-тетраэдрит – до 50.1 мас. %. При деструкции блеклых руд с богатым содержанием Ag в гипергенных условиях образуется акантит, серебро и йодиды Ag и Cu.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 551.46:553.2(571.52)

Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Дуушкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений. Анкушева Н. Н., Кужугет Р. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены физико-химические условия формирования золото-кварцевых жил Дуушкуннугского рудопроявления, приуроченного к дайке риолитов в сланцах и алевролитах Алдан-Маадырской рудной зоны. Исследования показали сложный состав солей в растворах с преобладанием хлоридов натрия, калия, магния и железа, соленость растворов составила 4–6.5 мас. %, температуры гомогенизации включений – 125–155 °С. Поскольку Дуушкуннугское рудопроявление залегает стратиграфически выше остальных объектов Алдан-Маадырской гидротермальной системы, наименьшие температуры формирования кварца отражают остывание гидротермальных растворов по мере их продвижения к поверхности.

Илл. 2. Библ. 9.

УДК 553.411.071 (571)

Состав флюидов золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува. Мелекесцева И. Ю., Кряжев С. Г., Зайков В. В., Анкушева Н. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов.

Приведены результаты валового анализа флюидных включений в кварце золоторудных месторождений Алдан-Маадырской рудной зоны и их интерпретация. Выделены три группы элементов, которые, вероятнее всего, находятся в разных генерациях флюидных включений. К первой группе относятся Cl и Na, имеющие сильную положительную корреляцию с количеством воды в кварце. Вторую группу составляют B–As–Sb, которые обнаруживают сильную отрицательную корреляцию с элементами первой группы. В третью группу входят K, Mg, Ca и углеродсодержащие газы, с которыми коррелируют содержания благородных металлов (Au и Ag).

Относительное содержание газовой фазы (отношение CO_2/H_2O), косвенно отражающее давление и, соответственно, уровень эрозионного среза рудообразующей системы, закономерно возрастает в западном направлении и максимально на Хаак-Саирском месторождении. Хаак-Саирское месторождение выделяется повышенными содержаниями As, B, Sb, Pb, Cd, W, Mo во флюиде, что согласуется с присутствием в жилах и лиственитах блеклых руд, турмалина, аксинита, галенита, сульфоарсенидов, висмутина, киновари, шеелита. Высокие концентрации Cu во флюиде Улуг-Саирского месторождения сопоставлены с развитием халькопирита в кварцевых жилах. Повышенные концентрации HCO_3^-, K, Ca, Mg, Mn и Sr в кварце Арысканского месторождения, возможно, отражают процессы березитизации, проявившиеся на этом объекте.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 4.

УДК 553.4.411:552.5(571.54/.55)

Вмещающие породы рудопроявления золота Красное (Бодайбинский рудный район). Паленова Е. Е. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рудопроявление Красное расположено в пределах Ленского рудного района и принадлежит к золоторудным объектам черносланцевой формации. В работе приведена петрографическая характеристика вмещающих пород месторождения, представленных углеродсодержащими песчаниками, алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами вачской свиты верхнего рифея. Показано, что породы подверглись метаморфизму мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Библ. 6.

УДК 551.243(571.54/.55)

Структурные особенности формирования Вернинского месторождения, Бодайбинский золоторудный район. Котов А. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Месторождение Вернинское, включающее зоны прожилково-вкрапленной и золото-кварцевую минерализацию района жилы Первенец, сформировалось на разных стадиях одного этапа минерализации. Зона разлома, к которой непосредственно приурочена жила Первенец, с сопровождающей ее штокверковой минерализацией, выделяется как основная рудоподводящая структура, входящая в систему глубинных разломов, контролирующих положение Сухоложского структурного тренда.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 550.42(571.54/.55)

Геохимия золото-уранового месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье). Будяк А. Е., Дамдинов Б. Б. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Геологическое и минералого-геохимическое изучение руд золото-уранового месторождения Хадатканда и вмещающих карбонатно-терригенных толщ, развитых в пределах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны, обосновывает полигенный и полихронный генезис месторождения. Золотая минерализация, вероятнее всего, связана с заложением глубинного Сюльбанского разлома. Урановая минерализация сформировалась на этапе тектонического омоложения Сюльбанской зоны за счет внедрения позднепалеозойского интрузивного комплекса с формированием оперяющих разломов более низкого ранга. Источником радиоактивных и сопутствующих урановому оруденению элементов могли служить нижележащие отложения кодарской серии, имеющие радиоактивную специализацию. Учитывая первичную обогащенность черносланцевых отложений кодарской серии U и ЭПГ, можно предположить перспективы обнаружения в исследуемом регионе месторождения платиноидов.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 549.283:550.84.09 (571.65)

Ртуть в рудах, первичных ореолах и потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России). Тарасова Ю. И., Макшаков А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены распределение и формы нахождения Hg в литохимических потоках рассеяния Дукатского Au-Ag месторождения. Для Hg, также как и для основных элементов-индикаторов оруденения, подтверждается основной тезис, что ее формы нахождения в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния связаны с особенностями состава руд и первичных ореолов, в значительной степени идентифицируются с первичными рудами, дополняют и повышают надежность ранее установленных поисковых критериев.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 550.84.09:553.41(571.65)

Эндогенные аномальные геохимические поля золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России). Макшаков А. С., Кравцова Р. Г. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены эндогенные аномальные геохимические поля (АГХП) эпитермального золото-серебряного месторождения Роговик. Выявлены Au-Ag, преимущественно Ag и полиформационные Au-Ag АГХП, характеризующие разнотипную рудную минерализацию. Показан их типоморфный элементный состав. Установлено, что в центральной части месторождения на верхних рудных горизонтах широко проявлены Au-Ag, на средних рудных интервалах – преимущественно Ag, а на участках совмещения различных по возрасту рудоносных структур (в центральной части месторождения с глубиной) – полиформационные Au-Ag ассоциации элементов.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 553.08:553.22:553.21/.24:553.241.4:553.241.6(571.651)

As-Bi-Th флюиды цвиттеров гранитного массива Северный (Чукотка). Кургузова А. В., Клюкин Ю. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012.

Методами микротермометрии и электронной микроскопии изучен состав флюидных включений из кварца цвиттеров Северного массива. Приведена характеристика солевой и газовой фаз включений. Проанализирован состав вскрытых включений, выяснено, что их характерной особенностью является присутствие в них As, Th, Bi.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 553.491.8+553.0685+552.512+638.178.2+551.337+517.512

Возраст и условия формирования грубообломочных отложений Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) как потенциального коллектора россыпной благороднометальной минерализации. Леснов Ф. П., Хазина И. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучены грубообломочные отложения из горизонта, который обнажается к северу от Наранского хромитоносного и платиноносного мафит-ультрамафитового массива. В обломочном материале пород горизонта преобладают ультрамафитовые породы, нередко в них встречаются обломки массивных хромититов. В цементе пород, помимо зерен хромшпинелидов, присутствуют редкие микрочастицы минералов некоторых тяжелых металлов, в том числе элементов платиновой группы, серебра и золота. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа горизонт был сформирован в прибрежно-озерной зоне в плиоцене-плейстоцене при размыве Наранского массива, в условиях аридного климата и степного (полупустынного), очень слабо залесенного ландшафта.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 543

Современные методы количественного минералогического анализа. Белогуб Е. В. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Рассмотрены современные методы количественного минералогического анализа вещества и способы их применения для решения практических задач.

УДК 549.613:553.61

Поведение редких металлов и редкоземельных элементов в кианитовых рудах Кольского полуострова и Урала. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Детальное изучение кианитовых месторождений Кольского п-ова и Урала позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных морфогенетических типа руд: метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером срастаний кианита с другими минералами. Эти разновидности кианитов были проанализированы методом ICP-MS на содержание редких (РЭ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Анализируя поведение средних значений редких и редкоземельных элементов в различных морфогенетических типах кианитов Кейв и Урала, установлено, что наиболее высокие содержания РЭ и РЗЭ характерны для метаморфогенных руд и наибольший разброс значений характерен для редкоземельных элементов. В кианитовых рудах Кольского п-ова показана возможность попутной добычи редкоземельных элементов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 10.

УДК.549.08(234.853)

Жильный кварц «кыштымского» типа: минералогия, генезис. Белковский А. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Отражены результаты многолетних исследований минерального состава жил «кыштымского» кварца, геодинамически связанного с позднепалеозойской (300–290 млн. лет) барической зоной восточного обрамления Уфалейского метаморфического блока (Центрально-Уральское поднятие). Приведены необходимые сведения о структурных характеристиках жильного кварца, отнесенных автором к гидротермально-метаморфогенному типу. Впервые для рассмотренного генотипа жильного кварца приведен полный список минералов, включающий 53 наименования.

Библ. 6.

УДК 552.3:552.4(234.853)

Мигматиты Ильменогорского комплекса (Южный Урал). Кабанова Л. Я. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В статье приведены петрографические особенности, минералогический и химический состав двух генетических типов мигматитов (инъекционно-магматический и метасоматический). Описаны морфологические виды мигматитов, присутствующие среди разнообразных пород контактовой зоны Ильменогорского щелочного массива. Сделан вывод о связи ряда рудных и акцессорных минералов с процессом метасоматизма и принадлежности их к мигматитам метасоматического типа.

Табл. 1. Библ. 6.

УДК 552.321.6:549.623.78(234.852)

Новые данные по минералогии и петрографии ультраосновных пегматитов Нижнетагильского массива, Средний Урал. Степанов С. Ю., Уголков В. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе рассмотрены некоторые вопросы особенностей минерального состава дунитовых пегматитов Нижнетагильского массива. Для некоторых минералов дунитовых пегматитов были отмечены ранее неописанные особенности морфологии, кристаллографии и внутреннего строения, а также получены первые данные термического анализа серпентинов из тела камерного пегматита.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.14: 549.08

Хроммагнетит аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива (Средний Урал). Матвеев Я. А., Степанов С. Ю., Гайфутдинова А. М. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изучен хроммагнетит из аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива, впервые обнаруженный не в качестве каемок на зернах хромита, а как самостоятельные агрегаты в аллювиальных и элювиальных отложениях Нижнетагильского массива. Анализ химического состава позволил выявить неоднородность хроммагнетитов и разделить их на несколько групп по содержанию основных компонентов.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 549.5:548.23(234.853)

Геологическая характеристика Перовскитовых копей и исследование крупных кристаллов перовскита, Южный Урал. Степанов С. Ю., Рассолов А. А., Уголков В. Л. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

По особенностям огранения выделены три типа кристаллов перовскита, сходные по химическому составу и внутреннему строению, на что указывают данные микрозондового анализа и дилатометрических наблюдений. Для различных морфологических типов перовскита установлены различные парагенетические ассоциации. Впервые зафиксированы эпитаксические срастания клинохлора и перовскита.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 553.2:553.31:553.411.071:550.42(234.853)

Условия формирования и источники вещества гидротермальных карбонатов в скарнах и обрамлении Круглогорской синформы (Южный Урал). Артемьев Д. А., Садыков С. А., Анкушева Н. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Изотопными исследованиями углерода из карбонатов скарновой зоны Круглогорского месторождения и контакта вулканитов круглогорской толщи с ультрабазитами шовной зоны установлены источники вещества при формировании рудовмещающих зон. Данные из осадочных, гидротермальных и метасоматических пород Круглогорского рудного поля показывают значения от –2.9 до +1.1 $\delta^{13}C$ ‰ VPDB, что соответствует значениям карбонатов, формировавшихся из морской воды. Значения отношений изотопов углерода гидротермальных и метасоматических карбонатов в рудах и рудовмещающих зонах также укладываются в этот интервал, что указывает на их перекристаллизацию и переотложение из первично осадочных карбонатов без привноса магматического компонента. Минимальные температуры образования варьировали в пределах 153–192 °С для кальцита из гнезд в сульфидно-магнетитовых рудах, и 202–241°С – для гидротермального кальцита из мраморов. Соленость флюида составляла 3.3–6.5 мас. % NaCl-экв. В отличие от центральной части синформы, включающей скарновые зоны, по ее периферии в гидротермально-метасоматических золоторудных месторождениях, в составе гидротермальных карбонатов, участвующих в строении лиственитов и тальк-карбонатных пород, отмечаются значения от –5.9 до –8.0 $\delta^{13}C$ ‰, VPDB, характерные для гидротермального флюида с преобладанием магматической составляющей.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 552.322.2(235.216)

Эволюция состава граната и турмалина в пегматитах Туркестанского пояса, Кыргызстан. Герасимов В. К. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин. УрО РАН, 2013.

Показано, что состав сквозных второстепенных минералов граната и турмалина в герцинских пегматитах Туркестанского пояса закономерно меняется по мере перехода от ранних парагенетических типов жил к поздним. В гранате это выражено в росте содержания Mn на фоне уменьшения содержаний Fe. В этом же направлении для турмалина зафиксировано уменьшение концентраций Mg и Fe с одновременным ростом содержаний Al и Zn. Установлено, что ранний турмалин пегматитов стадии кислотного выщелачивания характеризуется значительным дефицитом щелочей в первой структурной позиции, который почти исчезает в турмалине зон поздней альбитизации.

Табл. 1. Библ. 6.

УДК 552.313(571.54/.55)

Мезозойский внутриплитный вулканизм Чикой-Хилокской рифтогенной впадины Западного Забайкалья и связанное с ним флюоритовое оруденение. Санжиев А. М., Бадмацыренова Р. А. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе приводятся данные по геологическому строению и петро-геохимическому составу мезозойских вулканитов Чикой-Хилокской рифтогенной впадины. Показано, что среди всех разновидностей базальтов наблюдаются Ne-нормативные разности, которые могут быть отнесены к фонолитовому типу. Рассмотрена связь флюоритового оруденения с вулканической деятельностью в мезозое.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 553.411:550.42(571.54/.55)

Рассеянное углеродистое вещество руд месторождения Сухой Лог, Сибирь. Романова А. С. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012.

Приведены результаты изучения нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) месторождения золота Сухой Лог с целью выявления его генетической связи с золоторудной минерализацией. Установлено, что сульфидная фракция НУВ является наиболее углеродистой и одной из самых золотоносных по сравнению с продуктами ряда дифференциации НУВ. Электронно-микроскопические исследования показали, что кристаллы пирита покрыты сульфокси-анионами и НУВ. В углероде обнаружены высокодисперсные частицы золота, подобные «невидимому» золоту. Полученные данные указывают на возможность транспортировки

золота в виде металлоорганических соединений в составе растворимой компоненты (РУВ углистых сланцев) и на их участие в процессах рудообразования.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 549.514.81: 552.321(571.62)

Особенности вторичных изменений циркона в интрузивных комплексах Верхнеурмийского плутона (Приамурье). Мачевариани М. М. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012.

При помощи комплекса электронной и оптической микроскопии и систем микроанализа исследованы механизмы вторичных изменений циркона, что дополняет полученную ранее типизацию цирконов из гранитоидов Верхнеурмийского массива. Расширенный типоморфизм циркона может быть использован при региональном расчленении интрузивных образований и поисках редкометальных гранитов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 9.

УДК 553.94:550.4(55)

Редкие элементы в углях Эльбурсского бассейна, Иран. Рыбалко В. И. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

В работе оценены средние содержания элементов-примесей в углях Эльбурсского бассейна. Для отдельных элементов установлены факторы накопления высоких концентраций. Сделаны выводы о перспективности отдельных угольных объектов на обнаружение редкометального оруденения.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 8.

УДК 552.323.5:550.85:550.4:546.65:517(517.3)

Петрохимический состав и распределение редкоземельных элементов в породах венд-кембрийского вулканогенного комплекса хребта Хан-Хухэй (Северо-Западная Монголия). Мокрушников В. П., Леснов Ф. П. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Приведены результаты изучения петрохимического и редкоземельного состава образцов пород из венд-кембрийского вулканогенного комплекса хр. Хан-Хухэй, среди которых определены базальты, субщелочные базальты, субщелочные пикриты, андезиты, дациты. По характеру графиков, отражающих соотношения между макрокомпонентами, исследованные вулканиты сравнимы или близки к базальтам N-MORB. По суммарному содержанию РЗЭ (14.6–37.2 г/т), а также по спектрам их распределения эти вулканиты также сравнимы с базальтами N-MORB, отличаясь от базальтов островных дуг существенно более низкими содержаниями легких РЗЭ. Согласно этим данным предполагается, что породы венд-кембрийского вулканогенного комплекса хребта Хан-Хухэй были сформированы в геодинамической обстановке срединно-океанического хребта.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 549.74:548.75:550.4:549.201.33

Колебательная спектроскопия карбонатов из железо-марганцевых и черносланцевых образований. Мороз Т. Н. // Металлогения древних и современных океанов–2013. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013.

Представлены результаты изучения карбонатов из железомарганцевых образований оз. Большое Миассово, донных осадков Дерюгинской впадины Охотского моря, черносланцевых образований золоторудных месторождений Маломыр (Амурская область) и Суздаль (Казахстан) методами колебательной инфракрасной (ИК) и комбинационного рассеяния света спектроскопии. Проведено обобщение литературных данных. Продемонстрирована зависимость колебаний CO_3^{2-} группы в ИК-спектрах в диапазоне волновых чисел 710–740 $см^{-1}$ как функция колебаний в области 860–890 $см^{-1}$ от минерального состава.

Илл. 1. Библ. 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Часть 1. Общие проблемы геологии и металлогении

Анфилогов В. Н. Институту минералогии УрО РАН – 25 лет 5

Анфилогов В. Н., Хачай В. Н. Происхождение Луны 11

Бакулин Ю. И. Минеральное сырье – основа экономики России 14

Коротеев В. А., Савичев А. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Техногенные кианитовые россыпи – перспективные объекты комплексного сырья 17

Дайнеко Е. Б., Юминов А. М., Токарев А. Г. Пирофиллитсодержащие породы Курьяновского и Овручского месторождений (Украина) как сырье для производства плотноспеченной керамики 21

Голубев А. И., Ромашкин А. Е. Минерагения углеродсодержащих формаций протерозоя Карелии (Онежская структура) 25

Чадченко А. В., Мустакимова Е. А., Крылатов В. А., Моисеев И. Б., Пирожок П. И., Кулбаков А. М. Результаты поисковых и оценочных работ на флангах Озерного и Западно-Озерного медноколчеданных месторождений (Башкортостан) 29

Часть 2. Металлогения океанов

Масленников В. В., Ларж Р. Р., Масленникова С. П., Архиреева Н. С. Типохимизм пирита и пирротина как отражение эволюции золотоносности углеродистых отложений в окраинно-океанических структурах 32

Третьяков Г. А. Осадочные породы как источник металлов для гидротермальных систем на дне океана: результаты физико-химического моделирования 35

Симонов В. А., Масленников В. В., Котляров А. В., Ковязин С. В. Особенности магматических систем в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан) 40

Мелекесцева И. Ю., Бельтенев В. Е., Иванов В. Н., Сергеев М. Б. Типы сульфидных руд гидротермального поля Ириновское (13°20? с.ш., Срединно-Атлантический хребет) 43

Баррига Ф. Дж. А. С., Релвас Х. М. Р. С. Подводные сульфидные залежи: вершина айсберга? 47

де Ронде К. Е. Дж., Уолкер С. Л., Дичберн Р. Дж., Ханнингтон М. Д., Бейкер И. Т., Массот Г. Дж., Эмбли Р. В., Ергер Д., Мерле С. Дж., Тимм С., Деков В. М., Каменов Дж. Д., Хэндлер М. Р. Гидротермальная активность и процессы формирования сульфидных руд на вулкане Кларк, дуга Кермадек, Новая Зеландия 50

Хайн Дж. Р., де Ронде К. Е. Дж., Коски Р. А., Лейборн М., Конрад Т. А., Дичберн Р. Дж., Тамура Я., Стерн Р. Дж., Ишизука О. Zn-Pb-Ag-Au-баритовые месторождения кальдеры Ист-Диаманте, Марианская вулканическая дуга 52

Часть 3. Рудоносность осадочных и вулканических комплексов

Зайков В. В., Зайкова Е. В. Осадочные и гидротермально-осадочные полезные ископаемые Республики Тува 54
Гонгальский Б. И. Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района (Сибирь) 59
Брусницын А. И., Летникова Е. Ф., Жуков И. Г. Геохимия марганцевоносных отложений Южного Урала 62
Знаменский С. Е., Мичурин С. В., Анкушева Н. Н. Геолого-генетические модели месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале 67
Ковалев С. Г. Благороднометальная геохимическая специализация вулканогенно-осадочных комплексов западного склона Южного Урала 71
Косарев А. М., Измайлова А. А. Геохимические типы кремнекислых пород южно-ирендыкского палеовулканического комплекса 76
Кисин А. Ю. Карбонатные породы Кочкарского антиклинория и их минерагения, Южный Урал 80
Рахимов И. Р. Геохимия рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской мегазоны 84
Сметанников А. Ф. Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения, Пермский край 87
Ярцева Т. А. Вариации минералого-геохимических параметров в разрезе соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область) 92
Куликов И. Н. Геохимическая корреляция соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область) 96

Часть 4. Месторождения черных металлов

Савельев Д. Е., Федосеев В. Б. О взаимосвязи внутреннего строения и ориентировки тел хромититов в офиолитах 98
Аюпова Н. Р., Садыков С. А. Изотопный состав углерода в карбонатах из оксидно-железистых металлоносных отложений колчеданных месторождений Урала 100
Гайфутдинова А. М., Пилюгин А. Г. Особенности распределения элементов-примесей в дунитах Светлоборского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал) 104
Савельев С. О. Минералогия железо-марганцевых пород горы Сагыл-Тау, Южный Урал 108
Анкушев М. Н., Зайков В. В., Котляров В. А., Романенко М. Е., Чурин Е. И. Акцессорные хромшпинелиды и сульфиды в гипербазитах месторождения Владимир (Варшавский рудный район, Южный Урал) 112
Пискун О. А. Геология и петрография рудоносной околовской серии верхнего архея (Беларусь) 116
Рудмин М. А. Особенности осадочных отложений, вмещающих железные руды Бакчарского месторождения (Томская область) 120
Кичеева А. В. Петроструктурные особенности гарцбургитов Калнинского массива (Западный Саян) 123

Часть 5. Месторождения цветных металлов

Молошаг В. П. Генетические аспекты формирования теллуридов и сульфосолей на примере колчеданных месторождений Урала 127
Сафина Н. П., Котляров В. А. Текстурно-минеральные типы руд Тарньерского колчеданного месторождения (Северный Урал) и Западного рудопроявления (Полярный Урал) 131
Сорока Е. И., Притчин М. Е., Лещев Н. В., Анфимов А. Л. Геохимические особенности пород рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) 135
Аюпова Н. Р., Целуйко А. С. Сульфидно-магнетитовые руды Западно-Озерного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) 139
Блинов И. А. Гипергенные минералы бурых железняков Амурского месторождения (Ю. Урал) 143
Гладков А. Г. Сравнение термоЭДС оруденелой фауны месторождения Сафьяновское (Средний Урал) и гидротермального поля Галапагосского рифта (Тихий океан) 146
Гаськов И. В., Симонов В. А., Бабинова Н. К., Ступаков С. И. Геохимические особенности магматических систем медно-молибден-золото-порфирового Кульбичского месторождения (Горный Алтай) 149
Симонов В. А., Котляров А. В. Физико-химические параметры палеогидротермальных систем колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува 152
Терлеев А. А., Токарев Д. А., Симонов В. А., Каныгин А. В., Ступаков С. И. Новые данные по палеонтологии туматтайгинской эффузивно-осадочной свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува) 155

Часть 6. Месторождения благородных металлов

Мурзин В. В. О возможном генетическом единстве золотоносных родингитов (хлорапитов) и хлорит-карбонатных карбонатитоподобных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале 165
Плотинская О. Ю. Биргильдинско-Томинский рудный узел – пример порфирово-эпитермальной системы на Южном Урале 169
Знаменский С. Е. Структура Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) 173
Заботина М. В., Краснокутская А. В., Блинов И. А. Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан) 174
Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б. Геохимические особенности руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) 178
Рассолов А. А., Степанов С. Ю., Золотарев А. А. Минералогия платины аллювиальных отложений, генетически связанных с Нижнетагильским массивом ультраосновных пород 181
Прудников С. Г., Бутанаев Ю. В. Сравнительная характеристика россыпного и коренного золота для целей прогнозирования золотого оруденения на территории Ойна-Харальского золотоносного района (Тува) 184

Кужугет Р. В., Фетисов Я. В., Монгуш А. А. Рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла, Западная Тува 188
Кужугет Р. В., Хертек А. К., Монгуш А. А. Состав блеклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува 191
Анкушева Н. Н., Кужугет Р. В. Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Дуушкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений 194
Мелекесцева И. Ю., Кряжев С. Г., Зайков В. В., Анкушева Н. Н. Состав флюидов золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува 198
Паленова Е. Е. Вмещающие породы рудопроявления золота Красное (Бодайбинский рудный район) 201
Котов А. А. Структурные особенности формирования Вернинского месторождения, Бодайбинский золоторудный район 205
Будяк А. Е., Дамдинов Б. Б. Геохимия золото-уранового месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье) 209
Тарасова Ю. И., Макшаков А. С. Ртуть в рудах, первичных ореолах и потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) 214
Макшаков А. С., Кравцова Р. Г. Эндогенные аномальные геохимические поля золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России) 218
Кургузова А. В., Клюкин Ю. И. As-Bi-Th флюиды цвиттеров гранитного массива Северный (Чукотка) 222
Леснов Ф. П., Хазина И. В. Возраст и условия формирования грубообломочных отложений Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) как потенциального коллектора россыпной благороднометальной минерализации 225

Часть 7. Актуальные минералого-геохимические исследования
Белогуб Е. В. Современные методы количественного минералогического анализа 228
Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н. Поведение редких металлов и редкоземельных элементов в кианитовых рудах Кольского полуострова и Урала 231
Белковский А. И. Жильный кварц «кыштымского» типа: минералогия, генезис 237
Кабанова Л. Я. Мигматиты Ильменогорского комплекса (Южный Урал) 238
Степанов С. Ю., Уголков В. Л. Новые данные по минералогии и петрографии ультраосновных пегматитов Нижнетагильского массива, Средний Урал 243
Матвеев Я. А., Степанов С. Ю., Гайфутдинова А. М. Хроммагнетит аллювиальных и элювиальных отложений Нижнетагильского массива (Средний Урал) 246
Степанов С. Ю., Рассолов А. А., Уголков В. Л. Геологическая характеристика Перовскитовых копей и исследование крупных кристаллов перовскита, Южный Урал 250
Артемьев Д. А., Садыков С. А., Анкушева Н. Н. Условия формирования и источники вещества гидротермальных карбонатов в скарнах и обрамлении Круглогорской синформы (Южный Урал) 253

Герасимов В. К. Эволюция состава граната и турмалина в пегматитах Туркестанского пояса, Кыргызстан.....257
Санжиев А. М., Бадмацыренова Р. А. Мезозойский внутриплитный вулканизм Чикой-Хилокской рифтогенной впадины Западного Забайкалья и связанное с ним флюоритовое оруденение.....260
Романова А. С. Рассеянное углеродистое вещество руд месторождения Сухой Лог, Сибирь 263
Мачевариани М. М. Особенности вторичных изменений циркона в интрузивных комплексах Верхнеурмийского плутона (Приамурье).....265
Рыбалко В. И. Редкие элементы в углях Эльбурсского бассейна, Исламская Республика Иран.....269
Мокрушников В. П., Леснов Ф. П. Петрохимический состав и распределение РЗЭ в породах венд-кембрийского вулканогенного комплекса хребта Хан-Хухэй (Северо-Западная Монголия).....273
Мороз Т. Н. Колебательная спектроскопия карбонатов из железо-марганцевых и черносланцевых образований.....278

Краткие сообщения
Рудницкий В. Ф, Черепанов А. С. О проблемах хранения керна.....282
Иванова Ю. М. Способы повышения эффективности камеральных работ для решения задач прогнозирования рудопроявлений на Полярном Урале.....283
Кориневский В. Г., Кориневский Е. В. Новые горные породы и минералы из блоков уразбаевской олистостромы в Ильменских горах.....285
Пилюгин А. Г., Гайфутдинова А. М. Минералого-геохимические особенности и платиноносность хромититов Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Средний Урал 286
Рахимов И. Р. Рудные полезные ископаемые пермской системы Республики Башкортостан 287
Панова Л. А. Минералогия железомарганцевых отложений горы Семенов, Срединно-Атлантический хребет 289
Блинов И. А, Боровинская А. А. Влияние растворов сульфатов Cu, Zn, Mn на состав и структуру диоктаэдрического смектита 291
Майоров А. В. Песчано-гравийные месторождения Камских водохранилищ, Пермский край 292

Краткие сообщения школьников 294

CONTENT

Preface 3

Chapter 1. General problems of geology and metallogeny

Anfilogov V. N. 25-year anniversary of the Institute of Mineralogy UB RAS 5

Anfilogov V. N., Khachai V. N. Origin of the Moon 11

Bakulin Yu. I. Mineral deposits – the basement of the Russian economics 14

Koroteev V. A., Savichev A. N., Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A. Technogenic kyanite placers – perspective complex objects 17

Daineko E. B., Yuminov A. M., Tokarev A. G. Pyrophyllite-bearing rocks of the Kur'yanovskoe and Ovruch deposits, Ukraine, as a source for densely caked ceramics 21

Golubev A. I., Romashkin A. E. Minerageny of carbon-bearing Proterozoic rocks of Karelia (Onega structure) 25

Chadchenko A. V., Mustakimova E. A., Krylatov V. A., Moiseev I. B., Pirozhok P. I., Kulbakov A. M. Results of searching and estimation of the flanks of the Ozernoe and Zapadno-Ozernoe massive sulfide deposits, Bashkortostan 29

Chapter 2. Metallogeny of oceans

Maslennikov V. V., Large R. R., Maslennikova S. P., Arkhireeva N. S. Chemistry of pyrite and pyrrhotite as a reflection of evolution of gold-bearing carbonaceous rocks in marginal oceanic structures 32

Tret'yakov G. A. Sedimentary rocks as a metal source for hydrothermal systems on the ocean floor: results of physico-chemical modeling 35

Simonov V. A., Maslennikov V. V., Kotlyarov A. V., Kovyazin S. V. Magmatic systems in areas of the activity of the Paleozoic black smokers at the Rudnyi Altai, Northeastern Kazakhstan 40

Melekestseva I. Yu., Beltenev V. E., Ivanov V. N., Sergeev M. B. Types of massive sulfides from the Irinovskoe hydrothermal field, 13°20? N, Mid-Atlantic Ridge 43

Barriga F. J. A. S., Relvas J. M. R. S. Seafloor massive sulfide deposits: more than meets the eye? 47

de Ronde C. E. J., Walker S. L., Ditchburn R. G., Hannington M. D., Baker E. T., Massoth G. J., Embley R. W., Yoerger D., Merle S. G., Timm C., Dekov V. M., Kamenov G. D., Handler M. R. Hydrothermal activity and the formation of massive sulfide mineralization at Clark volcano, Kermadec arc, New Zealand 50

Hein J. R., de Ronde C. E. J., Koski R. A., Leybourne M., Conrad T. A., Ditchburn R. G., Tamura Y., Stern R. J., Ishizuka O. Zinc-lead-silver-gold-rich barite deposits in East Diamante caldera, Mariana volcanic arc 52

Chapter 3. Ore potential of sedimentary and volcanic complexes

Zaikov V. V., Zaikova E. V. Sedimentary and hydrothermal-sedimentary mineral deposits of the Republic of Tuva 54

Gongal'skii B. I. Geological model of formation of ore deposits of the Udokan-Chinei region, Siberia....59
Brusnitsyn A. I., Letnikova E. F., Zhukov I. G. Geochemistry of Mn-bearing rocks of the South Urals....62
Znamenskii S. E., Michurin S. V., Ankusheva N. N. Geological-genetic models of gold deposits in sedimentary and volcanosedimentary complexes of the Main Urals fault zone....67
Kovalev S. P. Precious metal geochemical types of volcanosedimentary complexes of the western slope of the South Urals....71
Kosarev A. M., Izmailova A. A. Geochemical types of felsic rocks of the South-Irendyk paleovolcanic complex....76
Kisin A. Yu. Carbonate rocks of the Kochkar anticlinorium and their mineragеny, South Urals....80
Rakhimov I. P. Geochemistry of ore-bearing gabbro complexes of the Magnitogorsk megazone....84
Smetannikov A. F. Mineralogy of salts and precious metals of the Upper Kama deposit, Perm krai....87
Yartseva T. A. Variations of mineralogical-geochemical parameters in the salt sequence of the Gremyachinsk potash salt deposit, Volgograd oblast....92
Kulikov I. N. Geochemical correlation of the salt sequence of the Gremyachinsk potash salt deposit, Volgograd oblast....96

Chapter 4. Deposits of ferrous metals
Savel'ev D. E., Fedoseev V. B. Interrelation of the internal structure and orientation of the chromitite bodies in ophiolites....98
Ayupova N. R., Sadykov S. A. Isotopic carbon composition of carbonates from oxide-ferruginous metalliferous rocks of the Urals massive sulfide deposits....100
Gaifutdinova A. M., Pilyugin A. G. Distribution of trace elements in dunites of the Svetlyi Bor massif, Central Urals....104
Savel'ev S. O. Mineralogy of Fe-Mn rocks from the Sagyl-Tau Mountain, South Urals....108
Ankushev M. N., Zaikov V. V., Kotlyarov V. A., Romanenko M. E., Churin E. I. Accessory chromites and sulfides in ultramafic rocks of the Vladimir deposit, Varshavka ore district, South Urals....112
Piskun O. A. Geology and petrography of the Upper Archean ore-bearing Okolovo Group, Belarus....116
Rudmin M. A. Peculiarities of sedimentary rocks, hosting the iron ores of the Bakchar deposit, Tomsk oblast....120
Kicheeva A. V. Petrostructural peculiarities of harzburgite in Kalninskii Cr-bearing massif, Western Sayany....123

Chapter 5. Deposits of base metals
Moloshag V. P. Genetic aspects of formation of tellurides and sulfosalts on the example of the Urals massive sulfide deposits....127
Safina N. P., Kotlyarov V. A. Structural-mineral ore types of the Tarn'er massive sulfide deposit (North Urals) and Zapadnoe occurrence (Polar Urals)....131

Soroka E. I., Pritchin M. E., Leshchev N. V., Anfimov A. L. Geochemical peculiarities of the host rocks of the Saf'yanovka massive sulfide deposits, Central Urals 135
Ayupova N.R., Tseluiko A. S. Sulfide-magnetite ores of the Zapadno-Ozernoe massive sulfide deposit, South Urals 139
Blinov I. A. Supergene minerals of the brown ores from the Amur deposit, South Urals 143
Gladkov A. G. Comparison of thermoelectromotive force of sulfidized fauna from the Saf'yanovka deposit (Central Urals) and hydrothermal field of the Galapagos Rift (Pacific Ocean)..... 146
Gas'kov I. V., Simonov V. A., Babinova N. K., Stupakov S. I. Geochemical peculiarities of magmatic systems of the Kul'bich Cu-Mo-Au porphyry deposit, Gornyi Altai 149
Simonov V. A., Kotlyarov A. V. Physico-chemical parameters of paleohydrothermal systems at the Kyzyl-Tashtyg massive sulfide polymetallic deposit, Eastern Tuva 152
Terleev A. A., Tokarev D. A., Simonov V. A., Kanygin A. V., Stupakov S. I. New data on paleontology of the Lower Cambrian Tumat-Taiga volcanosedimentary Formation at the Kyzyl-Tashtyg ore field, Eastern Tuva 155

Chapter 6. Deposits of precious metals
Murzin V. V. Possible genetic unity of Au-bearing rodingites (chlorapites) and chlorite-carbonate carbonatite-like rocks in the Karabash ultramafic massif, South Urals..... 165
Plotinskaya O. Yu. Birgilda-Tomino ore cluster – an example of porphyry-epithermal system at the South Urals..... 169
Znamenskii S. E. Structure of the Ganeevskoe gold deposit, South Urals..... 173
Zabotina M. V., Krasnokutskaya A.V., Blinov I. A. Precious metal mineralization in ores from the Ganeevskoe and Kontrol'noe deposits, South Urals..... 174
Rovnushkin M. Yu., Azovskova O. B. Geochemical peculiarities of ores from the Vorontsovskoe gold deposit, Central Urals..... 178
Rassolov A. A., Stepanov S. Yu., Zolotarev A. A. Mineralogy of platinum from alluvium genetically related to the Nizhnii Tagil ultramafic massif 181
Prudnikov S. G., Butanaev Yu. V. Comparison of placer and primary gold for the forecast of deposits at the territory of the Oina-Kharal gold-bearing region, Tuva 184
Kuzhuget R. V., Fetisov Ya. V., Mongush A. A. Host rocks of the Aldan-Maadyr gold-bearing cluster, Western Tuva..... 188
Kuzhuget R. V., Khertek A. K., Mongush A. A. Composition of fahlores from the Khaak-Sair gold-quartz deposit, Western Tuva..... 191
Ankusheva N. N., Kuzhuget R. V. Formation conditions of gold-quartz veins from the Duushkunnug occurrence, Western Tuva: results of fluid inclusion study 194
Melekestseva I. Yu., Kryazhev S. G., Zaikov V. V., Ankusheva N. N. Composition of fluids at the gold deposits of the Aldan-Maadyr zone, Western Tuva 198
Palenova E. E. Host rocks of the Krasnoe gold occurrence, Bodaibo ore district 201
Kotov A. A. Structural peculiarities of formation of the Verninskoe deposit, Bodaibo gold region..... 205

Budyak A. E., Damdinov B. B. Geochemistry of the Khadatkanda Au-U deposit, North Transbaikalia....209
Tarasova Yu. I., Makshakov A.S. Mercury in ores, primary halos, and dispersion flows of the Dukat Au-Ag deposit, Northeast of Russia....214
Makshakov A.S., Kravtsova R. G. Endogenic anomalous geochemical fields of the Rogovik Au-Ag deposit, Northeast of Russia....218
Kurguzova A. V., Klyukin Yu. I. As-Bi-Th fluids of zwitters from the Severnyi granitic pluton, Chukchi Peninsula....222
Lesnov F. P., Khazina I. V. Age and formation conditions of coarse-clastic rocks from the Naran mafic-ultramafic massif, Western Mongolia, as a potential collector of placer precious metal mineralization....225

Chapter 7. Topical mineralogical-geochemical studies
Belogub E.V. Current methods of quantitative mineralogical analysis....228
Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Savichev A. N. Behavior of rare metals and REE in kyanite ores from the Kola Peninsula and Urals....231
Belkovskii A. I. Veined quartz of the Kyshtym type: mineralogy and genesis....237
Kabanova L. Ya. Migmatites of the Ilmenogorsk complex....238
Stepanov S. Yu., Ugolkov V. L. New data on mineralogy and petrography of the ultramafic pegmatites from the Nizhnii Tagil massif, Central Urals....243
Matveev Ya. A., Stepanov S. Yu., Gaifutdinova A. M. Chrome magnetite from alluvial and eluvial sediments of the Nizhnii Tagil massif, Central Urals....246
Stepanov S. Yu., Rassolov A. A., Ugolkov V. L. Geological characteristics of the Perovskite mines and study of large perovskite crystals, South Urals....250
Artem'ev D. A., Sadykov S. A., Ankusheva N. N. Formation conditions and matter sources of hydrothermal carbonates in skarns and frame of the Kruglaya Gora sinform, South Urals....253
Gerasimov V. K. Evolution of composition of garnet and tourmaline in pegmatites of the Turkestan belt, Kyrgyzstan....257
Sanzhiev A. M., Badmatsyrenova R. A. Mesozoic intraplate volcanism of the Chikoi-Khilok riftogenic depression of the Western Transbaikalia and related fluorite occurrence....260
Romanova A. S. Dispersed carbonaceous matter in ores from the Sukhoi Log deposit, Siberia....263
Machevariani M. M. Peculiarities of alteration of zircon in intrusive complexes of the Upper Urmi pluton, Amur area....265
Rybalko V. I. Rare elements in coals of the Alborz basin, Iran....269
Mokrushnikov V. P., Lesnov F. P. Petrochemical composition and REE distribution of the Vendian-Cambrian volcanic rocks from the Han-Huhei Ridge, Northwestern Mongolia....273
Moroz T. N. IR- and Raman-spectroscopy of carbonate from Fe-Mn sediments and black shales....278

Brief reports
Rudnitskii V. F., Cherepanov A. S. Problems of the drill core storage....282
Ivanova Yu. M. Methods of increase of the effectiveness of cameral works for the purposes of forecast of occurrences in the Polar Urals....283

Korinevskii V. G., Korinevskii E. V. New rocks and minerals from the blocks of the Urazbaevka olistostrome in the Ilmeny Mountains 285
Pilyugin A. G., Gaifutdinova A. M. Mineralogical-geochemical peculiarities and Pt potential of chromitites from the Nizhnii Tagil and Svetlyi Bor massifs, Central Urals 286
Rakhimov I. R. Permian ore mineral deposits of the Republic of Bashkortostan 287
Panova L. A. Mineralogy of Fe-Mn sediments of the Semenov seamount, Mid-Atlantic Ridge 289
Blinov I. A., Borovinskaya A. A. Effect of solutions of Cu, Zn and Mn-sulfates on composition and structure of dioctahedral smectite 291
Maiorov A. V. Sandy-gravel deposits of the Kama water reservoirs, Perm krai 292

Brief reports of pupils 294

Научное издание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2013

РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Материалы Девятнадцатой научной молодежной школы

Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой
Корректор И. В. Синяковская

НИСО УрО РАН № 5(13). Подписано к печати 26.03.2013.
Формат 70?100$^{1}/_{16}$. Бумага типографская. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 31.2. Уч.-изд. л. 33.8. Тираж 200.

Отпечатано в ООО «Геотур»
г. Миасс, пр. Октября, 31, оф. 20