

Часть 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Н. Р. Аюпова^{1,2}, В. В. Масленников^{1,2}, И. А. Блинов¹, С. П. Масленникова¹
¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ayova@mineralogy.ru

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

Индий в рудах медно-цинково-колчеданных месторождений Урала

В настоящее время индий считается стратегическим металлом, который широко используется как в классических технических областях, так и в инновационных нанотехнологиях. Основным промышленным источником индия являются цинковые и олово-полиметаллические месторождения. Потребление индия с каждым годом увеличивается, и по современным оценкам запасы индия будут исчерпаны в ближайшие 20 лет. В связи с этим, особый интерес представляют колчеданные месторождения как перспективные для извлечения индия из руд при создании новых технологий обогащения.

Индий в колчеданных рудах присутствует как в виде изоморфной примеси в высокотемпературных гидротермальных разновидностях сфалерита и халькопирита, так и в виде включений собственного минерала – рокезита [Cabri et al., 1985; Schwarz-Schampera, Herzig, 2002; Hannigton et al., 1999; Gaspar, 2002; Cook et al., 2011]. В целом, среднее содержание индия в колчеданных рудах низкое (от первых до 10 г/т), однако на некоторых месторождениях его содержания превышают средне-статистические значения. Примерами колчеданных месторождений с высоким содержанием In являются месторождения Кид Крик (<50 г/т, 3400 т In) и Сулливан (50 г/т, 8000 т In) в Канаде [Hannigton et al., 1999], Невеш Корво (>18 г/т, 7000 т In) в Португалии [Gaspar, 2002], Косака-Учинотай (26 г/т, 8064 т In) в Японии [Ishihara, Endo, 2007].

Вопросы геохимии и минералогии индия на уральских колчеданных месторождениях изучены не достаточно. Среднее содержание индия в рудах колчеданных месторождений Южного Урала составляет 2–14.1 г/т с редкими аномальными значениями (23–30 г/т). Подобно извлечению многих ценных компонентов (Au, Ag, Se, Te, Cd и др.) из колчеданных руд Урала, извлечение In остается на одном уровне и составляет 20.6 %. Значительная часть индия при переработке колчеданных руд теряется с отходами добычи и хвостами флотации. Несмотря на то, что результаты выщелачивания из колчеданных руд показывают переход индия в продуктивный раствор при достаточно высоких концентрациях, однако процессы выщелачивания протекают нестабильно и имеют различные показатели для руд из различных месторождений, что связано с особенностями сложного минерального состава [Илимбетов и др., 2008]. В связи с этим, изучение минеральных ассоциаций с выявлением обогащенных индием минералов в различных рудных фациях позволит усовершенствовать методы извлечения индия.

Нами изучены колчеданные руды Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, расположенного в зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги на Южном Урале. Более 25 лет (до 2003 г.) месторождение обрабатывалось открытым способом; в настоящее время оставшиеся запасы руд добываются подземным способом. На месторождении выделены четыре рудных тела, имеющих общий рудоподводящий канал, который фиксируется зоной пиритовых прожилков и сплошными пиритовыми рудами. В сульфидных брекчиях месторождения обнаружены многочисленные фрагменты труб «черных курильщиков» [Maslennikov et al., 2013]. На флангах рудной залежи сульфидные брекчии сменяются сульфидными турбидитами с градационной слоистостью, а сульфидные турбидиты – тонкополосчатыми борнит-теннантит-пирит-халькопиритовыми рудами, являющимися продуктами субмаринного гипергенеза сульфидных отложений [Масленников, Зайков, 1991; Зайков, 2006]. В последних установлены необычные редкие минералы, такие как самородное золото, моусонит, маккинстрит, станноидит, арсеносульванит, энаргит, свидетельствующие о невысоких температурах минералообразования [Колотов, Гмыра, 1990; Зайков, 2006].

На западном фланге месторождения установлены короткие линзовидные тела колчеданных руд мощностью до 1 м, где наблюдается чередование слоев пирит-халькопиритового, кварц-баритового и гематитового состава, которые соответствуют подзонам (снизу вверх): 1) медного обогащения, 2) кварц-баритового выщелачивания и 3) продуктов полного окисления колчеданных руд зоны субмаринного гипергенеза мелкообломочных сульфидных отложений [Аюпова и др., 2015]. В рудных слоях наблюдается замещение пиритовых рудокластов халькопиритом, а халькопирита – борнитом, теннантитом или баритом, а в подзоне полного окисления – гематитом. Особенностью их минерального состава является присутствие многочисленных включений селенидов в ассоциации с самородным золотом [Аюпова и др., 2015].

С этими рудами, также как и сульфидными брекчиями, содержащими обломки пирит-сфалерит-халькопиритовых «черных курильщиков», связаны отдельные максимумы (до 101 г/т) и высокие концентрации (30–90 г/т) индия в пределах рудного тела. Выявлено, что содержание индия в гематитовой и баритовой подзонах субмаринного гипергенеза (5.7–23 г/т) значительно ниже, чем в подзоне медного обогащения (98 г/т). В массивных серноколчеданных рудах и грубообломочных продуктах их разрушения содержания индия обычно не превышают 5 г/т.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией установлено, что в главных сульфидах труб «черных курильщиков» средние содержания индия составляют (г/т) 4 (колломорфный пирит оболочки труб), 127 (друзовой халькопирит внутренней стенки труб) и 234 (сфалерит, запечатавший осевые части каналов труб). Судя по равномерному распределению импульсов на трендах ЛА-ИСП-МС, индий изоморфно входит в состав халькопирита и сфалерита. В зоне субмаринного медного обогащения в реликтовом пирите, так же как и в колломорфном пирите труб «черных курильщиков», содержания In низкие (3 г/т). В аутигенном халькопирите, заместившем пиритовые рудокласты, In концентрируется в значительных количествах (75 г/т). Тренды ЛА-ИСП-МС халькопирита указывают на присутствие микровключений собственной минеральной формы индия.

С помощью электронной микроскопии (СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором) в аутигенном халькопирите и теннантите впервые для колчеданных месторождений Урала установлен минерал индия – рокезит CuInS_2 [Аюпова и др., 2015]. Самые значительные по размерам (до 12 мкм) изометричные агрегаты

Т а б л и ц а

Химический состав рокезита, мас. %

№ п/п	Cu	In	Fe	Pb	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	26.20	47.36	0.01	–	–	26.45	100.02	$Cu_{1.0}In_{1.07}S_{1.92}$
2	24.40	46.98	0.79	1.76	0.98	25.08	99.99	$Cu_{0.95}Fe_{0.03}Pb_{0.02}In_{1.01}Se_{0.03}S_{1.97}$
3	22.11	46.43	1.42	2.28	1.45	26.28	99.97	$Cu_{0.83}Fe_{0.06}Pb_{0.03}In_{0.97}Se_{0.04}S_{1.96}$
4	21.12	45.37	2.82	4.02	2.30	23.96	99.59	$Cu_{0.77}Fe_{0.12}Pb_{0.04}In_{0.96}Se_{0.10}S_{1.90}$
5	25.76	44.6	1.53	–	4.47	23.64	100.00	$Cu_{1.02}Fe_{0.07}In_{0.98}Se_{0.15}S_{1.93}$
6	26.6	41.88	3.54	–	2.91	25.07	100.00	$Cu_{1.02}Fe_{0.15}In_{0.89}Se_{0.09}S_{1.85}$
7	25.67	44.91	0.98	–	4.42	24.01	100.00	$Cu_{1.00}Fe_{0.04}In_{0.97}Se_{0.15}S_{1.95}$

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены на СЭМ VEGA3 Tescan с энергодисперсионным анализатором в Институте минералогии УрО РАН. Аналитик И. А. Блинов.

рокезита, представленные пластинчатыми кристаллами, находятся, как правило, в тесной ассоциации с клаусталитом. В составе рокезита постоянно отмечаются примеси Fe, Se и Pb (табл.). Основное количество микровключений рокезита имеет размеры 2–3 мкм.

Таким образом, высокие концентрации индия в колчеданных рудах Урала связаны не только с его изоморфным вхождением в халькопирит и сфалерит, но и с присутствием собственной минеральной формы индия – рокезита. Рокезит обнаружен в аутигенных продуктах субмаринного гипергенеза, сформированных в результате разрушения труб «черных курильщиков» на флангах колчеданной залежи. Основное количество In, вероятно, поступило при растворении обломков гидротермального сфалерита, неустойчивого в зоне субмаринного гипергенеза в присутствии окисляющегося пирита. Известно, что образование In-содержащих фаз может происходить с растворением сульфидов как при низких, так и при высоких температурах [Schwarz-Schampera, Herzig, 2002]. Можно также предполагать, что значительное количество микровключений рокезита образовалось за счет локального перераспределения индия в халькопирите при его замещении теннантитом. Геохимическая ассоциация индия с селеном, свинцом, серебром, золотом и другими элементами имеет индикаторное значение для процессов субмаринного гипергенного минералообразования.

Учитывая, что необходимым условием любых технологических исследований являются всесторонние знания минералогии руд, результаты исследований основных принципов распределения индия в пределах колчеданных залежей, различных типов руд и минералах, а также выявление собственных минералов индия могут быть использованы для оценки уровня извлечения In из колчеданных руд.

Работы выполнены при поддержке проекта ОФИ № 13-05-012.

Литература

Аюпова Н. Р., Масленников В. В., Котляров В. А. и др. Минералы селена и индия в зоне субмаринного гипергенеза колчеданной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал // Доклады Академии наук. 2015 (в печати).

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.

Илимбетов А. Ф., Радченко Д. Н., Абдрахманов И. А. К обоснованию процессов комплексного освоения медно-колчеданных месторождений физико-химической геотехнологией // Мат. симп. «Неделя горняка–2007». Учалы, 2008. С. 312–319.

Масленников В. В., Зайков В. В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.

Cabri L. J., Campbell J. L., Laflamme J. H. et al. Proton microprobe analyses of trace elements in sulfides from some massive sulfide deposits // Canadian Mineralogist. 1985. Vol. 23. P. 133–148.

Cook N. J., Ciobanu C. L., Williams T. The mineralogy and mineral chemistry of indium in sulphide deposits and implications for mineral processing // Hydrometallurgy. 2011. Vol. 108. P. 226–228.

Gaspar O. C. Mineralogy and sulfide mineral chemistry of the Neves-Corvo ores, Portugal: insight into their genesis // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 611–636.

Hannington M. D., Bleeker W., Kjarsgaard I. Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Greek deposit. II. The bornite zone // Economic Geology Monograph. 1999. Vol. 10. P. 225–266.

Ishihara Sh., Endo Yu. Indium and other trace elements in volcanogenic massive sulfide ores from the Kuroko, Besshi and other types in Japan // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 2007. Vol. 58 (1/2). P. 7–22.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R. et al. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107 (1). P. 67–99.

Schwarz-Schampera U., Herzig P.M. Indium. Geology, mineralogy and economics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2002. 257 p.

**Н. П. Сафина^{1,2}, И. Ю. Мелекесцева¹, Н. Н. Анкушева^{1,2}, А. М. Юминов²,
П. Нилмис³, В. А. Котляров¹, С. А. Садыков¹**

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
safina@ilmeny.ac.ru

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

³ – Университет г. Падуа, Италия

**Барит из руд Сафьяновского колчеданного месторождения
(Средний Урал) и гидротермальных полей Семенов-1 и 3
(Срединно-Атлантический хребет):
сравнительный анализ условий образования**

Введение. Барит является распространенным жильным минералом в рудах древних колчеданных месторождений и современных океанических гидротермальных систем. Особенности его морфологии, химического и изотопного составов, а также состава флюидных включений отражают условия образования минерала и сосуществующих с ним сульфидов. В работе представлены результаты сравнительного изучения барита из серноколчеданных колломорфных и обломочных руд палеозойского Сафьяновского месторождения (Средний Урал) и кайнозойских гидротермаль-

ных полей Семенов-1 и Семенов-3 (САХ). Несмотря на различные геодинамические обстановки формирования (задуговой палеобассейн и срединно-океанический рифт), эти объекты характеризуются сходными текстурами руд и минеральными ассоциациями. Кроме того, Сафьяновское месторождение отличается низкой степенью метаморфизма окружающих пород и руд [Язева и др., 1991] и хорошей сохранностью сульфидной постройки [Масленников, 2006], что позволяет сопоставлять объект с современными аналогами.

Сафьяновское месторождение находится в Режевском районе на Среднем Урале и залегает в породах риолит-дацит-андезит-базальтового комплекса [Язева и др., 1991]. Детальное картирование месторождения позволило реконструировать основную залежь месторождения как разрушенный сульфидный холм [Масленников, 2006]. Гидротермальные поля Семенов-1 и -3 рудного узла Семенов (13°30' с.ш., САХ) приурочены к выходу внутриокеанического корового комплекса [Beltenev et al., 2007]. Поле Семенов-1 расположено у подножия горы на глубинах 2570–2620 м и представляет собой единый холм или, возможно, серию рудных холмов и продуктов их разрушения. По данным [Beltenev et al., 2007], поле ассоциирует с серпентинитами, однако руды этого поля более характерны для полей на базальтах [Melekestseva et al., 2014]. Поле Семенов-3 располагается на склоне горы на глубинах 2400–2600 м и ассоциирует с базальтами.

Текстурно-структурные и минералогические особенности руд. Преобладание дисульфидов железа, барита и кварца является главной сходной чертой колломорфных и тонкозернистых руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1. В колломорфных рудах Сафьяновского месторождения, залегающих в кровле сульфидной постройки, таблитчатые кристаллы барита размером до 0.5 мм с хорошо проявленной спайностью ассоциируют с кварцем, замещающим пирит-марказитовые агрегаты. В тонкозернистых и колломорфных рудах поля Семенов-1 барит представлен радиально-лучистыми сростками таблитчатых кристаллов размером до 1 мм, образующими гнезда и прожилковидные агрегаты. Ксеноморфные агрегаты пирита и марказита проникают в межкристаллическое пространство сростков барита и нарастают на него. Барит в цементе пиритовых брекчий Сафьяновского месторождения характеризуется сростками таблитчатых кристаллов размером до 0.25 мм с признаками наложенных деформаций и наличием стилолитовых швов по границам изогнутых кристаллов. Кристаллы барита в брекчиях поля Семенов-3 с кварцем и халькопиритом заполняют многочисленные трещины и пустоты в марказит-пиритовых обломках и цементе в виде щеток толщиной до 0.5 см, сложенных розетками с размером отдельных кристаллов до 1 мм.

Химический и изотопный состав барита. По данным микрозондового и ИСП-МС анализов, стронций является главной примесью в составе изученного барита. Барит из руд Сафьяновского месторождения содержит SrO до 1.05 мас. % по данным микрозондового анализа и 2529–3095 г/т Sr по данным ИСП-МС. В барите полей Семенов-1 и -3 содержания SrO достигают 4.12 и 4.73 мас. % и 7051 и 3408 г/т Sr, соответственно. Барит поля Семенов-1 отличается пониженными содержаниями PbO (0.02–0.16 мас. %), CaO (0.01–0.38 мас. %), присутствием ZnO (0.01–0.05 мас. %) и FeO (0.12–0.40 мас. %). В составе зональных кристаллов барита поля Семенов-3 повышенные содержания SrO (до 4.73 мас. %) и PbO (до 0.5 мас. %) установлены в ядре, а пониженные содержания этих элементов (0.24–1.06 мас. % и < 0.1 мас. %, соответственно) – на периферии. Барит из колломорфных руд Сафьяновского место-

рождения содержит меньше CaO (0.03–0.11 мас. %), который не установлен в барите обломочных руд.

Средний изотопный состав серы в барите составляет (‰): +22.9 (σ 1.5) и +21.2 (σ 0.2) для колломорфных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1, соответственно, и +28.1 (σ 0.9) и +19.6 (σ 0.8) для обломочных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-3, соответственно.

Термобарогеохимические исследования. Первичные флюидные включения (ФВ) 10–40 мкм в барите из колломорфных и брекчиевых руд Сафьяновского месторождения характеризуются формой «негативного кристалла», иногда со сглаженными углами. По фазовому составу выделяются существенно газовые и двухфазные (жидкость + газ) ФВ с объемом газового пузырька 20–30 %. Редкие угловатые, округлые или веретенообразные ФВ размером 8–12 мкм в барите из руд полей Семенов-1 и -3 также разделяются на существенно газовые и двухфазные, состоящие из светлой жидкости и газового пузырька, занимающего 5–10 % объема включения.

Температуры гомогенизации двухфазных ФВ в барите составляют: 162–184 °С (колломорфные руды Сафьяновского месторождения), 58–199 °С (тонкозернистые руды поля Семенов-1), 130–170 °С (брекчии Сафьяновского месторождения), 241–310 °С (брекчии поля Семенов-3). На основании температур плавления последнего кристаллика льда, концентрации солей в растворах составляют (мас. % NaCl-экв.): 1.6–4.5 (колломорфные руды Сафьяновского месторождения), 0.6–3.8 (тонкозернистые руды поля Семенов-1), 1.4–5.4 (брекчии Сафьяновского месторождения) и 4.8–9.2 (брекчии поля Семенов-3). Температуры эвтектики ФВ в барите колломорфных руд Сафьяновского месторождения и поля Семенов-1 варьируют от –21.7 до –22.3 °С и от –2.2 до –6.6 °С, соответственно. Согласно [Борисенко, 1977], такие температуры эвтектики соответствуют солевым системам NaCl–Na₂CO₃–H₂O для Сафьяновского месторождения, Na₂SO₄–K₂SO₄–H₂O и Na₂SO₄–NaHCO₃–H₂O – для поля Семенов-1. Температуры эвтектики в барите брекчий изменяются от –22.0 до –22.3 °С на Сафьяновском месторождении и от –21.1 до –21.8 °С – поле Семенов-3, что соответствует солевой системе с преобладанием NaCl.

Обсуждение результатов и выводы. В результате изучения установлено сходство образования гидротермального барита из колломорфных руд Сафьяновского месторождения и гидротермального поля Семенов-1. Гидротермальный барит отлагался из низко- до умеренно температурных флюидов, подвергшихся фазовой сепарации, о чем свидетельствует их соленость (как выше, так и ниже морской воды) [de Ronde et al., 2003]. В барите брекчий поля Семенов-3 концентрации солей в растворах в 1.5–2 раза превышают соленость морской воды, что может отражать вклад магматического флюида [de Ronde et al., 2003].

В брекчиях Сафьяновского месторождения кристаллизация барита связывается с катагенетическими процессами, тогда как барит в обломочных рудах поля Семенов-3 – продукт поздней гидротермальной активности. Главным отличием между катагенетическим и гидротермальным баритом является морфология. Для гидротермальных разновидностей характерны недеформированные кристаллы и их радиально-лучистые агрегаты. Катагенетический барит представлен кристаллами с признаками деформаций и стилолитовыми швами, что свидетельствует о стесненных условиях роста и увеличении давления в условиях катагенеза [Япаскерт, 2005]. В пользу образования барита из брекчий поля Семенов-3 из гидротермальных растворов свидетельствуют развитие минерала в порах рудных обломков и цементе, радиально-лучистое строение агрегатов, ассоциация с селеносодержащим халькопиритом (со-

держание Se 638–1208 г/т по данным ЛА-ИСП-МС анализов, неопубликованные данные И. Ю. Мелекесцевой). Повышенные содержания Se в халькопирите считаются одним из индикаторов высокотемпературных (>300 °C) условий образования халькопирита [Maslennikov et al., 2009].

Химический состав изученного барита не информативен при определении условий образования минерала, так как содержания элементов, в частности, Sr, характеризуются значительными вариациями. Причинами вариаций Sr может быть как различное содержание Sr во флюиде, так и разная степень смешения флюида с морской водой. Для катагенетического барита в обломочных рудах Сафьяновского месторождения повышенные содержания Sr также могут быть связаны с присутствием обломков вмещающих пород.

Изучение изотопного состава серы в барите отражает различные источники сульфат-иона. Изотопный состав серы гидротермального барита из ранних колломорфных руд соответствует сульфату серы девонской (+23 до +24 ‰, [Claypool et al., 1980]) и современной (+21.2 ‰, [Rees et al., 1978]) морской воды. Пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ в барите брекчий поля Семенов-3 относительно современной морской воды связаны с заимствованием сульфат-иона при частичном окислении H_2S гидротермального флюида [Shanks et al., 1995], что также согласуется с ассоциацией барита с высокотемпературным халькопиритом. Для барита из брекчий Сафьяновского месторождения характерны повышенные значения сульфат-иона. Это, скорее всего, является результатом термохимической сульфат-редукции при катагенетическом преобразовании осадка, которая может происходить при температурах до 180 °C в отличие от бактериальной сульфат-редукции [Machel, 2001]. Этому также не противоречат температуры гомогенизации изученного барита, которые сопоставимы с температурами катагенеза (до 200 °C) [Япаскурт, 2005].

В целом, несмотря на различные геодинамические обстановки формирования изученных объектов, первичные гидротермальные баритсодержащие пиритовые руды были образованы в сходных условиях, а условия образования барита в каждом изученном случае совпадают с условиями образования сосуществующих сульфидов.

Исследования поддержаны РНФ (проект № 14-1700691).

Литература

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–18.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 76–58.
- Япаскурт О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.
- Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. Vol. 16. P. 9–10.
- Claypool G. E., Holser W. T., Kaplan I. R. et al. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation // Chemical Geology. 1980. Vol. 28. P. 199–260.
- de Ronde C. E. J., Faure K., Bray C. J. et al. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. P. 217–233.

Machel H. G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights // *Sedimentary Geology*. 2001. Vol. 140. P. 143–175.

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 volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

Melekestseva I. Yu., Tret'yakov G. A., Nimis P. et al. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology*. 2014. Vol. 349. P. 37–54.

Rees C. E., Jenkins W. J., Monster J. The sulfur isotope geochemistry of ocean water sulfate // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1978. Vol. 42. P. 377–382.

Shanks W. C. III, Böhlke J. K., Seal R. R. II Stable isotopes in mid-ocean ridge hydrothermal systems: interactions between fluids, minerals and organisms / In: *Humphris S. E., Zierenberg R. A., Mullineaux L. S., Thomson R. E. (eds). Seafloor hydrothermal processes. Geophysical Monograph*. 1995. Vol. 91. P. 194–221.

Е. И. Сорока¹, М. Е. Притчин¹, В. П. Лютоев², О. Л. Галахова¹

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург,
soroka@igg.uran.ru*

² – *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

Сидерит-брейнеритовая минерализация юго-восточной части Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Все колчеданные залежи Урала сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, размеры которых в несколько раз превышают рудные тела. Околорудные изменения боковых пород – индикаторы условий формирования руд и важные поисковые признаки. Карбонаты, как правило, присутствуют в метасоматитах колчеданных месторождений Урала [Медноколчеданные..., 1992], в том числе и в околорудных породах Сафьяновского месторождения, где они представлены кальцитом, доломитом, сидеритом и магнезитом (брейнеритом). Одной из задач наших исследований является выяснение роли и места карбонатизации в процессе околорудных изменений пород.

Сафьяновское медноколчеданное месторождение находится в 10 км северо-восточнее г. Реж (Свердловская область) в южной части Режевской структурно-формационной зоны [Язева и др., 1992]. Массивные колчеданные, медно-цинковые и медные прожилково-вкрапленные руды месторождения локализованы в измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и отрабатываются карьером до глубины 200 м. Нами изучена карбонатная минерализация околорудных пород юго-восточной части месторождения на горизонтах 100–72 м (от забоя карьера), представленная переходными разностями магнезита – брейнеритом, который образует изоморфный ряд с сидеритом, и доломитом. Ранее указывалось на образование более железистых карбонатов ряда магнезит-сидерит в контакте с рудными телами в северной части месторождения [Язева и др., 1992].

Карбонаты изучены с помощью рентгеноструктурного анализа на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) и СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450 (лаборатория физико-химических методов исследований ИГГ УрО РАН, аналитик С. П. Главатских). Исследование жильных карбонатов (железистого магнетита, доломита) проводилось также методом ЭПР в лаборатории минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН на радиоспектрометре X-диапазона SE/X-2547 RadioPAN. Спектры ЭПР записывались с порошковых навесок 20–40 мг исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600 °С в течение 30 мин. при комнатной температуре в автоматическом режиме. Инфракрасная спектрометрия карбонатов проведена на фурье-спектрометре ИК-поглощения Люмекс ФТ-02 в лаборатории минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Карбонатизация в околорудных породах юго-восточной части месторождения проявилась как во всем объеме, так и по трещинам отрыва и скола [Кисин, Притчин, 2011]. В крупных трещинах хорошо проявлена зональность и последовательность карбонатообразования, стенки трещин инкрустированы первичным железистым магнетитом (брейнеритом), центральная часть – новообразованным доломитом. Жилы подвержены дроблению и заполнению кварц-каолинит-магнетитовой минерализацией, причем новообразованный магнетит – наименее железистый. По содержанию Fe и Mg и морфологическим признакам выявлено несколько типов брейнерита, с каждым из которых связана определенная минеральная ассоциация [Притчин и др., 2014].

Наиболее железистые разности магнетита представлены жилами и вкрапленниками и обнаружены на контакте с массивной сфалерит-пиритовой рудой. В ассоциации с сидеритом-брейнеритом, помимо пирита и сфалерита, присутствуют барит, каолинит, гидрослюда, кварц. Брейнерит и сидерит представляют собой тонкодисперсные сростки, трудно диагностируемые под микроскопом. На дифрактограмме наряду с рефлексом около 2.75 Å, приписываемым магнетиту, наблюдается более слабый пик около 2.78 Å, который указывает на присутствие второй карбонатной фазы (рис. 1а). Основные рефлексы карбоната имеют плечо со стороны малых углов. Вероятно, оно относится к сидериту, а основная линия – к магнетиту. ИК-поглощение (обр. 8/14) сформировано полосами валентных (1430 см^{-1}) и деформационных колебаний ($878, 744\text{ см}^{-1}$) CO_3 -групп в составе карбонатов, а также полосами поглощения каолинита в области $990\text{--}1100, 540$ и 475 см^{-1} (рис. 1б). Каждая из узких полос деформационных колебаний карбонатных группировок содержит два компонента. Основной компонент с максимумами 878 и 744 см^{-1} относится к решетке железистого магнетита, а менее интенсивные дополнительные низкочастотные плечи при 867 и 739 см^{-1} – к решетке сидерита. В спектре ЭПР данного образца (8/14) регистрируется только сигнал от парамагнитных центров в решетке каолинита. Основной вклад дает аксиальный сигнал с $g_{\parallel} = 2.0507, g_{\perp} = 2.005$, относящийся к центрам типа $\text{Si-O}^{-}\text{-Si}$, а дополнительный с $g_{\parallel} = 2.038$ – к дефектам типа $\text{Al-O}^{-}\text{-Si}$.

Содержание Fe в брейнерит-сидеритовых жилах и вкрапленниках увеличивается к периферии обособлений (рис. 2), где оно достигает 40 %. В каймах этих обособлений отмечаются повышенные содержания Zn до 10 %.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые выводы о предполагаемых условиях формирования сидерит-брейнерита в околорудных породах Сафьяновского месторождения.

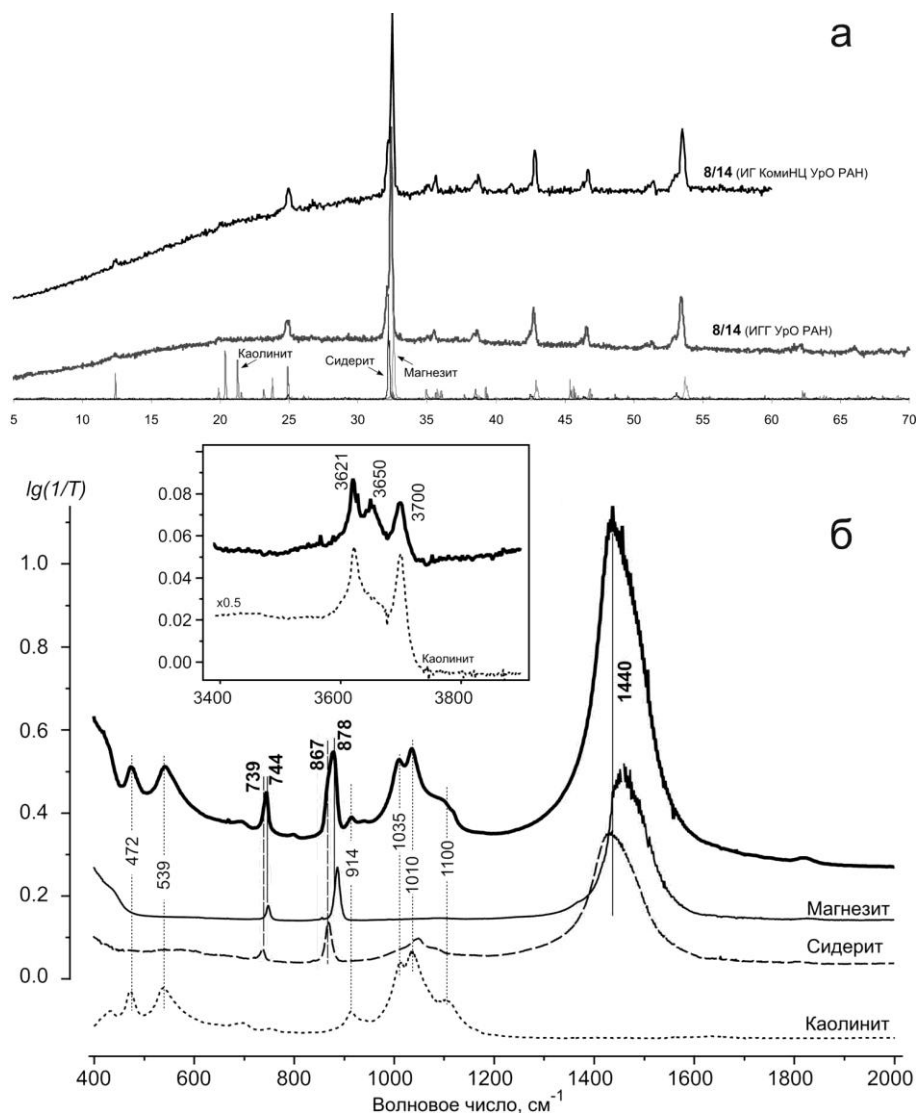


Рис. 1. (а) дифрактограммы сидерит-брейнеритовых агрегатов из приконтактовой зоны массивной сфалерит-пиритовой руды Сафьяновского месторождения, горизонт 72 м, (обр. 8/14); (б) ИК-спектры сидерит-брейнеритовых агрегатов (обр. 8/14).

На диаграмме полей устойчивости в системе Cu-Fe-S-O [Csernar, Barnes, 1976] при температуре 250 °C и $X_{\text{CO}_2} = 0.1$, $[S] = 0.01$ линия стабильности сидерита находится в области pH 3.2–5.5 при активности кислорода $\log(f_{\text{O}_2}, \text{атм}) = -41$, почти пересекаясь с линией каолинита, но для образования брейнерита необходимо присутствие Mg в растворах. По экспериментальным данным [Зарайский, 1989], в зонах некоторых колоннок по гранодиориту в низкотемпературных опытах (250–270 °C) с серой и углекислотой ($X_{\text{CO}_2} = 0.1$) образуются карбонаты магнетит-сидеритового ряда

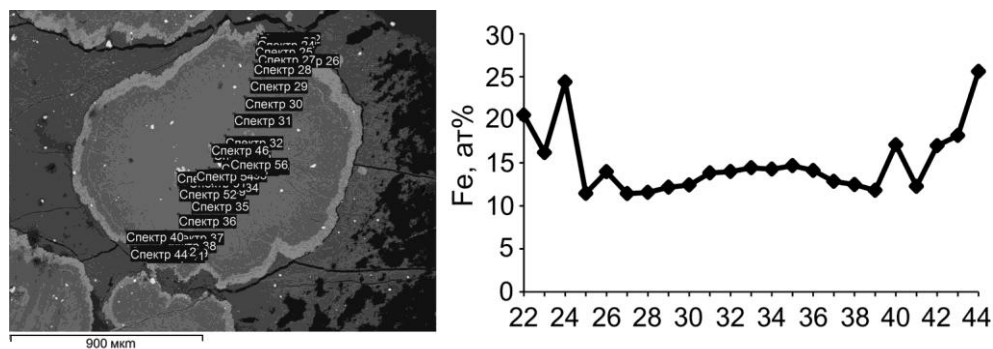


Рис. 2. Электронно-микроскопический снимок сидерит-брейнеритового агрегата; содержание Fe в срезе обособления, полированный шлиф (обр. 8/14).

(брейнерит). Анализы карбонатов показывают сильный разброс по содержанию железа – 20–54 ат. %, рН до и после опыта 6.00 и 5.26. В эксперименте образование карбонатов в незначительных количествах возможно за счет амфиболов исходной породы. В нашем случае брейнерит повсеместно встречается в окolorудных метасоматитах (измененных риодацитах) юго-восточной части карьера, что предполагает возможность отложения из раствора.

Ранее для Сафьяновского месторождения было установлено [Сафина и др., 2012], что значения концентраций солей в гидротермальных растворах, участвовавших в образовании баритовых жил, попадают в интервал 1.5–7.4 мас. % NaCl экв., что отличается от морской воды (3.5 мас. % NaCl экв.). Температуры образования по этим данным составляют 130–240 °С. Во флюиде присутствовали восстановленные газы CH₄, CO, CO₂, N₂. Повышение концентрации солености объясняется участием в минералообразовании растворов глубинной природы [Сафина и др., 2012].

Исследования гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (САХ) свидетельствуют о Fe–Mg метасоматозе, сопровождающем сульфидную минерализацию [Габлина и др., 2010]. По данным [Бортников и др., 2014], в составе флюидных включений в барите современной гидротермальной системы Семенов (САХ), кроме NaCl в незначительных количествах присутствует MgCl₂. Исследователи предположили, что рудообразующий флюид имел глубинное происхождение, а флюидные включения при кристаллизации захватывали одновременно высокотемпературный флюид и холодную морскую воду.

Таким образом, предполагается, что сидерит-брейнеритовая минерализация на Сафьяновском месторождении является следствием неравновесности рудообразующего флюида в системе Cu–Fe–S–O, в котором присутствовал и Mg²⁺. Увеличение активности CO₂ вызвало образование карбонатов при низком значении рН (3–5) в ассоциации с рудными минералами и каолинитом.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-11-5-17.

Литература

Бортников Н. С., Симонов В. А., Амплиева Е. Е., Боровиков А. А. Аномально высокие концентрации металлов во флюиде современной гидротермальной системы Семенов (Срединно-

Атлантический хребет, 13°31' с.ш.): изучение флюидных включений в минералах с помощью LA-ICP-MS // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 5. С. 569–574.

Габлина И. Ф., Попова Е. А., Садчикова Т. А. и др. Гидротермальные изменения современных органогенных осадков поля Ашадзе-1 (Срединно-Атлантический хребет, 13° с.ш.) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 4. С. 499–503.

Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

Кисин А. Ю., Притчин М. Е. Современные низкотемпературные гидротермальные системы на колчеданных месторождениях Урала (по результатам дешифрирования космоснимков) // Вулканизм и геодинамика. Мат. V Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 528–530.

Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования / Под ред. чл.-корр. РАН С. Н. Иванова, д.г.-м.н. В. А. Прокина. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 312 с.

Притчин М. Е., Сорока Е. И., Галахова О. Л., Главатских С. П. Брейнерит в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 55–59.

Сафина Н. П., Анкушева Н. Н., Мурзин В. В. Физико-химические условия формирования барита из рудных фаций Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал // Литосфера. 2012. № 3. С. 110–126.

Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: Наука, 1992. 70 с.

Crerar D. A., Barnes H. L. Ore solution Chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 to 350 °C // Economic Geology. 1976. Vol. 71. P. 772–794.

А. С. Целуйко¹, Н. Н. Анкушева^{1,2}

¹ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
celyukoa@rambler.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Юбилейном медноколчеданном месторождении, Южный Урал

В работе представлены результаты исследований флюидных включений в кварце из фрагмента сульфидной трубы «черного курильщика» Юбилейного месторождения на Южном Урале [Медноколчеданные..., 1988; Масленников, 2006]. Целью работы была оценка условий формирования гидротермальных ассоциаций Юбилейного месторождения и сравнительный анализ с другими колчеданными объектами Урала и современными аналогами.

Юбилейное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе в пределах Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Вмещающие породы месторождения связаны с базальт-бонинитовым основанием бимодальной мафической Баймак-Бурибаевской свиты [Spadea et al., 1998]. На месторождении установлено шесть рудных тел, и в данный момент обрабатывается второе [Медноколчеданные..., 1988]. Рудные тела линзовидной, сундукообразной и пластообразной формы залегают на контакте базальтовой и андезит-риолит-дацитовой толщ и реконструированы как

пологие сильно разрушенные сульфидные холмы [Масленников, 2006]. На месторождении преобладают массивные и брекчиевидные руды, состоящие из пирита, халькопирита и сфалерита. В рудах хорошо сохранились колломорфные, метаколлоидные и эмульсионные текстуры.

На месторождении обнаружено несколько типов сульфидных труб – аналогов современных «черных» и «белых курильщиков» [Maslennikov et al., 2013]. Нами исследован фрагмент сфалерит-пирит-халькопиритовой многоканальной трубы «черного курильщика» диаметром до 20 см (обр. юб-12-20-1) из кровли второго рудного тела, сложенного обломочными медно-цинковыми рудами.

Аншлифы были изучены на микроскопе Olympus BX-51. Для термобарогеохимического изучения отобран кварц из осевого канала сульфидной трубы. Прозрачно-полированные шлифы толщиной 0.2–0.3 мм изготовлены в шлифовальной мастерской ИМин УрО РАН. Исследования флюидных включений проведены по стандартной методике в микрокриотермокамере THMSG-600 (Linkam), позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале –196 до +600 °С, с микроскопом Olympus и управляющим программным обеспечением LinkSys V-2.39. Точность измерений составляет ± 0.1 °С в интервале температур –20...+80 °С и ± 1 °С за пределами этого интервала. Солевой состав растворов во включениях оценивался по температурам эвтектик [Борисенко, 1977]. Температуры гомогенизации фиксировались в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата в термокамере и приняты за минимальные температуры процесса минералообразования [Реддер, 1987]. Концентрации солей в растворах рассчитывались по температурам плавления последних кристаллических фаз [Bodnar, Vityk, 1994]. Результаты измерений обработаны в программе Statistica 6.1.

Стенки каналов трубы «черного курильщика» сложены крупнозернистым удлиненным и изометричным халькопиритом с включениями сфалерита, самородного золота, теллурувисмутита и колорадоита. Копьевидный крустификационный халькопирит, характерный для сульфидных труб месторождения, в изученном образце встречается редко и выражен неотчетливо. Оболочка трубы сложена агрегатами почковидного колломорфного, дендритовидного, тонко- и мелкозернистого пирита в халькопиритовом и кварцевом цементе. В пирите и халькопирите оболочки обнаружены включения сфалерита, самородного золота и колорадоита. Осевого канал заполнен кварцем с обильными флюидными включениями. Характерной особенностью сульфидных труб с кварцевым заполнением осевого канала является золото-теллуридная ассоциация аксессуарных минералов (в отличие от труб с карбонатами, для которых характерна золото-галенит-теннантитовая ассоциация). Редкие минералы обнаруживаются в краевых частях халькопиритовой стенки трубы и часто ассоциируют со сфалеритом. Пробность самородного золота в сульфидных трубах с кварцем выше, чем с карбонатом (826–853 и 757–787 ‰, соответственно).

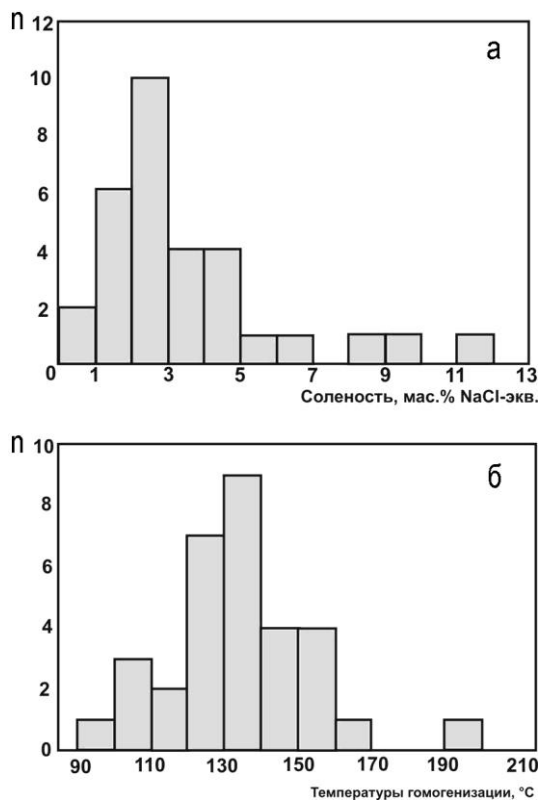
Кварц представлен молочно-белыми и прозрачными зернами размером до 0.5 см с равномерным распределением флюидных включений. Они представлены несколькими типами: однофазными жидкостными (светлыми), газовыми (темными) и двухфазными (светлая жидкость и газовый пузырек, который занимает 10–20 % от объема включения) включениями. Изученные двухфазные включения размером 10–20 мкм имеют округлую, изометричную, часто вытянутую форму. Распространены включения с элементами огранки. Включения часто образуют группы по 5–10 включений и приурочены к участкам прозрачного кварца.

Рис. 1. Гистограммы распределения значений солености (а) и температур гомогенизации (б) включений в кварце из канала сульфидной трубы Юбилейного месторождения.

Флюидные включения в кварце характеризуются температурами эвтектики $-21.8...-22.9$ °С (3 замера), $-23...-24$ °С (14 замеров), которые характерны для системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ с примесью Na_2SO_4 , NaHCO_3 и KCl . Большинство последних кристалликов исчезает в интервале температур $-0.5...-4$ °С (25 замеров). Встречены единичные включения с температурами растворения последних кристалликов до -8 °С (3 замера). Кроме того, в 10 замерах последний кристаллик растворился при положительных температурах ($+5.3...+10$ °С), что может быть связано с наличием кристаллогидратов. Соленость флюидов варьирует от 0.88 до 11.7 мас. % NaCl-экв. с пиком 2–3 мас. % NaCl-экв. (рис. 1а). Термометрические исследования показали, что флюидные включения гомогенизируются в диапазоне от 90 до 200 °С с преобладаем интервала 130–140 °С (рис. 1б). Учитывая поправку на давление 20 °С, с учетом принятой глубины формирования ряда современных и древних колчеданосных бассейнов в 2500 м, и соответственно, давления около 250 бар [Масленников, 2006; Симонов и др., 2006 и др.], температуры формирования кварца из канала сульфидной трубы составляют 120–170 °С.

Присутствие в изученном кварце сингенетичных однофазных газовых и двухфазных включений указывает на фазовую сепарацию флюида, что подтверждается сильным разбросом значений солености относительно солености морской воды [Kelley, Delaney, 1987; Vanko et al., 2004].

Соленость и температуры флюидов, определенные для кварца трубы Юбилейного месторождения, сходны с таковыми для кварца из канала сульфидной трубы месторождения Яман-Касы, который образовался из флюидов с широким разбросом значений солености (от 0.6 до 12 мас. %) и температур гомогенизации (от 115 до 185 °С) (рис. 2), но с преобладанием солей NaCl и MgCl_2 [Симонов и др., 2006]. В то же время, кварц из канала сульфидной трубы Валенторского месторождения кристаллизовался из $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ растворов с повышенной соленостью и температурами: соленость 5.6–8.9 мас. % NaCl-экв. , температуры не менее 160–200 °С [Симонов и др., 2007]. Наши данные сходны с результатами анализа включений в опаловидном кремнеземе из гидротермальных построек задугового бассейна Манус в Тихом океане [Симонов и др., 2002]. В составе растворов этих включений преобладает



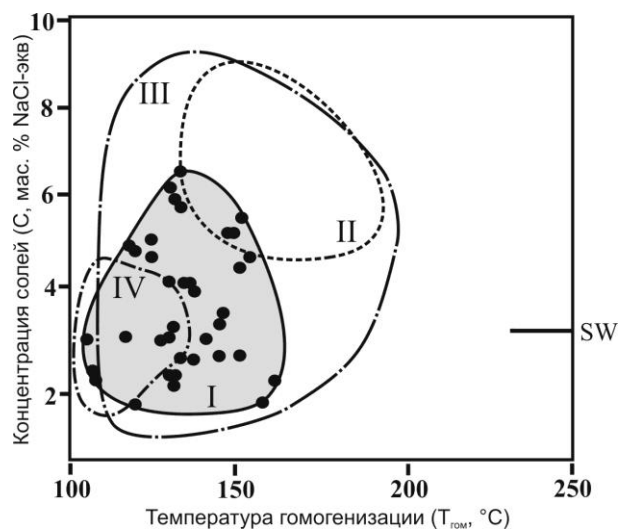


Рис. 2. Диаграмма соотношения концентраций солей (С, мас. % NaCl-экв.) и температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °C) кварца из сульфидных труб: I – Юбилейного месторождения; II – Валенторского месторождения [Симонов и др., 2007]; III – Яман-Касы [Симонов и др., 2006]; IV – опаловидный кремнезем бассейна Манус [Симонов и др., 2002]. SW – соленость морской воды при нормальных условиях (25 °C).

NaCl с примесью KCl, концентрации солей в них варьируют от 1.6 до 4.2 мас. % NaCl-экв.

Температуры гомогенизации включений составили 102–118 °C, и, с учетом поправки на давление, температуры образования кремнезема были 128–145 °C.

По сравнению с ранее изученными флюидными включениями в карбонате из сфалерит-пирит-халькопиритовых труб «курильщиков» Юбилейного месторождения включения в кварце обладают сходным солевым составом, но являются более низкотемпературными (90–200 °C против 180–227 °C) и обладают более широким разбросом солёности (0.88–11.7 мас. % против 3.5–7.0 мас. % NaCl-экв.).

Таким образом, получены новые термобарогеохимические данные по условиям формирования гидротермальной минерализации сульфидных труб медноколчеданного месторождения Юбилейное. Данные по гомогенизации включений в кварце Юбилейного месторождения сходны с температурой образования опаловидного кремнезема из современных гидротермальных построек бассейна Манус. В перспективе планируется изучение термобарогеохимических параметров формирования других рудных фаций Юбилейного месторождения.

Автор благодарен В. В. Масленникову и Н. Р. Аюповой за помощь в работе. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00630).

Литература

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
- Медноколчеданные месторождения Урала / Под ред. В. А. Прокина, Ф. П. Буслаева, М. И. Исмаилова и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
- Симонов В. А., Арсентьева Е. А., Масленников В. В. Фазовая сепарация рудообразующего флюида в гидротермальных системах Валенторского колчеданного месторождения (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 77–79.
- Симонов В. А., Бортников Н. С., Лисицын А. П. и др. Физико-химические условия минералообразования в современной гидротермальной постройке «Венский лес» (задуговой бас-

сейн Манус, Тихий океан) // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 61–68.

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.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Kelley D. S., Delaney J. R. Two-phase separation and fracturing in mid-ocean ridge gabbros at temperatures greater than 700 °C // Earth and Planetary Science Letters. 1987. Vol. 83. P. 53–56.

Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Maslennikova S. P., et al. Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West Magnitogorsk arc, the Southern Urals, Russia // Proceedings of the 12 SGA Biennial Meeting. Uppsala, 2013. Vol. 4. P. 1512–1515.

Vanko D. A., Bach W., Roberts S. et al. Fluid inclusion evidence for subsurface phase separation and variable fluid mixing regimes beneath the deep-sea PACMANUS hydrothermal field, Manus Basin back arc rift, Papua New Guinea // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. P. 1–14.

Spadea P., Kabanova L. Ya., Scarrow J. Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ophioliti. 1998. Vol. 23 (1). P. 17–36.

С. В. Гаан, К. Ю. Кудрин

*Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск
la_puissance@mail.ru*

Благороднометалльная минерализация в рудах медно-цинкового проявления Западное, Приполярный Урал

Рудопроявление Западное расположено в юго-восточной экзоконтактовой зоне мафит-ультрамафитового Хорасюрского массива на восточном склоне Приполярного Урала [Шмелев, 2005]. В 2006–2009 гг. на площади рудопроявления проведены прогностно-поисковые работы на медь [Батурина, 2009ф]. В результате выявлены две сложно построенные рудные залежи («Новая» и «Западная»), в контурах которых выделены участки медных, цинковых, медно-цинковых и серных руд. Содержание Au и Ag в рудах достигает 24.1 и 69.6 г/т, соответственно. Природа рудовмещающих пород окончательно не установлена, но, по мнению С. Ю. Батурина [2009ф], они рассматриваются как тектоно-инъекционно-метасоматический рудовмещающий комплекс по габброидам, дайковым породам и предположительно вулканогенно-осадочным образованиям шемурской свиты.

Минералого-геохимические исследования руд Западного проявления, ранее проведенные сотрудниками Института минералогии УрО РАН (г. Миасс), показали, что особенностями главных рудных минералов – пирротина, пирита, халькопирита и сфалерита – являются повышенные содержания Ag и Au; были выделены сфалерит-серебро-галенитовая и халькопирит-золото-серебро-теллуридная ассоциации. По результатам исследований данное проявление предположительно отнесено к золото-серебро-медно-цинковому сульфидно-скарновому типу [Сафина и др., 2010], а минеральная форма нахождения золота и серебра не установлена.

Нами выполнены электронно-зондовые исследования (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н. С. Карманов) рудообразующих минералов в 14 пробах, отобранных из керна скважин 85Б и 128А, вскрывших рудные залежи «Новая» и «Западная». Изучен состав 954 зерен рудообразующих минералов, из них в 140 зафиксированы минералы благородных металлов, номенклатура которых определена в соответствии с [Зеленов, 1989]. В рудах установлены самородное золото, гессит, петцит, вольнскит, штюцит, кервеллеит, матильдит и сильванит.

Самородное золото найдено во всех образцах; оно образует мелкие зерна до 12 мкм в микротрещинах или в межзерновом пространстве сульфидов (рис. 1). Зерна золота в хлорите, эпидоте и амфиболе обладают волнистыми и залихватными контактами. Золото встречается обычно самостоятельно, крайне редко наблюдаются его сростки с петцитом и гесситом. В составе золота постоянно присутствует значительная примесь серебра (15–37 мас. %) вплоть до электрума (только в медно-цинковых рудах).

Гессит (Ag_2Te) встречен во всех образцах в виде зерен размером 10–30 мкм. Минерал образует самостоятельные зерна и сростки с вольнскитом, петцитом, теллуросмугитом, мелонитом и алтаитом, реже с самородным золотом (рис. 1, 2). Наиболее часто гессит наблюдается в сфалерите, халькопирите, пирите, пирротине и галените, реже – в хлорите, биотите, плагиоклазе, эпидоте и гранате. В сульфидах гессит (часто совместно с другими теллуридами) образует цепочки линейно вытянутых зерен в микротрещинах или межзерновом пространстве. В сульфидах гессит имеет четкие очертания, в силикатах – волнистые и заливообразные границы либо образует тончайшую сыпь зерен.

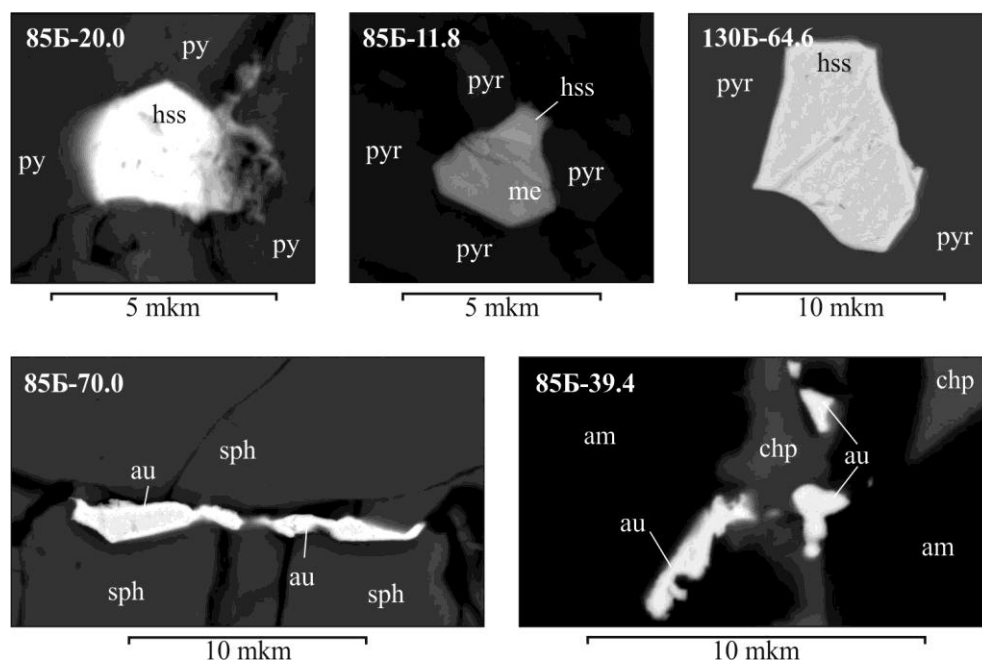


Рис 1. Морфология гессита и самородного золота в рудах проявления Западное.

В левом верхнем углу – номер скважины и глубина отбора пробы; py – пирит; pyr – пирротин; sph – сфалерит; chp – халькопирит; hss – гессит; au – самородное золото; me – мелонит; am – амфибол.

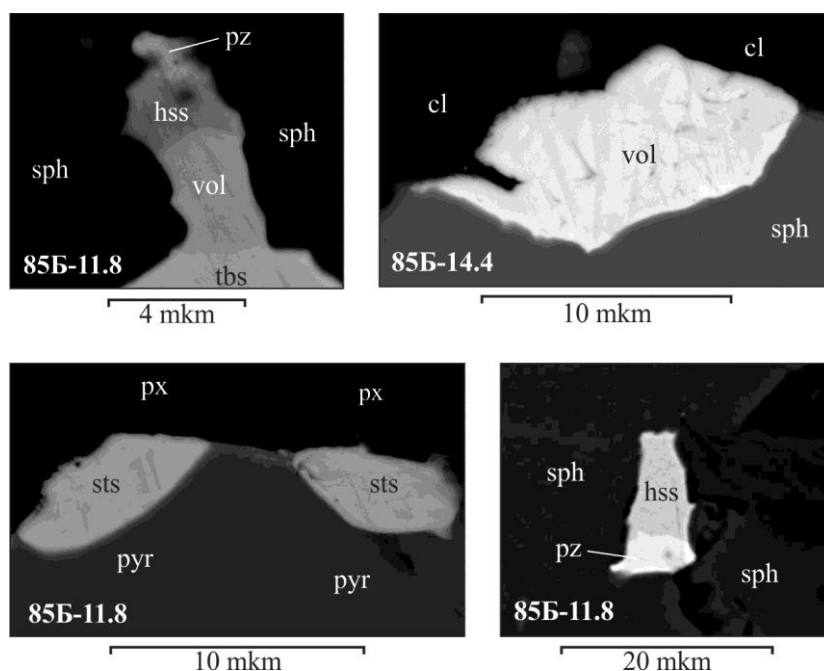


Рис 2. Морфология гессита, волынскита, штютицита и петцита в рудах проявления Западное.

В левом нижнем углу – номер скважины и глубина отбора пробы; pz – петцит; vol – волынскит; sts – штютицит; cl – хлорит; px – пироксен.

Петцит (Au_3AgTe_2) редок, приурочен к сфалериту, всегда присутствует совместно с гесситом и кервеллитом, характеризуется размером зерен менее 10 мкм (см. рис. 2).

Волынскит ($AgBiTe_2$) находится в сфалерите и пирротине и обычно присутствует в виде сростков с гесситом, мелонитом и теллуrowисмутитом, реже образует самостоятельные гипидиоморфные зерна размером до 15 мкм (см. рис. 2).

Штютицит (Ag_5Te_3) обнаружен в пирротине, галените, андрадите и эпидоте и образует самостоятельные зерна (см. рис. 2) с четкими границами с сульфидами и коррозионными – с силикатами. Размер зерен редко достигает 10 мкм.

Кервеллит (Ag_4TeS) присутствует в виде мелких зерен (4 мкм и менее) без кристаллографических очертаний и приурочен к вюртциту и пирротину.

Матильдит ($AgBiS_2$) и сильванит ($AuAgTe_4$) являются редкими минералами и образуют мелкие (не более 2 мкм) ксеноморфные зерна. Матильдит тесно ассоциирует с галенитом, а сильванит образует включения в сфалерите.

Кроме теллуридов и сульфидов серебра и золота, во всех образцах, отобранных из керна скважины 85Б (залежь «Новая»), выявлены ранее неизвестные на рудопроявлении теллуриды – алтаит, теллуrowисмутит, мелонит, коларит, пильзениит и раклиджит.

Таким образом, минералы благородных металлов представлены преимущественно теллуридами при резко подчиненном количестве самородного золота и электрума, а также сульфидов (матильдит). Минералы благородных металлов наблюдаются обычно в сульфидах и образуют включения в них и зерна в микротрещинах или

межзерновом пространстве; при этом границы зерен обычно четкие вплоть до появления гипидиоморфных кристаллов. Морфология минералов благородных металлов в хлорите, андрадите, амфиболе, пироксене характеризуется коррозионным воздействием со стороны силикатов. Благороднометалльные минералы ассоциируют друг с другом: наиболее отчетливо это устанавливается для гессита, вольтинскита и петцита, а также для самородного золота, петцита и гессита.

Разнообразие теллуридов заметно сокращается с глубиной в скважине 85Б: на нижних горизонтах не выявлены штютцит, кервеллит, мелонит, вольтинскит, матильдит, сильванит, коларит и пильзенит, однако повышается роль алтаита, теллуровисмутита и раклиджита. Сквозными минералами оруденения являются гессит, самородное золото и петцит. Минералы золота и серебра встречены в образцах проявления Западного, но наибольшее их разнообразие установлено в медно-цинковых рудах залежи «Новая».

Работа выполнена в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (задание № 2014/505).

Литература

Батурин С. Ю. Прогнозно-поисковые работы на медь в пределах Западной площади за 2006–2009 гг. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2009ф.

Зеленов В. И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. М.: Недра, 1989. 302 с.

Сафина Н. П., Масленников В. В., Масленникова С. П., Глушков А. Н. Минералогическая особенность сульфидных руд рудопроявления «Западное», Приполярный Урал // Мат конф. «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа–Югры». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2010. С. 492–500.

Шмелев В. Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41–59.

М. В. Сначев¹, В. И. Сначев²

¹ – ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург
Snachev@yandex.ru

² – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Новые данные по истории образования Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал)

Амурское стратиформное цинковое месторождение расположено в восточной части Магнитогорской мегазоны в 1.5 км западнее Суундукского гранитного массива и приурочено к западному крылу меридионально вытянутой брахиантиклинальной складки. В геологическом разрезе месторождения выделяются две толщи (снизу вверх): рудовмещающая терригенно-сланцево-карбонатная (флишоидная) (D₂₋₃) и вулканогенная (C₁).

Отложения терригенно-сланцево-карбонатной толщи развиты в центральной части месторождения и представлены ритмично переслаивающимися алевролитами,

глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми, биотитовыми и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации с локальными проявлениями более высокотемпературной ступени метаморфизма в восточной части участка месторождения, наиболее приближенной к Суундукскому массиву. Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. По находкам амфибор она датируется не моложе позднефранского подъяруса [Широбокова, Штейнберг, 1985]. Находки криноидей в рудовмещающей (флишоидной) толще позволили отнести ее к силуру-среднему девону [Артюшкова и др., 2007]. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается нами как средне-верхнедевонский.

На контакте отложений терригенно-сланцево-карбонатной толщи с перекрывающей вулканогенной толщей отмечается мощная зона дробления и рассланцевания, что дало повод некоторым исследователям утверждать о надвиговом характере этого контакта. В то же время в скважинах признаки тектонических соотношений отмечались не повсеместно, что позволяет предполагать ограниченный характер и незначительную амплитуду подвижек. Зона дробления сопровождается линейными корами выветривания, проникающими на глубины до 250 м.

Образования вулканогенной толщи развиты в западной части месторождения, где они представлены туфами, туффитами и субщелочными высокотитанистыми базальтами, прорванными дайками и силлами габбро и габбро-диабазов.

Рудное тело Амурского месторождения, представленное массивными и полосчатыми цинково-серноколчеданными рудами, залегает согласно с общей слоистостью пород, имеет субмеридиональное простирание, пластообразную форму и пологое (15–30°) западное падение с флексурными изгибами [Широбокова, Штейнберг, 1985]. В центральной и восточной частях месторождения оруденение локализовано в верхней части углеродисто-глинисто-карбонатных сланцев на расстоянии 3–10 м от контакта с вышележащими отложениями вулканогенной толщи и на глубинах от 40 до 400 м. В западной части рудное тело залегает на глубинах 400–600 м в мраморизованных и доломитизированных известняках, реже – углеродисто-кремнистых сланцах. Небольшое рудное тело мощностью 1,4 м, сложенное сфалеритом, было подсечено в 1970-е гг. на северном фланге месторождения (скв. 3, инт. 147.2–148.6 м) среди пород вулканогенной толщи.

По геологическим условиям, залеганию и составу руд месторождение ранее относилось к филизчайскому типу [Широбокова, 1992]. Предполагалось [Серавкин, Сначев, 2012], что его образование скорее всего происходило в конце среднего девона в связи с завершением среднедевонского вулканического цикла на соседней с запада территории, но в удаленной от вулканизма зоне. Подобные стратиформные месторождения Урала, приуроченные к разновозрастным терригенным и терригенно-карбонатным породам, и не имеющие видимой связи с вулканизмом, в последнее время отнесены к типу седиментационно-экспаляционных (SEDEX) [Новоселов, Белогуб, 2008].

Существуют различные взгляды на сохранность подводящих каналов дайково-го комплекса, возраст флишоидной и вулканогенной толщи и даек габброидов, что объясняется слабой изученностью рассматриваемой территории. Так, по мнению Т. И. Широбоковой и А. Д. Штейнберга [1985], контакт между терригенной и вулканогенной толщами нормальный геологический, подводящие каналы даек габбро не нарушены. По другим данным [Зайков, 2007], разрывное нарушение на границе

флишоидной и вулканогенной толщ является крупноамплитудным надвигом, что автоматически подразумевает отсутствие габброидов во флишоидной толще. Наиболее противоречивый вариант строения месторождения предложил Б. А. Пужаков (ОАО «Челябинскгеосъемка»), который считает, что 1) терригенно-осадочная толща имеет нижнекаменноугольный возраст, а перекрывающая вулканогенная – средневерхнедевонский; 2) габброиды по времени оторваны от базальтов и туфов и являются нижнекаменноугольными; 3) подводящие каналы габброидных тел в нижележащей толще отсутствуют. В наших данных такая трактовка не находит подтверждения (см. ниже).

В 2007–2008 гг. на месторождении были проведены поисковые и оценочные работы [Сначев и др., 2010]. В пределах геологического отвода размером 6,5 × 4 км пробурено 50 поисковых (№№ 1–50) и около 100 оценочных (№№ 51–136) скважин. Просмотр и описание поисковых скважин, расположенных на девяти широтных профилях, дали возможность детально расчленить вулканогенную и флишоидную толщи и внести уточнения в представления о структурных особенностях и истории формирования месторождения.

В результате обработки материалов бурения были построены разрезы по профилям I–IX. В ряде скважин были подсечены тела габброидов видимой мощностью от 10 до 200 м среди терригенных и карбонатных пород флишоидной толщи. В нижней части вулканогенной толщи присутствуют многочисленные прослои углеродистых сланцев и карбонатных пород. В верхней части флишоидной толщи отмечается несколько маломощных лавовых потоков базальтов, которые по своему химическому составу, набору редкоземельных и малых элементов не отличаются от основных эффузивов вышележащей вулканогенной толщи. Нами также установлено, что 1) породы эффузивной, дайковой (базальты, диабазы) и интрузивной (габбро-диабазы, габброиды и диориты) фаций являются комагматичными и относятся к единой вулканоплутонической ассоциации; 2) базальты вулканогенной толщи по большинству геохимических характеристик идентичны субщелочным высокотитанистым вулканитам греховской свиты, которая развита западнее рассматриваемой территории и образование которой связывается с «пассивным» рифтогенезом на активной континентальной окраине в раннем карбоне; 3) габброиды, расположенные среди вулканогенной и флишоидной толщ, по комплексу петрографических данных и содержаниям петрогенных, редкоземельных и малых элементов не отличаются друг от друга и не являются чужеродными образованиями; 4) габбро, габбро-диабазы и диориты по петрогеохимическим параметрам хорошо сопоставимы с представителями нижнекаменноугольной габбро-гранитной формации Магнитогорской мегазоны [Ферштатер и др., 1984].

Таким образом, приведенный фактический материал по Амурскому месторождению, позволяет сделать следующие выводы.

1. Флишоидная толща постепенно переходит в вышележащую вулканогенную. В верхней части первой из них присутствуют маломощные тела базальтов, а в нижней части второй – многочисленные прослои известняков, углеродистых сланцев.

2. Согласно и секущие тела габброидов несомненно присутствуют во флишоидной толще.

3. На участке месторождения нет крупного надвига, по которому вулканогенная толща могла бы быть надвинута на флишоидную.

4. Подтверждается сделанный ранее [Новоселов, Белогуб, 2008] вывод о том, что оруденение носит стратиформный характер и может быть отнесено к SEDEX-

типу. Можно предположить, что в конце среднего девона–начале позднего девона в восточной части Магнитогорской мегазоны на удалении от области активного вулканизма существовала локальная застойная депрессия, в которую поступали обогащенные рудными компонентами (преимущественно цинком) и органическим веществом растворы. Судя по рисовке дна палеодепрессии [Сначев и др., 2010; 2012], рудный материал поступал с северо-западного направления. Во второй половине позднего девона на рассматриваемой территории отмечены незначительные проявления вулканизма. Магматизм как в эффузивной, так и в интрузивной форме активно проявился позже, в раннекаменноугольное время.

5. В коллизионный этап развития региона зона контакта флишеидной и вулканогенной толщ на ряде участков была тектонически нарушена и интенсивно поддроблена. Восточный, наиболее приближенный к поверхности, фланг месторождения оказался в зоне окисления, часть цинка из сульфидной формы перешла в несulfидную [Белогуб и др., 2011] и образовала в зонах дробления, в подавляющем большинстве со стороны висячего бока (в самой нижней части вулканогенной толщи), самостоятельные окисленные рудные тела. Примечательно, что в период становления раннепермских гранитов Суондукского массива некоторая часть цинковых руд была регенерирована и переотложена снова в сульфидной форме среди пород вышележащей вулканогенной толщи.

Авторы благодарны руководству ОАО «Челябинский цинковый завод» за предоставленную возможность провести отбор керна материала.

Литература

Артюшкова О. В., Куриленко А. В., Якупов Р. Р., Маслов В. А., Зианбердин Р. И. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 38–39.

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Блинов И. А. Минералогия несulfидных цинковых руд на Амурском месторождении (Челябинская обл.) // Мат. Всерос. сов. «Минералогия Урала-2011». Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 122–125.

Зайков В. В. Амурское цинково-колчеданное месторождение (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т. 1. С. 184–191.

Новоселов К. А., Белогуб Е. В. Стратиформные свинцово-цинковые руды Южного Урала // Мат. междунард. конф. «Рудогенез». Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 206–209.

Серавкин И. Б., Сначев В. И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253–265.

Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суондукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. 2010. Т. 8. № 2. С. 11–20.

Сначев А. В., Сначев В. И., Рыкус М. В. и др. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: Дизайн Пресс, 2012. 208 с.

Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

Широбокова Т. И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала: Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 141 с.

Широбокова Т. И., Штейнберг А. Д. Амурский рудный район // В кн.: Медноколчеданное месторождение Урала: геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 194–195.

О. Ю. Плотинская
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва*
plotin@igem.ru

Рений в медно-порфировых месторождениях Южного Урала

Введение. Месторождения Cu(Mo)-порфирового типа являются не только основным источником Cu и Mo (около 75 % и 50 % мировой добычи, соответственно), но также содержат целый ряд других элементов, которые становятся промышленно значимыми из-за больших объемов руды [Sillitoe, 2010]. Наиболее важными попутными компонентами являются Re (почти 100 % мировой добычи) и Au (около 20 %), также присутствуют Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn и Pb. Чаще всего рением (и зачастую другими редкими и благородными металлами) обогащены руды месторождений, связанных с островодужным магматизмом [Seedorf et al., 2005], и одной из причин тому являются повышенные содержания рения в островодужных магмах с большой долей мантийной составляющей [Sun et al., 2003].

В связи с этим, медно-порфировые месторождения Урала представляют несомненный интерес. Подавляющее большинство из них приурочено к вулканогенным зонам, которые представляют собой разновозрастные вулканические дуги [Грабежев, Белгородский, 1992], и связано с кварцевыми диоритами известково-щелочной серии островодужного типа. Sm-Nd изотопные характеристики также указывают на заметную долю мантийного вещества [Грабежев, 2009]. В данной работе мы подробно рассмотрим два наиболее крупных объекта Южного Урала: обрабатываемое Михеевское месторождение и Томинское рудное поле с Томинским и Калиновским месторождениями, отработка которых планируется в ближайшее время.

Краткая геологическая характеристика месторождений. Михеевское месторождение (Новониколаевский рудный узел) расположено примерно в 200 км к югу от Биргильдинско-Томинского узла, в Варненской вулканогенной зоне девон-позднекаменноугольного возраста, которая считается переходной между Восточно-Уральской и Зауральской мегазонами.

В геологическом строении территории Михеевского месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы позднедевонско-раннекаменноугольного (D_3-C_1) и каменноугольного (C_{1-2}) возрастов. Первые представлены переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, андезибазальтами и их туфами и туфобрекчиями при подчиненной роли алевролитов, углисто-кремнистых пород, базальтов и пр. Интрузии комагматичного Ульяновского комплекса (D_3-C_1) представлены штоками и дайками диоритовых порфиритов и андезитов, реже дацитами, риодацитами, плагиогранодиоритами и диабазами. Верхняя вулканогенная пачка сложена лавами и лавокластитами афировых базальтов с прослоями песчаников, силицитов и углисто-кремнистых пород. В ней часто встречаются тела серпентинитов.

Промышленное оруденение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей общей площадью примерно 0.5×3 км, который протягивается субмеридионально между двумя крупными (~1 км в диаметре) штоками диоритов. Предполагается, что на глубине дайки и штоки соединяются в единый материнский плутон [Шаргородский и др., 2005]. По данным [<http://www.allmetals.ru/index.php?id=2091>],

запасы Михеевского месторождения по кодексу JORC оценены в 1.42 млн т меди (373.5 млн т руды, при 0.38 % Cu).

Томинское рудное поле (Биргильдинско-Томинский рудный узел) расположено в северной части Кособродско-Брединской вулканогенной зоны. Последняя сложена вулканитами возрастом от ордовика до раннего карбона. Образование месторождений обычно связывают с позднедевонско-раннекаменноугольным островодужным магматизмом, хотя многие полагают, что они связаны с силурийским магматизмом в островной дуге, которая является южным продолжением Тагильской островной дуги. Образование этой островной дуги связывают с субдукцией Палеоуральского океана на запад под Уральский микроконтинент [Пучков, 2010 и др.].

Рудное поле включает Калиновское и Томинское месторождения, которые приурочены к изометричным штокам, сложенным диоритами, кварцевыми диоритами и их порфировыми разностями Биргильдинско-Томинского комплекса (D₃-C₁). Оба штока имеют сложную форму (при общих размерах около 2 км) с многочисленными апофизами и реликтами вмещающих пород. Последние представлены ордовикскими бимодальными вулканитами саргазинской толщи. В районе месторождений это афировые базальты, их туфы, кластолавы, ксенотуфы с прослоями риодацитов. Ресурсы Томинского месторождения составляют 331.1 млн т руды со средним содержанием Cu 0.46 % [<http://rmk-group.ru/ru/enterprises/tominskiy>].

Методика исследования. Содержания Re в рудах были определены кинетическим методом в лаборатории Уральского геологического управления и в ИМГРЭ, г. Москва (аналитик Е. В. Поплавко). Предел обнаружения Re составлял 0.01 г/т ± 15 отн. %. Анализ содержаний Re в индивидуальных выделениях молибденита проводился на микрозонде Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики В. Г. Гмыра и В. В. Хиллер) и в Музее Естественной истории (г. Лондон, Великобритания, аналитик Дж. Спратт). Сначала были получены карты распределения интенсивностей характеристического рентгеновского излучения для аналитических линий ReL α , ReM α , MoL α , SK α , CaK α , SiK α , FeK α , ZnK α , затем выбирались участки для точечного анализа. Диаметр пучка составляет 1–2 мкм, ускоряющее напряжение 20–25 кэВ, ток 20–50 нА. Стандарты – металлические рений, молибден, сфалерит. Предел обнаружения Re (1 σ) составлял 0.03 мас. %. Время экспозиции составляло 30 с для S, 60 с – для Mo и 240 с – для Re. Вводилась коррекция на перекрытие пиков Mo/S – 0.002 и S/Mo – 0.04 %.

Особенности распределения рения. Особенности распределения Re на порфировых месторождениях Урала описаны в работе [Грабежев, 2013], а более детально месторождения Михеевское и Томинское охарактеризованы в работах [Плотинская и др., 2015] и [Грабежев, Хиллер, 2015], соответственно. В рудах содержания Re обычно составляют 0.01–0.1 г/т, а его средние содержания в молибдените по разным оценкам – от первых сотен до первых тысяч г/т. Наиболее детально (40 проб) изучено распределение Re на Михеевском месторождении. Его содержания составляют от 0.01 до 2.72 г/т, хотя обычно не превышают 0.5 г/т. Выявлена высокая положительная корреляция между содержаниями Re и Mo ($r = 0.94$), которая объясняется тем, что Re входит в молибденит в качестве изоморфной примеси, и слабая положительная корреляция между Re и Cu ($r = 0.52$). Расчетные содержания Re в молибдените составляют от 231 до 3598 г/т. Близкие содержания установлены и на Томинском рудном поле (по четырем пробам Re в рудах 0.09–1.45 г/т, расчетные содержания Re в молибдените – 440–3140 г/т) [Грабежев, 2013].

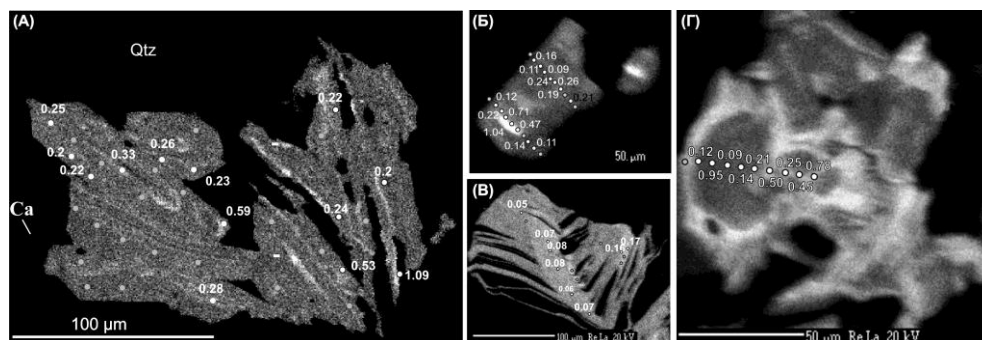


Рис. 1. Распределение рения в молибдените в характеристическом излучении *ReLa* Михеевского (а, б) и Калиновского (в, г) месторождений.

В пределах индивидуальных зерен молибденита Re всегда распределен неравномерно. В рудах Михеевского месторождения зерна молибденита характеризуются его равномерным и низким содержанием (не более 0.1 мас. %), обычно – ниже предела обнаружения (0.03–0.05 мас. %). В зернах наблюдается множество участков с повышенным содержанием Re, которое иногда достигает 1 мас. %. Встречается линейное, концентрически-зональное (рис. 1а) и точечное (рис. 1б) распределение. Часто наблюдается деформация таких зон с частичным перераспределением Re [Грабежев, 2013].

На Калиновском месторождении в наиболее крупных зернах молибденита центральные части сложены молибденитом-1 с содержаниями Re не более 0.15 мас. %, распределение которого в них почти равномерное и меняется очень плавно. Молибденит-1 обрастается каймами молибденита-2, в котором содержания Re достигают 1 мас. % и понижаются к краям зерен до 0.1 мас. % и ниже. Характерно, что при деформации чешуек молибденита с низким содержанием Re происходит его перераспределение и возникновение участков с содержаниями до 0.2 мас. % при фоновом содержании порядка 0.5 мас. % (рис. 1в, г).

Обсуждение результатов и выводы. Причины возникновения повышенных содержаний Re на Cu(Mo)-порфировых месторождениях мира обобщены в работе [Berzina et al., 2005]. Наиболее важным фактором считается влияние окислительно-восстановительного потенциала на растворимость Re во флюиде. В экспериментальных работах [Xiong et al., 2006] показано, что растворимость Re в окисленном флюиде выше, чем в восстановленном, т. е. для формирования обогащенного рением месторождения на ранних стадиях должны господствовать окислительные условия, благоприятные для его привноса, а затем – восстановительные, которые вызовут его осаждение.

Ранее было показано, что заметные примеси Re характерны для 3R политипа молибденита, тогда как структура наиболее широко распространенного 2H политипа молибденита неблагоприятна для вхождения в нее Re [Newberry, 1979 и др.]. Поэтому часто рениеносность молибденита объясняют включением политипов 3R. Однако экспериментальные исследования системы Re–Mo–S [Drabek et al., 2010] показали, что вхождение значительных количеств Re (до 2.2 мас. % при 400 °C) возможно и в 2H-молибденит. Кроме того, на месторождениях Пагони Рачи, Греция (до 4.7 мас. % Re в молибдените) и Хилтоп, США (более 1000 г/т Re в молибдените по данным

LA-ICP-MS) присутствие 3R-политипа вообще не установлено [Voudoris et al., 2009; Ciobanu et al., 2013]. Поэтому нередко повышенные концентрации рения объясняются наличием дефектов в кристаллической решетке 2H-молибденита. Дефекты в структуре ренийсодержащего молибденита описаны и в работах [Ciobanu et al., 2013; Куликова, Максимюк, 2013]. При этом Re может входить в молибденит не только как изоморфная, но и как механическая примесь в виде включений рениита. Например, микронные вроски рениита в молибдените установлены на месторождении Пагони Рачи [Voudoris et al., 2009]. Нельзя исключать и возможность присутствия в молибдените наноразмерных включений рениита, не различимых под электронным микроскопом.

Таким образом, содержания Re в рудах медно-порфировых месторождений Южного Урала обычно не превышают 0.5 г/т и коррелируют с повышенными содержаниями Mo и, в меньшей степени, Cu. Рений распределен неравномерно как в рудах, так и в отдельных чешуйках молибденита. Причины такого распределения, как и форма нахождения рения, являются предметом дальнейших исследований.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00622а и 14-05-00725а), программы Президиума РАН № 5 и Музея Естественной Истории (программа CERCAMS).

Литература

Грабежев А. И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.

Грабежев А. И. Рений в медно-порфировых месторождениях Урала // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 1. С. 16–32.

Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1992. 199 с.

Грабежев А. И., Хиллер В. В. Рений в молибдените Томинского медно-порфирового месторождения (Южный Урал, Россия): результаты микрозондового изучения // Записки РМО. 2015. Ч. CXLIV. № 1. С. 81–93.

Куликова И. М., Максимюк И. Е. Морфологические исследования формы вхождения примесных атомов в кристаллическую структуру молибденита // Новые данные о минералах. 2013. № 48. С. 71–81.

Плотинская О. Ю., Грабежев А. И., Зелтманн Р. Рений в рудах Михеевского Мо-Cu-порфирового месторождения, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 280 с.

Шаргородский Б. М., Новиков И. М., Аксенов С. А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.

Berzina A. N., Sotnikov V. I., Ekonomou-Eliopoulos M. et al. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 26. P. 91–113.

Ciobanu C. L., Cook N. J., Kelson C. R. et al. Trace element heterogeneity in molybdenite fingerprints stages of mineralization // Chemical Geology. 2013. Vol. 347. P. 175–189.

Drabek M., Rieder M., Bohmova V. The Re-Mo-S system: new data on phase relations between 400 and 1200°C // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 479–484.

Newberry R. J. J. Polyttypism in molybdenite (I): a non-equilibrium impurity-induced phenomenon // American Mineralogist. 1979. Vol. 64. P. 758–767.

Seedorff E., Dilles J. H., Proffett J. M. Jr. et al. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 251–298.

Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Sun W., Bennet V. C., Eggins S. M. et al. Enhanced mantle-to-crust rhenium transfer in undegassed arc magmas // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 294–297.

Voudouris P. C., Melfos V., Spry P. G. et al. Rhenium-rich molybdenite and rheniite in the Pagoni Rachi Mo-Cu-Te-Ag-Au prospect, Northern Greece: Implication for the Re geochemistry of porphyry-style Cu-Mo and Mo mineralization // *Canadian Mineralogist*. 2009. Vol. 47. P. 1013–1036.

Xiong Y., Wood S., Kruszewski J. Hydrothermal transport and deposition of rhenium under subcritical conditions revisited // *Economic Geology*. 2006. Vol. 101. P. 471–478.

О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, С. П. Главатских
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
Oazovskova@yandex.ru

Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал

Проявления аргиллизации известны на многих месторождениях порфирового типа. Они представлены площадными ореолами разной степени интенсивности и/или локальными зонами, которые обычно приурочены к тектоническим нарушениям. По отношению к оруденению позиция низкотемпературных метасоматитов может быть различной – дорудные, синрудные и пострудные, в отдельных случаях предполагается их сочетание [Спиридонов и др., 2014]. Аргиллизитовые метасоматиты являются не только одним из важных элементов, свидетельствующих об условиях формирования той или иной порфировой системы и позиции оруденения, но и могут представлять собой важную часть рудоносных образований. Среди многочисленных объектов порфирового типа, известных на Южном Урале, ранее аргиллизация была установлена и частично охарактеризована только на Березняковском золото-порфировом месторождении и Биксизакском Мо–Cu-порфировом рудопроявлении [Грабежев и др., 1998; Спиридонов и др., 2014].

Михеевское месторождение является наиболее крупным объектом медно-порфирового семейства на Урале, в настоящее время ведется открытая отработка его северной части. Здесь в 2014 г. авторами, совместно с геологами Михеевского рудника РМК, были выявлены зоны интенсивной аргиллизации мощностью до 20–25 м и установлены признаки менее выраженного площадного проявления этого процесса. Хорошо «проработанные» аргиллизиты Михеевского месторождения представляют собой интенсивно глинистые (до 85–90 % и более) белесые, светло-серые, зеленоватые или желтоватые, иногда тонкополосчатые породы. В них могут присутствовать окремненные участки похожие на джаспероиды.

Для определения минерального состава аргиллизитов использованы рентгеноструктурный и термический анализы (дифрактометр XRD-700, Shimadzu и дериватограф Diamond TG-DTA, Perkin Elmer; аналитики Т. Я. Гуляева и В. Г. Петрищева). Характерными минералами этих метасоматитов являются тонкозернистый кварц, иллит/гидрослюда, новообразованные сульфиды (1–5 %), в некоторых случаях – хлорит, кальцит–доломит и каолинит; обычно в переменных количествах присутствуют

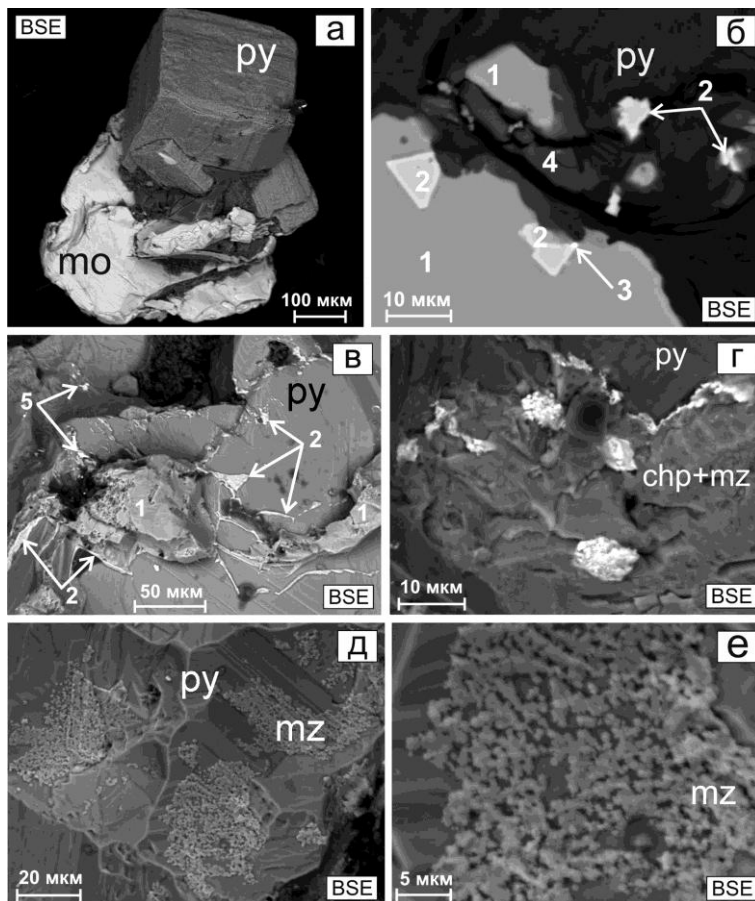


Рис. 1. Рудная и РЗЭ минерализация в аргиллизитах и аргиллизированных породах Михеевского месторождения: а) сросток молибденита (Мо) с пиритом (Py) и кварцем (темно-серое); б, в) включения и вростки различных фаз на поверхности и внутри зерен пирита: 1 – халькопирит, 2 – сульфоарсениды ряда кобальтин-герсдорфит, 3 – микровключение селенотеллурида серебра (курулит?, Ag_8Te_3Se), 4 – сфен, 5 – микровключения гессита (б, проба Мих-3-5; в, проба Мих-7); г–е) детали строения зерна пирита (Py) с вростком халькопирита (chp) и «пленками» монацита (mz) (проба Мих-14-1): г) включения (белое) фаз Au-Ag-(±Cu) и селенотеллурида серебра (±Au); д, е) нарастание агрегатов монацита (mz) на пирит (Py), общий вид участка (д) и детали строения монацитового агрегата (е).

«реликтовые» полевые шпаты (преимущественно альбит). В одной из аргиллизитовых зон при промывке рыхлых метасоматитов было установлено большое количество молибденита в виде агрегатных сростков размером $n \cdot 0.1$ мм и в виде сростаний с пиритом и мелко-тонкозернистым кварцем (рис. 1а). В нескольких пробах встречены округло-неправильные выделения самородного свинца и Sb–Pb-фаз. Сходные образования описаны и на Березняковском месторождении [Грабежев и др., 1998; Сначев, Кузнецов, 2009]. По составу основных рудных минералов в аргиллизитах выделяется три ассоциации: пиритовая, халькопирит-пиритовая и молибденит-халькопирит-

пиритовая. В двух последних в значимых количествах присутствуют борнит и сульфиды меди, иногда самородная медь. Следует также отметить, что в пирите и халькопирите рыхлых аргиллизитов и более крепких аргиллизированных пород часто присутствуют вроски и включения Co–Ni-сульфоарсенидов, реже соответствующих сульфидов и арсенидов (рис. 1б, в).

Для более детальной характеристики рудной минерализации использована методика исследования поверхности «свободных» зерен пирита на электронном сканирующем микроскопе (JSM–6390LV фирмы Jeol) с целью выявления различных (преимущественно рудных) новообразований, состав и количество которых отражает особенности наиболее поздней по времени стадии рудно-метасоматического процесса [Азовскова и др., 2012; Азовскова, Малюгин, 2013; Azovskova et al., 2013]. Предполагается, что такие «концентрирующие» особенности низкотемпературного пирита могут быть связаны с образованием на его поверхности пирротиноподобных или марказитоподобных наноразмерных неавтономных фаз [Таусон и др., 2011]. Нами исследовано 160 зерен пирита из семи проб. В них нередко наблюдаются вроски халькопирита и уже упомянутых выше Co–Ni-фаз. Кроме обычных для меднорудных

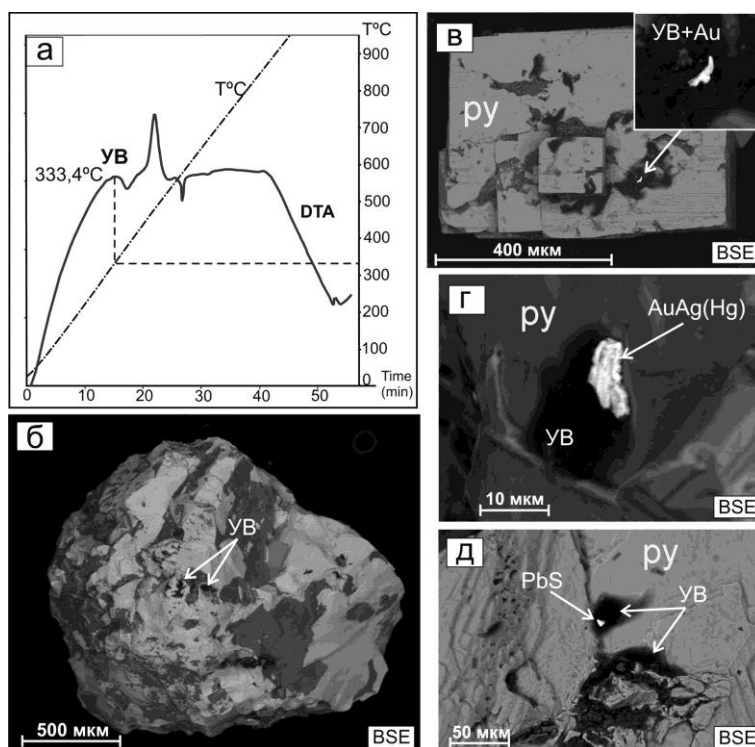


Рис. 2. Примеры нахождения битумных фаз (УВ) в аргиллизитах и аргиллизированных породах Михеевского месторождения: а) фрагмент термограммы, показывающей присутствие битумов керитового ряда (0.4 %) в аргиллизите (проба Мих-7-2); б) углеродистые фазы (УВ) на зерне хроммагнетита (проба Мих-5-3); в, г) микровключение высокопробного золота (в) и ртутистого электрума (г) в ассоциации с углеродистым веществом (УВ) на поверхности зерен пирита (Py) (проба Мих-7); д) углеродистое вещество (УВ) с микровключением галенита (PbS) в пирите (Py) (проба Мих-5-3).

месторождений микровыделений и пленочных образований сульфидов меди, на поверхности пиритовых зерен установлены следующие новообразованные минеральные группы и виды (рис. 1в–е, 2в–д): сульфиды (молибденит, галенит ($\pm\text{Se}$), сфалерит, фаза $(\text{Ag,Fe})\text{-Cu-Zn-S}$); арсениды и сульфоарсениды $\text{Co-Ni-(}\pm\text{Cu, Sb)}$; сульфосоли (теннантит, $\pm\text{Bi}$ и Se); теллуриды (гессит, колорадоит, алтаит, неопределенный Au-Ag-теллурид , теллуrowисмутин); селенотеллуриды и селениды серебра ($\pm\text{Au, Cu}$); самородные фазы (золото и электрум ($\pm\text{Cu, Hg}$), медь и фаза $\text{Cu-Zn(}\pm\text{Sn)}$); нерудные фазы, представленные монацитом ($\pm\text{U, Th}$), углеродистым веществом (битумы), хлоридами K и Na и более сложными хлоридными комплексами (выделены наиболее часто встречающиеся виды). В большинстве случаев углеродистые включения содержат примесь (Cl, P, As) -соединений, а иногда – микронные включения самородного золота, кюстелита, галенита (см. рис. 2в–д). Можно предположить, что подобная минерализация является результатом неполного распада элементоорганических и хлоридных комплексов.

Присутствие углеродистых включений на поверхности пирита и некоторых других рудных зерен (см. рис. 2 б–д) согласуется с данными термического анализа: в трех пробах из окремненных аргиллизитов и аргиллизированных пород выявлено органическое вещество до 0.4 % (см. рис. 2а). Температуры экзотермических максимумов в интервале 320–360 °С позволяют отнести его к низкотемпературным битумам керитового ряда (нижние кериты). Результаты термического анализа по другим типам метасоматитов и различных пород Михеевского месторождения (около 40 проб) не выявили органику, хотя в отдельных случаях отмечались слабовыраженные сглаженные пики на ДТА в указанном интервале.

Таким образом, на Михеевском месторождении впервые установлены рудноносные аргиллизиты со специфической минерализацией. С ними связан широкий набор различных минеральных видов и сложных комплексов, многие из которых могут служить реперами эпипермальных условий образования (в частности, Se -содержащие фазы). Также впервые в этой рудно-метасоматической ассоциации выявлены низкотемпературные битумы. Можно предположить, что образование аргиллизитов является результатом завершающей стадии развития порфировой системы, однако нельзя исключить их связь с одним из этапов мезозойской или более поздней активизации Уральских структур.

Литература

Азовскова О. Б., Малюгин А. А. Новые данные о минералогии коры выветривания и аргиллизитов Гумешевского месторождения (Средний Урал) // Мат. конф. «Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Проблемы минералогии, петрографии и минерагении». Пермь, 2013. С. 9–17.

Азовскова О. Б., Щегольков Ю. В., Главатских С. П., Некрасова А. А. Пирит из ореолов активизации крупных разломных структур: некоторые типоморфные особенности и связь с углеродистым метасоматозом // Мат. междунар. сем. «Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества». Сыктывкар, 2012. С. 216–218.

Грабежьев А. И., Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1998. 172 с.

Сначев В. И., Кузнецов Н. С. Геология золото-порфирового месторождения Березняки (Восточно-Уральская мегазона) // Геологический сборник № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 197–203.

Спиридонов А. М., Куликова З. И., Паршин А. В., Волкова М. Г. Особенности вещественного состава вмещающих пород Березняковского золоторудного эпitherмального месторождения (Южный Урал) // *Фундаментальные исследования*. 2014. № 9–3. С. 597–601.

Таусон В. Л., Бабкин Д. Н., Пастушкова Т. М. и др. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». I. Аккумуляция золота пиритом // *Геохимия*. 2011. № 6. С. 295–604.

Azovskova O.V., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of Mz-Kz reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia // *WASET. Engineering and Technology*. Issue 79. London, 2013. P. 463–467.

В. Г. Степанец¹, Д. К. Макар², Н. А. Савельева²

¹ – RCMIR_COM, г. Вильгельмсхафен, Германия

wladimir@stapanez.de

² – Карагандинский государственный технический университет,

г. Караганда, Казахстан

Геодинамическая позиция медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан)

Золото-молибден-медно-порфировое месторождение Нурказган находится на севере Карагандинской области в 10 км северо-восточнее г. Темиртау. Вмещающий его Тюлькуламский террейн вскрывается за пределами широтной ветви девонского вулcano-плутонического пояса (ДВП). Вмещающая месторождение зеленокаменная натриевая вулcanoгенно-пирокластическая толща и прорывающие ее гранитоиды рассматривались как составные части ДВП [Гранкин и др., 1995; Серых, Евдокимов, 2001; Жуков и др., 2014 и др.]. В последние годы рудоносные интрузии месторождения Нурказган сопоставляются с островодужными близповерхностными гранитоидами [Антонюк и др., 2012]. Первые изотопные данные плутонических пород додевонского возраста, вмещающих месторождение [Ермолов, Журутин, 2009], поставили вопрос о правильности определения возраста и формационной принадлежности вулcanoгенной толщи.

Нами при формационном анализе были использованы опубликованные данные [Гранкин и др., 1995; Серых, Евдокимов, 2001; Ермолов, Журутин, 2009; Антонюк и др., 2012; Жуков и др., 2014], а также полевые материалы Г. Д. Гидаспова (1989), В. Ф. Довганя (1989), Х. К. Исмаилова и А. В. Ковалева (1992), И. В. Евдокимова (1995), С. А. Журутина (1998), М. Н. Чергилина (2006).

Вулcanoгенно-пирокластические отложения нурказганской толщи хорошо различаются по цвету и составу. Центральная часть месторождения сложена зеленокаменными вулcanoгенно-пирокластическими отложениями, где встречаются агломератовые туфы, реже лавы и автомагматические брекчии андезибазальтовых и базальтовых порфиритов с редкими горизонтами крупнообломочных туфов и тонкими линзами туффитов и алевротуффитов. Выше залегает горизонт пелитовых, пелитопсаммитовых туффитов и туфоконгломератобрекчий, который сменяется литокристаллокластическими туфами и лавами андезидацитового состава. На зеленокаменную нурказганскую толщу надвинуты красноцветные вулcanoгенно-терригенные

отложения жарсорской свиты нижнего девона. Свита сложена разнозернистыми туфогенными песчаниками, гравелитами, реже алевролитами и грубообломочными туфами среднего состава; в основании разреза обнажаются валунно-галечные конгломераты, которые содержат обломки метаморфических и кремнистых пород, а также известняки верхнего ордовика.

Порфириты нурказганской толщи по петрохимическому составу отличаются от известково-щелочных вулканитов жарсорской и шешенькаринской свит (рис. 1). Вулканиты толщи отвечают высокоглиноземистым толеитовым базальтовым андези-там с нормативным гиперстеном, корундом и явно выраженным преобладанием Na_2O над K_2O . Высокие концентрации Na_2O порфиритов, учитывая их положительную корреляцию с $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ к $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, отражают магматическую природу. Низкие содержания MgO , TiO_2 и K_2O указывают на высокую степень дифференциации исходной высокоглиноземистой магмы, вероятно, выплавляемой из квазибинарной смеси F+DM [Рундквист и др., 2000].

Породы рудоносного габбро-тоналитового комплекса характеризуются нормальной щелочностью, промежуточным типом дифференциации (рис. 2а), отвечают высокожелезистым гранитоидам I-типа (рис. 2б) и сходны с породами надсубдукционных комплексов (рис. 2г). Образование таких комплексов нередко связывают с кристаллизационной дифференциацией высоконариевых водонасыщенных базальтовых

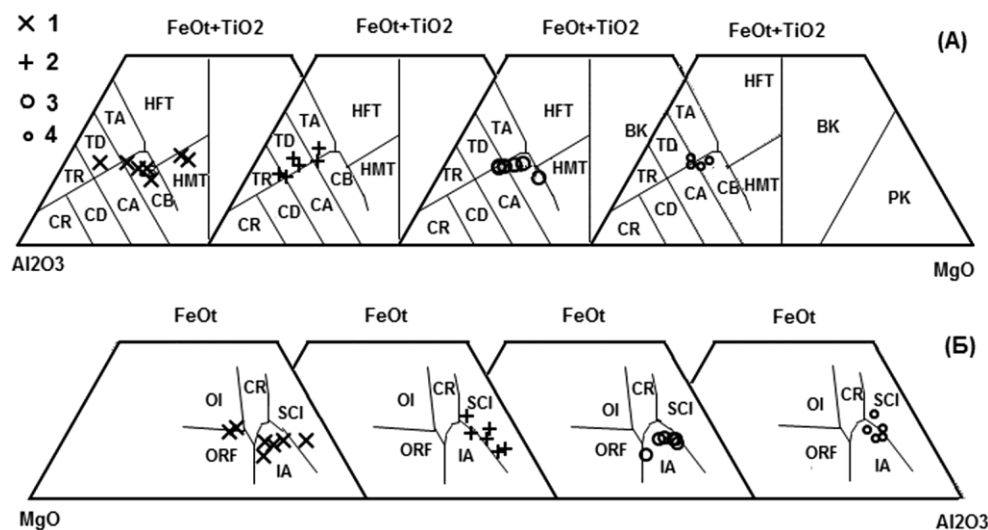


Рис. 1. Положение составов вулканогенных пород месторождения и прилегающих территорий на петрохимических диаграммах: а) $(\text{FeOt} + \text{TiO}_2) - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Jensen, 1976]; б) $\text{FeOt} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ [Pearce et al. 1977].

1 – вулканиты жарсорской свиты Елемесской впадины; 2 – порфириты нурказганской толщи; 3 – вулканиты шешенькаринской свиты девонского вулканоплутонического пояса; 4 – базальтовые порфириты байдаулетовской свиты Спасской зоны смятия; Т – толеитовая серия; С – известково-щелочная серия; R – риолит; D – дацит; А – андезит; В – базальт; HFT – высокожелезистые толеиты; HMT – высокомагнезиальные толеиты; BK – базальтовые коматииты; PK – пикритовые коматииты; базальты: CR – континентальных рифтов, ORF – срединно-океанических хребтов и океанического дна, SCI – срединных зон островных дуг, OI – океанических островов, IA – островных дуг.

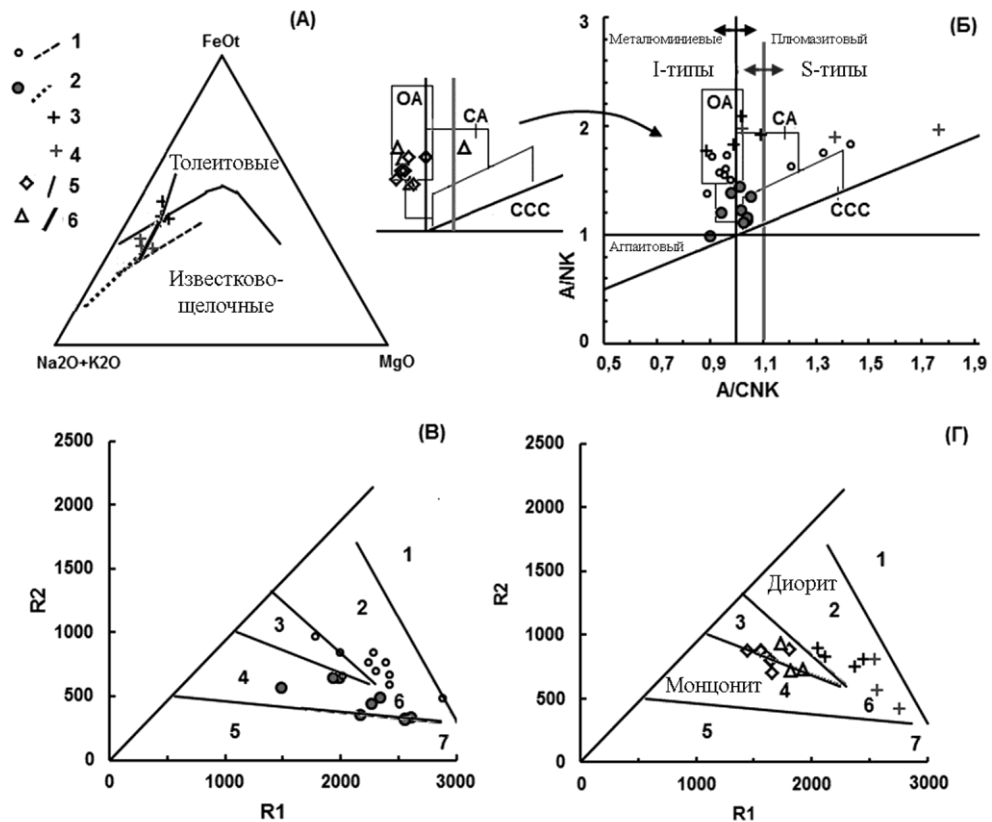


Рис. 2. Положение составов плутогенных пород месторождения и девонского вулканоплутоического пояса на петрохимических диаграммах.

а) $\text{FeOt}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}$ [Irvine, Baragar, 1971]; 1–2 – гранитоиды Девонского вулканоплутоического пояса: 1 – карамендинского и 3 – коккудуктубинского комплексов; 3–4 – гранитоиды района месторождения Нурказган: 3 – рудоносные диориты, 4 – гранодиориты; 5 – пострудные железистые монцониты и 6 – кварцевые монцониты.

б) $A(\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{NK}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-A(\text{Al}_2\text{O}_3)/\text{CNK}(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Maniar, Piccoli, 1989]; CCC – коллизия континент-континент, CA – континентальные островные дуги, OA – океанические островные дуги;

в, г) $R2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ к $R1 = 4\text{Si}-11(\text{K}+\text{Na})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ [Batchelor, Bowden, 1985]; 1 – мантийные граниты; 2–7 – гранитоиды: 2 – островодужные (надсубдукционные), 3 – постколлизийных поднятий, 4 – позднеорогенные, 5 – анорогенные, 6 – синколлизийные, 7 – посторогенные.

магм. Биотиты кварцевых монцодиоритов шошонитового типа более высокомагнезиальные ($\text{MgO} < 17.19\%$), но менее железистые ($\text{FeO} < 11.74\%$), чем биотиты островодужного карамендинского и синколлизийного коккудуктубинского ($\text{MgO} < 14.71\%$ и $\text{FeO} < 18.62\%$) комплексов [Серых, Евдокимов, 2001] известково-щелочной серии (рис. 2а).

Рассеянная сульфидная минерализация встречается в пределах всего рудного поля. Промышленные золото-молибден-медные руды сконцентрированы в трех разобобщенных штокверках. Выделяются следующие парагенетические рудные ассоциа-

ции: молибденит-пирит-халькопирит-кварцевая, борнит-халькопиритовая (кремнещелочная стадия минералообразования); молибден-халькопиритовая и халькозин-борнитовая (кислотная, регенерационная стадия). По результатам микрозондового анализа (неопубликованные данные С. А. Журутина (1998), которые были любезно предоставлены П. В. Ермоловым из фондов ИПКОН), только борнит кремнещелочной стадии содержит высокие концентрации Ag и Pt, а не халькопирит и пирит, что было отмечено ранее в работе [Антонюк и др., 2012].

Верхнеордовикский возраст вулканогенно-пирокластических отложений, вмещающих месторождение, обосновывается тем, что их прорывает силурийский габбро-тоналитовый надсубдукционный комплекс. При этом учитывается, что в пределах ДВП нижнесилурийская преимущественно базальтовая жумацкая свита отвечает плюмовой ассоциации. Литолого-петрохимический состав нурказганской толщи аналогичен таковому пород средней подсвиты байдаулетовской свиты (O₃), вмещающей медно-порфировое месторождение Коктасжал.

Петрохимическая специализация толеитовой нурказганской вулканогенно-пирокластической и габбро-тоналитовой плутонической формаций указывает на то, что месторождение формировалось в пределах вулканической дуги у активной континентальной окраины, вероятнее всего, западно-тихоокеанского типа.

Руды нурказганского типа, по-видимому, образовались в процессе коллизии базальтовой островной дуги с континентом, что могло привести к утолщению литосферы, плавлению глубоководного изверженного материала островной дуги и формированию рудоносных силурийских гранитоидов. Присутствие в составе силурийских кварцевых монзонитов ордовикских реликтовых цирконов [Ермолов, Журутин, 2009] указывает на контаминацию магм и более древнего мантийного материала островной дуги. Наличие нормативного корунда и гиперстена в порфиритах нурказганской толщи также подтверждает ассимиляцию гранитоидами корового материала. Петрохимическая специализация гранитоидов (явно выраженное фракционирование по железу) свидетельствует о том, что образование габбро-тоналитового комплекса протекало в замкнутом резервуаре в пределах островной дуги.

Присутствие серпентинитового меланжа в плоскости Западного надвига [Серых, Евдокимов, 2001; Жуков и др., 2014] подтверждает террейновую природу отложений, вмещающих месторождение Нурказган. В позднем силуре Нурказган-Байдаулетовская вулканическая дуга была расщеплена и на протяжении всего девона вовлекалась в магматические процессы, протекающие у окраинно-материковой зоны субдукции западно-тихоокеанского типа, что подтверждается отсутствием пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы.

Геохимические исследования последних лет показали, что месторождения медно-порфирового типа вулканоплутонических комплексов базальтового магматизма натриевой толеитовой серии содержат платинометалльную минерализацию [Коробейников, Грабежев, 2003]. Этот вывод и наши исследования дают основание провести ревизию руд Восточного и Западного участков месторождения Нурказган на предмет содержания платины и палладия. Учитывая, что руды месторождений Нурказган и Коктасжал аналогичны, то и последние должны быть изучены на наличие платинометалльной минерализации. Наиболее продуктивным является борнит кремнещелочной стадии, который, как правило, содержит включения дисперсных минералов платины и палладия, а также висмута, теллура, селена. Молибденит таких месторождений также содержит платину, палладий, родий и золото, но в значительно меньших количествах.

Литература

- Антонюк Р. М., Хамзин Б. С., Исмаилов Х. К., Клочков М. В. Геодинамическая позиция месторождений металлических полезных ископаемых Центрального Казахстана // Особенности геологического строения и металлогении Казахстана. 2012. С. 93–103.
- Гранкин М. С., Мальченко Е. Г., Козлов А. Д. Медно-порфировое оруденение девонского вулканоплутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 1. С. 18–24.
- Ермолов П. В., Журутин С. А. Изотопный возраст магматических пород, вмещающих Нурказганский тип медно-порфирового оруденения в Центральном Казахстане // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 5. С. 37–45.
- Жуков Н. М., Антоненко А. А., Гойколова Т. В. Перспективы краевых вулканоплутонических поясов и сопряженных с ними структур Казахстана на приоритетные полезные ископаемые // Известия НАН РК. Серия геологических и технических наук. 2014. № 5. С. 28–39.
- Коробейников А. Ф., Грабежев А. И. Золото и платиновые металлы в медно-молибден-порфировых месторождениях // Известия Томского политехнического университета. 2003. Т. 306. № 5. С. 24–32.
- Рундквист Д. В., Ряховский В. М., Миронов Ю. В., Пустовой А. А. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
- Серых В. И., Евдокимов И. В. О геологической позиции медно-порфирового оруденения Девонского вулканоплутонического пояса (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 2001. № 1. С. 41–58.
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenesis interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Misc. Pap. 1976. Ontario, Div. Mines No. 66. 22 p.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1977. Vol. 36. P. 121–132.

Е. О. Грознова^{1,2}, О. Ю. Плотинская¹, С. С. Абрамов¹, И. В. Викентьев¹
¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, г. Москва
² – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка
grozelena@yandex.ru

Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала

Изучение условий формирования месторождений различного типа на Урале (эпитермальных, порфировых, колчеданных и др.) ведется давно [Lehmann et al., 1999; Sazonov et al., 2001; Vikentyev et al., 2004; Грабежев и др., 2007; Plotinskaya et al., 2014], но полученные результаты весьма ограничены. Нами изучены рудообра-

зующие флюидные системы, сформировавшие эпитермальное Березняковское, медно-порфировое Калиновское, молибден-медно-порфировое Михеевское, молибден-порфировое Талицкое, медно-цинково-колчеданное Узельгинское и золоторудное Светлинское месторождения и стратиформное Cu-Ag-Pb-Zn рудопроявление Биксизак на Южном Урале.

Месторождения, соответствующие разным уровням глубинности порфирово-эпитермальной системы, находятся в Биргильдинско-Томинском рудном узле. В наименее эродированной части узла, в андезит-дацитовых туфах (D_3-C_1) локализовано эпитермальное Березняковское Au-Ag месторождение. К подстилающим туфы известнякам и мраморам (O_2-S) приурочено стратиформное Cu-Ag-Pb-Zn рудопроявление Биксизак. Нижележащие базальты (O_{1-2}) вмещают медно-порфировое Калиновское месторождение. Все они генетически связаны с интрузиями андезитовых и диоритовых порфиритов (D_3-C_1).

Молибден-медно-порфировое Михеевское месторождение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (C_{1-2}), внедрившихся в вулканогенно-осадочные породы (D_3-C) [Шаргородский и др., 2005]. Молибден-порфировое Талицкое месторождение локализовано в пределах одноименного массива (C_{1-2}), сложенного породами монцитонитовидного ряда среди серпентинизированных ультрабазитов и вулканитов риолито-базальтовой формации D_{1-2} [Азовскова, 2008].

Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в Магнитогорской мегазоне в пределах крупной палеовулканической постройки, сложенной базальт-риолитовой серией (D_2ef-gv_1kr) [Викентьев, 2004]. Рудные тела, локализованные на двух гипсометрических уровнях, представлены мощными пологолежащими линзами и сложены Cu-Zn рудами.

Светлинское месторождение золота представляет собой прожилково-вкрапленное оруденение, приуроченное к переслаивающимся интенсивно метаморфизованным вулканогенно-терригенным породам от ордовика до девона. Рудные тела представлены зонами серицит-биотит-кварцевых метасоматитов с убогой пиритовой минерализацией, содержащей золото.

Были изучены различные типы флюидных включений в кварце, карбонате, барите и сфалерите из рудных ассоциаций перечисленных месторождений. Методами микротермометрии (термокриокамера Linkam-THMSG-600, ИГЕМ РАН, г. Москва) определены температуры гомогенизации, состав и соленость флюидов, рассчитано давление. Методом Рамановской спектроскопии (спектрометры Ramalog U-1000, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск и LabRAM-HR ГИ САН, Б. Быстрица, Словакия) проанализирован состав газовой и твердой фаз. Для анализа геохимического состава индивидуальных флюидных включений использован метод LA-ICP-MS (Университет им. Пуанкаре, г. Нанси, Франция). Для оценки температур минералообразования и давления были использованы также различные минеральные геотермометры. Результаты исследований приведены в таблице.

На эпитермальных и порфировых месторождениях прослежены закономерности эволюции температур, состава и концентрации флюидов при переходе от порфирового к эпитермальному этапу. В формировании раннего порфирового этапа месторождений Урала участвовали гетерогенные высокотемпературные (до 550 °C) и высокосолёные (до 35 мас. %) флюиды, содержащие двухвалентные катионы (Mg, Ca), высокоплотную CO_2 и примеси других газов (CO_2 , N_2 , H_2S , CH_4). Давление на этом

Таблица

Р-Т-параметры и состав рудообразующих флюидов на месторождениях Урала

Т _{гом} , °С	Р, бар	С, мас. % NaCl- экв.	Состав		
			раствора	газовой фазы	твёрдой фазы
Березняковское (энаргит, блеклая руда, самородное Au, теллуриды Au, Ag, Pb, галенит, сфалерит)					
150–250	80–160	4–15	Na–Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Биксизак (пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда)					
150–270	~300	1–10	Na–Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Калиновское , порфиновый этап (халькопирит, борнит, молибденит)					
250–540	450–1100	15–30	Ca(Mg,Na)–Cl Mg,Na–Cl	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S	Кальцит, гематит, магнетит
Калиновское , субэпитермальный этап (пирит, халькопирит, сульфосоли Bi, самородное Au)					
150–250	190–350	3–12	Na–Cl	CO ₂	не обн.
Михеевское , пропилиты (пирит, халькопирит)					
150–350	100–350	10–35	Ca(Mg,Na)–Cl Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , N ₂	Кальцит, галит
Талицкое , кварц-молибденит-пиритовая стадия (молибденит, пирит, халькопирит)					
320–510	900–1700	25–35	Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , CH ₄ , H ₂	Нахколит, галит
Талицкое , полиметаллическая стадия (пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит)					
200–450	400–1300	5–15	Na–Cl	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	Силикат
Светлинское					
200–300 240–370*	550–1400 1300– 3000*	4–16	Mg,Na–Cl Na–Cl	CO ₂ , CH ₄	Кальцит
Узельгинское , нижний ярус оруденения, рудные тела с повышенными концентрациями золота (в среднем, 2–4 г/т) и серебра (до 230–550 г/т)					
110–260 130–370**	– 600– 1000**	0.5 – 14 1–10.7**	Na–Cl Na–Cl, K–Cl, KHCO ₃ **	вод. пар	не обн.

Примечание. * – по данным [Bortnikov et al., 1999]; ** – массивные медно-цинково-колчеданные руды.

этапе было высоким (400–1700 бар). На этом этапе отлагались халькопирит, борнит, молибденит, в меньшей степени пирит. В дальнейшем происходило взаимодействие рудообразующих флюидов с вмещающими породами, разбавление их метеорными водами и изменение характера флюидов. Минерализацию более позднего и менее глубинного эпипермального этапа формировали в основном гомогенные, относительно низкотемпературные (до 270 °С) слабосоленые (1–10 мас. % NaCl-экв.) Na-хлоридные растворы при давлении до 300 бар. Газовая фаза представлена низкоплотным водным флюидом с переменным количеством CO₂. На Калиновском и Талицком ме-

сторождениях в растворе включений обнаружены повышенные концентрации Na, Mg, а также Cu и Zn. На этом этапе образовалась золото-полиметаллическая минерализация (блеклая руда, галенит, сфалерит, самородное золото, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi и др.).

Некоторые различия в P–T-параметрах рудообразующих флюидов на порфировых месторождениях Южного и Среднего Урала могут быть обусловлены их генетической связью с интрузивными породами различного состава: на Южном Урале это диоритоиды известково-щелочной серии, а на Среднем – гранитоиды субщелочной серии.

На Узельгинском месторождении исследованы двухфазные флюидные включения в кварце, карбонате и барите из рудных тел из нижнего яруса оруденения с повышенными концентрациями золота и серебра. Показано, что в формировании минерализации участвовали гомогенные низкотемпературные (до 280 °С) NaCl растворы с концентрацией до 14 мас. % NaCl-экв. Ранее были установлены более высокотемпературные флюиды различного состава [Карпухина и др., 2013].

На Светлинском месторождении минеральные ассоциации второго и третьего рудных этапов сформированы гетерогенными среднетемпературными (200–300 °С) флюидами Na-Mg хлоридного состава с соленостью 4–16 мас. % NaCl-экв. при участии плотной углекислоты с примесью метана. Ранее были установлены флюиды с более высокими параметрами температур (до 370 °С) и давлений (1300–3000 бар) [Bortnikov et al., 1999]. Такой разброс температур и давлений на можно объяснить тем, что месторождение является полигенным и полихронным, т.е. руды формировались в несколько этапов, и рудообразующий флюид поступал из нескольких источников. Руды прожилково-вкрапленные, что объясняет отнесение его к новому для Урала промышленно-генетическому типу [Сазонов и др., 2011].

Информативность флюидных включений при изучении гидротермальных рудных месторождений очень велика. Чтобы охарактеризовать обстановки рудоотложения необходимо решить такие задачи, как выяснение механизмов образования включений, динамики формирования фаз, отношения включений к той или иной части процесса, а также определения состава минералов, жидкостей и газов внутри вакуолей [Мельников и др., 2008]. Эти проблемы могут успешно решаться не только с помощью различных методов исследования флюидных включений, но и совместно с минералогическим и петрологическим изучением минералов, пород и руд, структурными и геологическими оценками изучаемых объектов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00622а и 14-05-00725а, РНФ № 14-17-00693 и Программы Президиума РАН № 27.

Литература

Азовскова О. Б., Грабежьев А. И. Талицкое медно-молибден-порфировое месторождение – первый объект субщелочной порфировой системы на Среднем Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 237–240.

Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.

Грабежьев А. И., Боровиков А. А., Вигорова В. Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник–2007. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2007. С. 308–312.

Карпухина В. С., Наумов В. Б., Викентьев И. В. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 145–165.

Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М.: Академический Проект, 2008. 222 с.

Сазонов В. Н., Коротеев В. А., Огородников В. Н. и др. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Шаргородский Б. М., Новиков И. М., Аксенов С. А. Михеевское месторождение медно-порфириновых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.

Bortnikov N. S., Stolyarov M. I., Murzin V. V. et al. The Svetlinsk gold-telluride deposit, Urals, Russia: Mineral paragenesis, fluid inclusion and stable isotope studies // Mineral deposits: Processes to Processing. Stanley C.A. et al. (eds). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 21–24.

Vikentyev I. V., Yudovskaya M. A., Mokhov A. V. et al. Gold and PGE in sulfide massive sulphide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2004. Vol. 42. № 5. P. 651–665.

Lehmann B., Heinhorst J., Hein U. et al. The Bereznjakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // Mineralium Deposita. 1999. Vol. 34. P. 241–249.

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. 2014. Vol. 79. Part B. P. 910–931.

Sazonov V. N., van Herk A. H., Boorder H. Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // Economic Geology. 2001. Vol. 96. P. 685–703.

Е. В. Кислов

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru*

Сульфидное платинометалльно-медно-никелевое и малосульфидное платинометалльное оруденение Йоко-Довыренского интрузива, Северное Прибайкалье: отличия состава и генезиса

Йоко-Довыренский расслоенный дунит-троктолит-габбровый массив находится примерно в 60 км к северу от п. Нижнеангарск на оз. Байкал. Его возраст 728.4 ± 3.4 млн лет [Арискин и др., 2013]. Интрузив представляет собой линзовидное тело размером 26×3.5 км, субсогласно залегающее во вмещающих карбонатно-терригенных, преимущественно, черносланцевых отложениях осевой части Сыннырской рифтогенной структуры.

Сульфидное платинометалльно(ЭПГ)-медно-никелевое оруденение приурочено к плагиоцерцолитам краевой зоны массива и к силлоподобным апофизам того же состава в подстилающих породах, реже встречается в габброноритах. В северо-западном эндоконтакте имеется четыре участка оруденения: Озерный, Большой, Центральный, Рыбачий. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51.01 тыс. т, Co – 9.47 тыс. т.

Тела вкрапленных руд в плагиоперидотитах прослеживаются по простиранию до 1400–1700 м при ширине выхода на поверхность 8–25 м (в раздувах до 80 м). Ориентировка линз вкрапленного оруденения, как правило, совпадает с простирани-

ем и падением подошвы. Массивное оруденение представлено жилообразными телами внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Они развиты, в основном, на северо-восточном фланге (участок Озерный). Наибольшая по размерам жила прослеживается по простиранию на 650 м при мощности 0.7–1.0 м. Жилы падают почти вертикально (50–70°) до глубин более 500 м. Пострудными нарушениями сульфидные тела разбиты на блоки и смещены друг относительно друга, массивные руды преобразованы в брекчиевидные.

В рудах преобладает гексагональный пирротин (70–95 %) при подчиненном количестве троилита и пентландита (до 25 %) и халькопирита (до 6 %). Второстепенные минералы – кубанит, сфалерит, пирит, виоларит, хромшпинелиды, ильменит, магнетит; редкие – макинавит, герсдорфит, борнит, титаномагнетит, галенит, маухерит, молибденит. Сульфиды интенсивно замещаются вторичным магнетитом [Качаровская, 1986]. Средние содержания основных компонентов в рассеянно-вкрапленных рудах (%) – 0.137 Ni, 0.017 Co, 0.055 Cu, в густовкрапленных – 0.911, 0.055, 0.345, в жильных (сплошных и брекчиевидных) – 1.82, 0.101, 0.475, во вкрапленно-прожилковых в габбронорит-диабазе – 0.684, 0.05, 0.49. Для всех типов руд характерна повышенная кобальтоносность (до 0.14 мас. %). Встречается кобальтин, изоморфная примесь кобальта постоянно присутствует в пентландите, виоларите, никелине, макинавите, герсдорфите (в последнем до 12.9 мас. % Co) [Качаровская, 1986]. Палладий резко преобладает (до 3.8 г/т) над Pt (до 0.5 г/т). Содержания остальных ЭПГ находятся на пределе чувствительности анализа (г/т): Rh до 0.018, Ru до 0.045, Ir до 0.033 и Os до 0.021. Максимальные содержания Au (г/т) (до 0.32), Ag (16), Se (23), Te (14) в жильных рудах.

Минералы благородных металлов изучены в пробе жильной брекчиевидной руды из канавы по ручью Школьный (участок «Озерный») [Рудашевский и др., 2003]. Ее состав (мас. %): Ni 2.14, Cu 0.42, Co 0.104, S 19.80, Zn 0.029, Pb 0.011, (г/т) Pt 0.112, Pd 0.725, Rh <0.02, Ru 0.027, Ir 0.018, Os 0.012, Au 0.44. Сульфиды представлены гексагональным пирротином с второстепенными троилитом, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Отмечаются галенит и маухерит. Определены 60 зерен минералов до 63 мкм, из них 51 зерно сперрилита, пять зерен садбериита и по одному зерну геверсита, мертиита I, надретита и электрума. Палладий изоморфно входит в маухерит в количестве 0.08–0.19 мас. %.

Горизонт **малосульфидного платинометалльного оруденения** (Риф I) на границе расслоенной серии и габброидной зоны прослеживается на 20 км и на 1 км вглубь по рельефу: зафиксирован севернее г. Новый Довырен (2010 м) и на берегу р. Ондоко (1010 м). Оруденение приурочено к шширо- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов размером от нескольких сантиметров до 1 м, редко более, зачастую обрамленных габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности на 2–5 м, иногда до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации суммы ЭПГ достигают 12.1 г/т при содержаниях (%) Cu до 0.71, Ni – 0.43, S – 1.60 и Au – 3.34 г/т. Содержания Pt достигают 4.1, а Pd – 7.8 г/т. В большинстве проб Pt преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Концентрации других ЭПГ достигают (г/т): Os – 0.02, Ir – 0.13, Ru – 0.06 и Rh – 0.08. Прогнозные ресурсы: Pt – 66 т, Pd – 46.2 т и Au – 46.2 т.

Изучена проба анортозита из коренного обнажения в стенке кара на участке Центральный [Орсоев и др., 2003]. Состав (%): S 0.36, Ni 0.060, Cu 0.172, (г/т) Pt 1.29, Pd 1.05, Rh 0.015, Ir 0.005, Au 0.955. Обнаружено 73 зерна: 16 минералов ЭПГ, само-

родные Au, Ag, электрум, стефанит, аргентит и амальгама. Количественно преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина. Наиболее крупные зерна (до 62 мкм) образуют мончеит, котульскит, потарит и тетраферроплатина. Минералы ЭПГ ассоциируют с кубанитом и халькопиритом, реже – пентландитом, талнахитом и борнитом, локализуются в промежутках их зерен, прожилках самых поздних генераций сульфидов, чаще всего – на контакте сульфидов и плагиоклаза, сопровождаемая вторичные силикаты (цоизит, пренит, хлорит). Тетраферроплатина и изоферроплатина ассоциируют с троилитом и железистым пентландитом. Палладий изоморфно входит в пентландит – до 360 г/т.

Подобные тела малосульфидного оруденения ЭПГ отмечаются на границах крупных литологических пачек выше по разрезу, но мощность тел и концентрации благородных металлов закономерно снижаются к кровле интрузива.

Происхождение сульфидного оруденения. Тенденции изменчивости парагенезиса и химического состава сульфидов позволяют судить о повышении фугитивности S в ходе рудно-магматического процесса при понижении температуры. Типоморфные особенности сульфидов вкрапленных и массивных руд в плагиоперидотитах идентичны, что свидетельствует об их формировании в сходных термодинамических условиях из единого сульфидного расплава [Конников и др., 1990]. Корреляция состава сульфидной минерализации и несущих ее интрузивных пород свидетельствует о магматическом происхождении оруденения, его сингенетичности вмещающим магматическим породам, и что источником металлов (Fe, Ni, Cu, Co) для руд был сам расплав.

Исходя из данных о магматическом происхождении металлов и серы [Глотов и др., 1998], морфологии интерстициальных рудных выделений, наличия редких капель сульфидов в оливине и других силикатах, можно считать, что ведущим механизмом образования оруденения было отделение сульфидного расплава от магмы во время кристаллизации последней. Уровень концентрации ЭПГ в сульфидах определялся коэффициентами их распределения между сульфидным и силикатным расплавами.

На локализацию руд большое влияние оказало взаимодействие исходного расплава с вмещающей толщей. Об этом свидетельствует приуроченность максимальных концентраций сульфидов к эндоконтактовым зонам с наиболее отчетливыми признаками ассимиляции. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида, способствовало снижению растворимости серы.

Размещение малосульфидного оруденения ЭПГ контролируется развитием сложного комплекса контрастных по составу и зернистости магматических образований, нарушающих своим пространственным положением общую стратификацию массива. Максимальное обогащение благородными металлами сопровождается сложным субсолидусным преобразованием ранних силикатов, кристаллизацией медистых ассоциаций сульфидов и широким развитием ОН-содержащих минералов. Накопление ЭПГ может быть следствием процессов кристаллизационной дифференциации – смены кумулюсных минералов и эволюции остаточного расплава с его прогрессивным насыщением летучими компонентами и щелочами. Ограниченный объем сульфидной жидкости, располагающийся на фронте движения флюидов, мог выступать как коллектор-осадитель ЭПГ.

Повышение роли Pt и Au в общем балансе благородных металлов по разрезу массива связано с их преимущественным перераспределением во флюидную фазу и

переносом из нижней части магматической камеры, где при обособлении сульфидной жидкости в ней происходило накопление преимущественно Pd с более высокими халькофильными свойствами. Даже из относительно «сухих» магм, таких как исходный расплав Йоко-Довыренского массива, на поздней стадии кристаллизации могут отделяться флюиды, переносящие металлы. Кристаллизация интеркумулусного расплава вызывает отделение исключительно богатого Cl флюида, растворяющего и переносящего металлы (в первую очередь Pt и Cu), S и щелочи по мере продвижения вверх сквозь толщу кумулуса. Повышение содержания Cl во флюиде может вызываться и процессами зонной очистки. Cl-содержащий флюид также мог поступать в расплав из рыхлых обводненных терригенно-карбонатных осадков за счет трансвапоризации [Кислов и др., 1997].

Флюид, благодаря низкой плотности, поднимался сквозь интерстициальный расплав. При попадании в более горячие и менее насыщенные летучими компонентами участки флюид должен был растворяться в интеркумулусном расплаве. Поскольку основные магмы могут растворять лишь ограниченное количество S, это приводило к отделению сульфидного расплава, концентрирующего ЭПГ из поднимающихся флюидов или интеркумулусного расплава.

Фронт флюидного насыщения, движущийся через затвердевающую толщу кумулуса, останавливался на границах контрастных по составу и свойствам зон интрузива, анортозитовых линзах, которые во время формирования представляли собой полости и зоны разряжения [Кислов, 1993], иных препятствиях, в число которых могут входить повторные инъекции расплава, зоны деформаций, растяжения и повышенной трещиноватости в толще полузакристаллизованного кумулуса.

Геохимия РЗЭ [Кислов, 1997] не подтверждает определяющую роль в формировании малосульфидного оруденения ЭПГ дополнительных инъекций магмы, свидетельствуя в пользу повышенного значения флюидного экстрагирования, переноса и концентрирования. К аналогичному выводу приводят и данные по изотопному составу S [Глотов и др., 1998]. Другим аргументом может служить тот факт, что минералы ЭПГ встречаются не только в агрегатах сульфидов, но и на контакте с силикатами, а также в силикатной матрице в тесном срастании с OH-содержащими минералами.

Высокомедистый состав сульфидной платиноносной ассоциации, особенности локализации минералов ЭПГ, различия Cu-Ni и малосульфидного оруденения ЭПГ по распределению и соотношению благородных металлов, особенности состава силикатных включений в хромшпинелидах, хлорная специализация OH-содержащих минералов, данные по изотопному составу S сульфидов и геохимии РЗЭ свидетельствуют о значительной роли обогащенных Cl восстановленных [Konnikov et al., 2000] флюидов в формировании малосульфидного оруденения ЭПГ.

Литература

Арискин А. А., Костицын Ю. А., Конников Э. Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–1052.

Глотов А. И., Кислов Е. В., Орсов Д. А. и др. Геохимия изотопов серы в различных типах сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 228–233.

- Качаровская Л. Н.* Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 20 с.
- Кислов Е. В.* Особенности формирования анортозитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 76–81.
- Кислов Е. В.* Геохимия редкоземельных элементов и особенности формирования малосульфидного платинометалльного оруденения Йоко-Довыренского массива // Доклады Академии наук. 1997. Т. 354. № 1. С. 89–92.
- Кислов Е. В., Конников Э. Г., Орсов Д. А. и др.* Роль хлора в формировании малосульфидного платинометалльного оруденения Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геохимия. 1997. № 5. С. 521–528.
- Конников Э. Г., Качаровская Л. Н., Загузин Г. Н. и др.* Особенности состава главных минералов сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 59–66.
- Орсов Д. А., Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л. и др.* Благороднометалльная минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390. № 2. С. 233–237.
- Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л., Орсов Д. А. и др.* Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. № 4. С. 519–522.
- Konnikov E. G., Meurer W. P., Neruchev S. S. et al.* Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia // Mineralium Deposita. 2000. Vol. 35. № 6. P. 526–532.