

Часть 2. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНОВ

В. В. Масленников¹, Р. Р. Ларж², С. П. Масленникова¹, Н. С. Архиреева¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru*

² – *Университет Тасмании, центр CODES*

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Работы проводились в рамках Программы №23 Президиума РАН (проект 12-П5-1003) в соответствии с договором о сотрудничестве между Институтом минералогии УрО РАН и Международным центром по изучению рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании).

Литература

- Буряк В. А.* Метаморфические процессы и рудообразование. М.: Недра, 1982. 212 с.
- Chang Z., Large R. R., Maslennikov V.* Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. Vol. 36. Is. 12. P. 971–974.
- Dantree R.* Report on geology of the District of Ballan, including remarks on age and origin of Gold // Victorian Geological Survey report. 1866. 11 p.
- Emsbo P.* Gold in Sedex deposits // *Reviews in Economic Geology*, 2000. Vol. 13. P. 427–437.
- Ketris M. P., Yudovich E. Ya.* Estimation of clarks for carbonaceous bioliths: world averages for trace element contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*. 2009. Vol. 78. P. 135–148.
- Large R. R., Bull S. W., Maslennikov V. V.* A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // *Economic Geology*. 2011. Vol. 106. P. 331–358.
- Large R., Danyushevsky L., Hillit H. et al.* Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104. P. 635–668.
- Large R., Maslennikov V. V., Robert F. et al.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.
- Meffre S., Large R., Scott R. et al.* Age and pyrite Pb isotopic composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.
- Thomas H. V., Large R. R., Bull S. W. et al.* Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis // *Economic Geology*. 2011. Vol. 106. P. 1–31.

Г. А. Третьяков

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
genatret@yandex.ru*

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

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

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

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

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

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

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

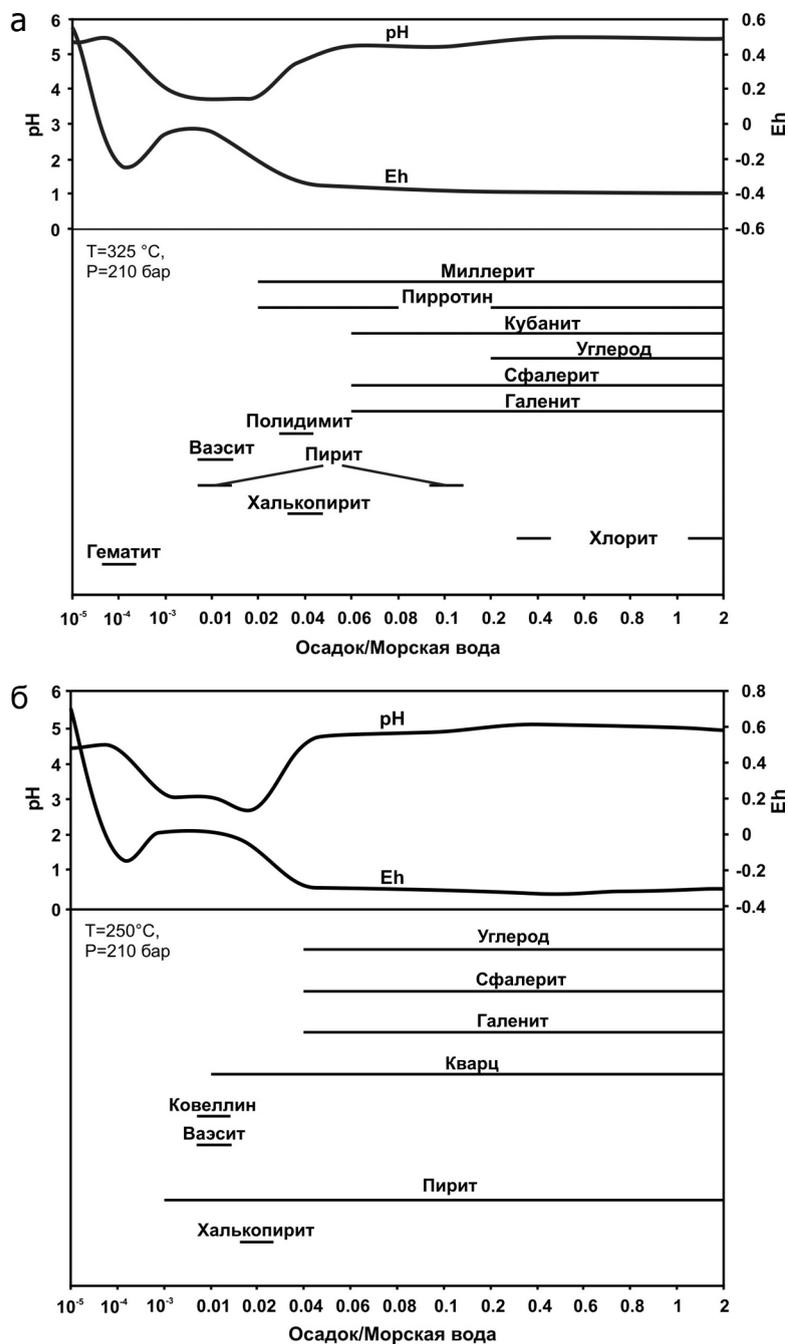


Рис. Диаграмма расчетных минеральных ассоциаций и графики pH и Eh системы при взаимодействии морской воды и диатомового осадка бассейна Гуаймас при различных соотношениях Осадок/Морская вода, а) $T = 325\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 250\text{ бар}$, б) $250\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 210\text{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

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

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

Т а б л и ц а

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

S/W	Ba	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Sr	Zn
0.00001	1.0·10 ⁻⁷		1.0·10 ⁻⁷				8.9·10 ⁻⁵	
0.0001	5.0·10 ⁻⁷		1.7·10 ⁻⁵	3.0·10 ⁻⁷	1.0·10 ⁻⁷		8.9·10 ⁻⁵	1.0·10 ⁻⁷
0.001	4.0·10 ⁻⁶	5.0·10 ⁻⁷	1.7·10 ⁻⁴	2.9·10 ⁻⁶	6.0·10 ⁻⁷	2.0·10 ⁻⁷	9.1·10 ⁻⁵	1.2·10 ⁻⁶
0.01	3.9·10 ⁻⁵	4.7·10⁻⁶	1.9·10 ⁻⁴	2.9·10 ⁻⁵	2.0·10 ⁻⁷	1.7·10 ⁻⁶	1.1·10 ⁻⁴	1.2·10 ⁻⁵
0.02	7.7·10 ⁻⁷	1.6·10 ⁻⁶	2.5·10⁻³	5.7·10 ⁻⁵	7.0·10⁻⁷	3.3·10 ⁻⁶	1.2·10 ⁻⁴	2.3·10 ⁻⁵
0.04	1.5·10 ⁻⁴	1.8·10 ⁻⁶	2.7·10 ⁻⁴	1.1·10 ⁻⁴	7.0·10⁻⁷	6.7·10 ⁻⁶	1.6·10 ⁻⁴	4.7·10⁻⁵
0.06	2.3·10 ⁻⁴	1.1·10 ⁻⁶	2.1·10 ⁻⁵	1.7·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁷	1.0·10 ⁻⁵	1.9·10 ⁻⁴	3.0·10 ⁻⁵
0.08	3.1·10 ⁻⁴	1.1·10 ⁻⁶	2.7·10 ⁻⁵	2.3·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁷	1.3·10 ⁻⁵	2.2·10 ⁻⁴	3.6·10 ⁻⁵
0.1	3.9·10 ⁻⁴	9.0·10 ⁻⁷	2.4·10 ⁻⁵	2.9·10⁻⁴	6.0·10 ⁻⁷	1.7·10⁻⁵	2.6·10 ⁻⁴	3.2·10 ⁻⁵
0.2	7.7·10 ⁻⁴	5.0·10 ⁻⁷	1.6·10 ⁻⁵	2.4·10 ⁻⁴	5.0·10 ⁻⁷	7.8·10 ⁻⁶	4.3·10 ⁻⁴	1.8·10 ⁻⁵
0.4	1.5·10 ⁻³	2.0·10 ⁻⁷	8.3·10 ⁻⁶	1.3·10 ⁻⁴	4.0·10 ⁻⁷	5.6·10 ⁻⁶	7.7·10 ⁻⁴	7.6·10 ⁻⁶
0.6	2.3·10 ⁻⁴	1.1·10 ⁻⁶	2.1·10 ⁻⁵	1.7·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁷	1.0·10 ⁻⁵	1.9·10 ⁻⁴	3.0·10 ⁻⁵
0.8	3.1·10 ⁻⁴	2.0·10 ⁻⁷	7.8·10 ⁻⁶	1.2·10 ⁻⁴	5.0·10 ⁻⁷	5.3·10 ⁻⁶	1.1·10⁻³	7.9·10 ⁻⁶
1	3.9·10 ⁻³	2.0·10 ⁻⁷	7.6·10 ⁻⁶	1.2·10 ⁻⁴	5.0·10 ⁻⁷	5.3·10 ⁻⁶	1.0·10 ⁻³	7.7·10 ⁻⁶
2	7.7·10⁻³	2.0·10 ⁻⁷	6.8·10 ⁻⁶	1.0·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁷	5.5·10 ⁻⁶	9.6·10 ⁻⁴	6.8·10 ⁻⁶

П р и м е ч а н и е . Выделены максимальные концентрации элементов в растворе.

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

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

Литература

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В. А. Симонов¹, В. В. Масленников², А. В. Котляров¹, С. В. Ковязин¹

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*
simonov@igm.nsc.ru

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
maslennikov@mineralogy.ru

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

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

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

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

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

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

По химическому составу стекла изученных расплавных включений в кварце из порфиоров Николаевского месторождения, обладая достаточно низкими содержаниями щелочей (до 5.3 мас. %), соответствуют породам нормальной щелочности и принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов. По соотношению FeO/MgO–SiO₂ точки составов расплавных включений располагаются в поле толеитов. Согласно невысоким значениям отношения Na₂O/K₂O (1.6–2.8) расплавы соответствуют калиево-натриевой серии.

На основе данных по включениям были выяснены особенности эволюции кислых расплавов Николаевского месторождения. В частности, с увеличением содержания SiO₂ отмечается падение титана (от 0.27 до 0.09 мас. %), алюминия (от 11.8 до 9.9 мас. %), железа (от 2.1 до 1.6 мас. %) и кальция (от 1.43 до 1.1 мас. %) с одновременным ростом содержания хлора (от 0.11 до 0.23 мас. %). Характерным является снижение Al₂O₃ в расплавах, что свидетельствует о фракционировании плагиоклазов в ходе дифференциации магматических систем Николаевского месторождения. Сравнивая полученные результаты с данными по расплавным включениям в кварце из эффузивов других колчеданных месторождений, видим, что рассмотренные кислые расплавы по большинству петрохимических компонентов (TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O) близки к кислым магмам месторождений Юбилейное на Рудном Алтае [Симонов и др., 2005] и Яман-Касы на Южном Урале [Симонов и др., 2006]. Сравнение с опубликованными ранее материалами по расплавным включениям в кварце порфиоров сопки Памятник [Мергенов, 1987] показывает сходство по большинству петрохимических компонентов с нашими данными.

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

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

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

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

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

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

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

Литература

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

И. Ю. Мелекесцева¹, В. Е. Бельтнев², В. Н. Иванов², М. Б. Сергеев²

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru

² – ФГУНПП Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов

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

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

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

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

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

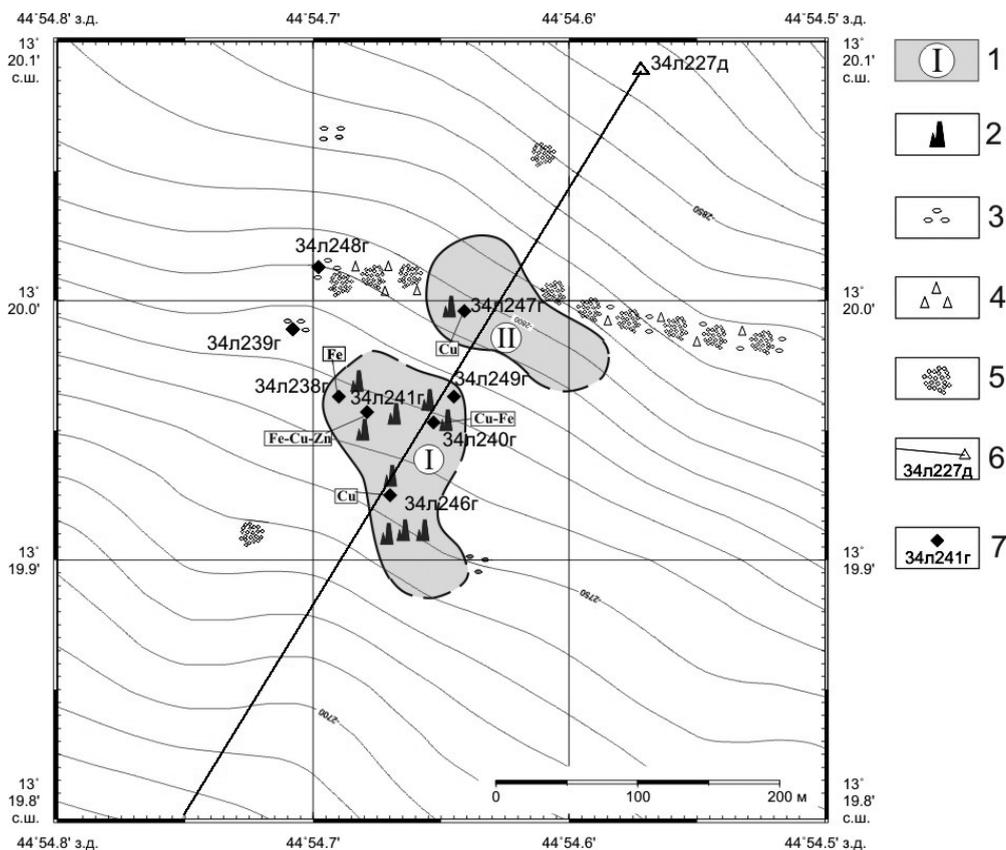


Рис. 1. Схема геологического строения гидротермального поля Ириновское по [Бельтнев и др., 2012] с упрощениями.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Литература

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

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

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

Подводные сульфидные залежи: вершина айсберга?

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

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

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

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

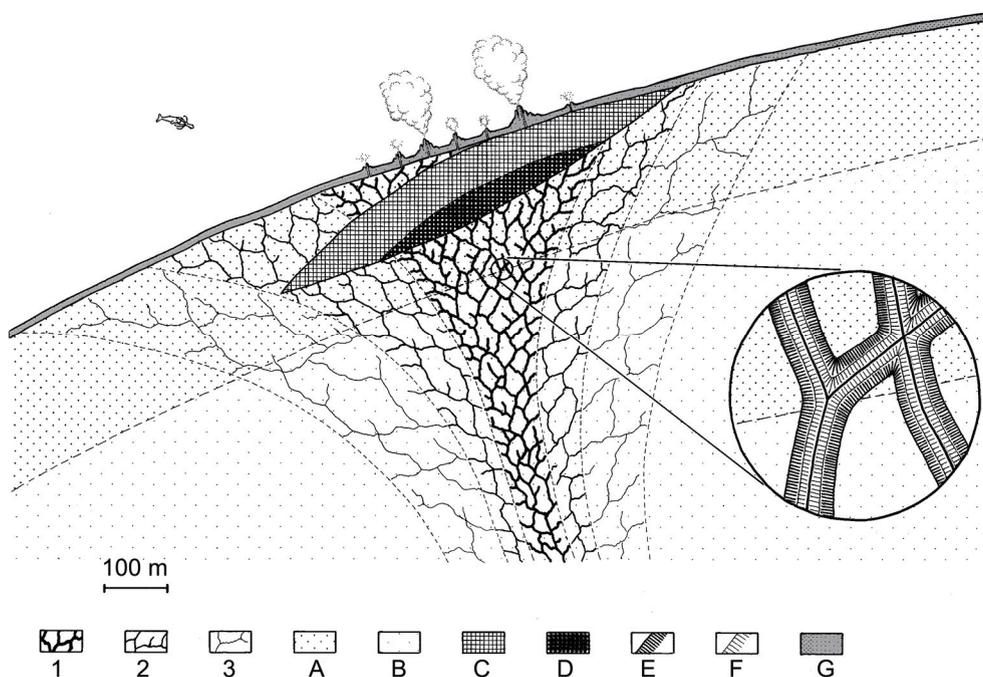


Рис. Схематический разрез через типичное месторождение Иберийского Пиритового пояса по [Carvalho et al., 1999].

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

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

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

Литература

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Перевод И. Ю. Мелекесцевой

*К. Е. Дж. Ронде¹, С. Л. Уолкер², Р. Дж. Дичберн¹, М. Д. Ханнингтон³,
И. Т. Бейкер², Г. Дж. Массот⁴, Р. В. Эмбли⁵, Д. Ергер⁶, С. Дж. Мерле⁷,
С. Тимм¹, В. М. Деков⁸, Дж. Д. Каменов⁹, М. Р. Хэндлер¹⁰*

¹ – GNS Science, Новая Зеландия
cornel.deronde@gns.cri.nz

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

³ – Университет Оттавы, Онтарио, Канада

⁴ – Mass-Ex3 Consulting LLC, Вашингтон, США

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

⁶ – Океанографический институт, Вудс Хоул, США

⁷ – Орегонский государственный университет, США

⁸ – Софийский университет, Болгария

⁹ – Университет Флориды, Гейнсвилль, США

¹⁰ – Веллингтонский университет им. Виктории, Новая Зеландия

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

Вулкан Кларк представляет собой крупный вулканический центр на активной части внутриокеанической дуги Кермадек. Это один из двух южных вулканов дуги Кермадек (второй – вулкан Вакатан), который находится на океанической коре перед переходом к континентальной коре Новой Зеландии. Он подстилается плато Хикуранги мощностью 17 км, которое в настоящее время субдуцируется под южный сектор дуги Кермадек. На вулкане Кларк обнаружены необычные обогащенные калием базальтовые лавы (1.5–2.25 мас. % K₂O), а также нормальные андезибазальты, андезиты и дациты.

Общий объем вулканического центра Кларк составляет около 90 км³. Это значение получено путем подсчета от вершины до подножия уровня 2500 м, который маркирует крайнюю точку флангов вулкана с окружающим его океаническим дном. Вулкан включает в себя два холма, сходных по размерам: северный холм объемом около 4.57 км³ и южный – 4.43 км³. Вулкан имеет максимальный рельеф около 1.645 м и находится на высоте 855 м над уровнем моря. Северный холм имеет два конусовидных пика с признаками обрушения между ними. Позднее на восточном фланге между вершинами этих конусов вырос конус меньшего размера. На вершинах конусов преобладают массивные, блоковые лавы и грубый делювий, а фланги вулкана характеризуются наличием тонкозернистой вулканокластики и осадков. Южный холм заметно более изрезанный, чем северный. Он имеет резко выраженный горст в центре, ограниченный разломами длиной 5–6 км. На вершине южного холма не наблюдается явного конуса.

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

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

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

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

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

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

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

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

*Дж. Р. Хайн¹, К. Е. Дж. де Ронде², Р. А. Коски¹, М. Лейборн², Т. А. Конрад¹,
Р. Дж. Дичберн², Я. Тамура³, Р. Дж. Стерн⁴, О. Ишизука⁵*

¹ – Геологическая служба США, Менло Парк
jhein@usgs.gov

² – GNS Science, Новая Зеландия

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

⁴ – Техасский университет, Ричардсон, США

⁵ – AIST Company, Цукуба, Япония

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

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

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

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

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

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

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

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