

Часть 2. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ

В. В. Масленников

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

Гидротермальные поля современных и древних океанов

Типичное гидротермальное поле (ГП) включает донную гидротермальную постройку, продукты ее разрушения и ареал окружающих ее гидротермально-осадочных и гальмиролитических металлоносных отложений, переслаивающихся с фоновыми осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Необходимость анализа строения и состава ГП особенно стала насущной после открытия в современных океанах «черных курильщиков» и сопутствующих им металлоносных отложений. Признаки ГП нередко являются поисковыми для месторождений колчеданного семейства и, возможно, для других типов рудных месторождений, включая золото-, марганцево- и железорудные.

Большая информация по гидротермальным полям современных «черных курильщиков» содержится в многочисленных обзорных публикациях, среди которых особенно выделяется монография российских ученых, занимающихся исследованием как сульфидных построек, так и металлоносных отложений в современных океанических рифтах и субмаринных островодужных системах [Богданов и др., 2006]. Основные результаты изучения колчеданосных палеогидротермальных полей также представлены в обобщающих монографиях [Зайков, 2006; Масленников, 2006]. Показано, что в отличие от полициклического рудного поля, палеогидротермальное поле может быть лишь приурочено к определенному стратиграфическому уровню, локализованному в конкретной палеовулканической структуре.

К настоящему времени накоплен богатый литолого-минералогический и геохимический материал, свидетельствующий о разнообразии современных и древних колчеданосных гидротермальных полей (КГП).

Задача типизации КГП имеет фундаментальное значение для понимания причин разнообразия месторождений колчеданного семейства. В Институте минералогии УрО РАН эта задача решается на основе литолого-фациального и сравнительного анализа КГП, включая рудно-фациальные исследования сульфидных построек и стадийный анализ рудных фаций и металлоносных отложений. В основе типизации лежат минералогические и рудно-фациальные типы сульфидных построек. Появление различных минералогических типов сульфидных построек вызвано различиями в физико-химических параметрах гидротермальных флюидов. В этом смысле огромное значение придается начальной максимальной температуре флюидов, которая постепенно снижается в процессах минералообразования. Сульфидные постройки, сформированные при высоких температурах, скорее всего, будут обогащены пирротинитом и халькопиритом, средние температуры дают пирит-сфалеритовые и галенит-сфалеритовые гидротермальные фации. В первом случае с высокотемпературными гидротермальными системами связаны «черные курильщики», во втором – «белые» и «се-

рые курильщики» [Богданов и др., 2006]. Значительное место в современных океанах занимают низкотемпературные гидротермальные поля, представленные оксигидроксидными железистыми, марганцевыми железо-силикатными и карбонатными отложениями. Часть из них сопоставляются с палеозойскими гематит-кварцевыми и марганцеворудными месторождениями островодужных комплексов Урала [Зайков, 2006; Брусницын, Жуков, 2010].

Другой важный параметр – восстановительный (или окислительный) потенциал гидротермальных флюидов, который во многом зависит от состава вмещающего субстрата. Очевидно, что постройки, залегающие на базальтах, будут состоять, в основном, из железистых минералов (пирита и пирротина). Постройки, сформированные на кислых вулканитах, как правило, маложелезистые, со значительной ролью сфалерита, халькопирита, барита и галенита. Очевидно, что базальты являются не только источником железа, но и эффективным буфером, противодействующим окислению Fe^{2+} при взаимодействии гидротермального флюида с океанской водой, обладающей окислительными свойствами. Вероятность, возникновения «черных курильщиков» и диффузеров, богатых пиритом, пирротином и халькопиритом, значительно выше, если постройка формируется на базальтовом основании. Характерная особенность «черных курильщиков» – высокие содержания Se в халькопирите и Co в пирите.

На кислых вулканитах при тех же высоких температурах должны формироваться барит-халькопирит-сфалеритовые «серые курильщики», поскольку кислые вулканиты слабо препятствуют окислению Fe^{2+} . Исключение представляют сульфидные постройки, залегающие на кислых вулканитах, переслаивающихся с черными сланцами. В составе колчеданных руд таких месторождений (Николаевское на Рудном Алтае, Сафьяновское на Урале, Кидд-Крик в Аппалачах, возможно, колчеданные месторождения Иберийского пояса), наряду с «серыми курильщиками», обнаружены типичные «черные курильщики» и пиритовые диффузеры, содержащие псевдоморфозы марказита и пирита по пирротину. Это необычный для современных СОХ тип «черных курильщиков», скорее всего, будет обнаружен на восточном континентальном склоне Евразии в зоне Западно-Тихоокеанского островодужного пояса. Наиболее близким аналогом таких обстановок является трог Окинава. Вероятно, подрудные органические илы так же, как и базальты, способствовали повышению восстановительного потенциала гидротермальной системы и более длительному сохранению Fe^{2+} . Влияние органических илов на состав «курильщиков» особенно хорошо проявилось в рифте Гуаймас, заполненном осадками, где преобладающий компонент труб – пирротин.

Еще один важнейший фактор, который определяет разнообразие минерального состава и облика гидротермальных построек – «зрелость» магматогенно-метасоматической гидротермальной системы. Незрелые гидротермальные системы характерны для высокоспринговых рифтов (например, КГП Восточно-Тихоокеанского поднятия), где кровля высокостоящей магматической камеры не успевает преобразоваться под воздействием нисходящих океанских вод из-за частых извержений и обновлений субстрата. Состав построек будет отражать состав слабопреобразованных базальтов. Процессы выщелачивания ограничиваются лишь разложением неустойчивых пироксенов и поступлением Fe и Co в раствор. Перенос Zn во многом сдерживается образованием цинковистых разновидностей смектитов, шпинелидов или магнетита. Разложение цинковистых алюмосиликатов и шпинелидов, амфиболов и полевых шпатов, поставляющих Bi, Pb, Tl и Ba, должно происходить в более зрелую стадию развития гидротермальной системы. Особенно активно процесс созревания гидро-

термальной системы реализуется в комплексах, богатых кислыми вулканитами, где большинство гидротермальных построек содержит галенит и барит. Однако, даже в том случае, если постройки залегают на базальтовом основании, в гидротермальных постройках зрелых гидротермальных систем средне- и низкосрединговых рифтов и горячих точек (Гора Осевая, Тихий океан и Менез Гвен, САХ) появляется обильный барит – свидетель разложения полевых шпатов. Интересно, что в среднесрединговых рифтах (Галапагосский рифт) в связи со зрелыми и потухшими гидротермальными полями, упоминаются средние вулканиты (андезиты, андезидациты) – продукты переплавления преобразованной океанической коры [Perfit et al., 1998]. Нельзя исключать, что под зрелыми гидротермальными полями средне- и низкосрединговых рифтов могут залежать кислые вулканиты и плагиограниты, взаимодействие гидротермальных флюидов с которыми приводит к сходству минеральных ассоциаций гидротермальных построек COX и островных дуг.

Еще один фактор, который может оказывать влияние на состав гидротермальных построек – фазовая сепарация [Богданов и др., 2006]. Вероятность фазовой сепарации возрастает в зрелых, а также в менее глубоководных гидротермальных системах низкосрединговых рифтов и островодужных вулканов. Не исключено, что появление обильных сульфоарсенидов, теллуридов и золота в сульфидных постройках связано с процессами фазовой сепарации – первоначальным их концентрированием на глубине и затем переотложением на дне бассейна. Особенно интересным может оказаться изучение влияния SO₂ на поведение селена и теллура. Генетическая модель в этом направлении исследований требует дальнейшей разработки. Вместе с тем, слишком зрелые гидротермальные системы несут признаки истощения металлами и серой. Слишком высокая окисленность флюидов не способствует переносу восстановленных форм селена, теллура, мышьяка. Место селенистого халькопирита, сульфоарсенидов и теллуридов занимают сульфосоли и борнит (месторождения Хокуроко, Рудного Алтая, Западной части Тихого океана, поле Менез Гвен).

Облик и состав гидротермальных построек во многом связаны со зрелостью гидротермальных полей, а точнее – с продолжительностью их экспозиции на дне бассейна. Гальмиролиз приводит к разрушению сульфидных построек и доминированию обломочных пластообразных залежей над гидротермальными трубами. Наибольшим повторным преобразованиям подвержены тонкообломочные сульфидные турбидиты, обладающие высокой реактивностью по отношению к океанской воде. Различия в направлениях эволюции минерального состава обломочных руд, прежде всего, определяются особенностями исходного минерального состава гидротермальных обломков. Сульфидные турбидиты, состоящие из обломков «черных курильщиков» и пирротин-пиритовых диффузеров, обычно преобразуются в пиритовые либо в халькопиритовые диагениты. Появление первых связано с избытком пирротина и пирита по отношению к халькопириту и сфалериту, вторые появляются в более тонкослоистых рудах, где пирит и сфалерит полностью замещаются халькопиритом. Обломки пирротина в донных условиях замещались эвгдральным пиритом. Обычно рудокластиты этого типа встречаются на колчеданных месторождениях, ассоциирующих с базальтовыми и риолит-базальтовыми комплексами и не характерны для колчеданных месторождений базальт-риолитовых и андезит-риолитовых формаций и субформаций. Для последних характерны противоположное направление минеральной эволюции гальмиролиза продуктов разрушения «серых» и «белых курильщиков», состоящих, в основном, из сфалерита, халькопирита, барита и галенита. Дефицит пирита и избыток сфалерита способствуют сохранению субнейтральных и щелочных сред. В

этих средах наиболее устойчивыми минералами оказываются сфалерит, галенит, барит и борнит в ассоциации с блеклыми рудами. Таким образом, продуктами преобразований становятся сфалеритовые, галенитовые, баритовые и борнитовые диагениты.

Примесные осадки могут оказывать дополнительное влияние на состав диагенитов и продуктов их дальнейшего преобразования (катагенеза и метаморфизма). В частности, добавление обломков ультраосновного состава усиливает процесс формирования конкреций пирита, а также появление псевдоморфного пирротина. Другое влияние оказывают карбонаты, ощелачивающие среду при диагенезе, что способствует фиксации сфалерита и галенита. Примесь окисляющегося органического вещества, с одной стороны, способствует растворению пирита, барита и халькопирита и замещению их сфалеритом, галенитом и моносulfидами железа. С другой стороны, по мере истощения органического вещества, появляется путь к новообразованным диагенетическим дисulfидам железа. Впрочем, халькопирит может фиксироваться в стадию позднего диагенеза и катагенеза в виде конкреций и поздних прожилков. Пирротинизация диагенетического пирита и появление сульфоарсенидов – типичный процесс катагенеза сульфидных диагенитов, заключенных в углеродистые алевропелиты.

Состав металлоносных осадков также во многом зависит от составов гидротермальных плюмов, исходных гидротермальных построек и продуктов их разрушения и примесных фоновых осадков. На КГП современных океанов часть металлоносных осадков образуется за счет гидротермальных плюмов при окислении оседающих частичек сульфидов и флокуляции оксигидрооксидов железа. Другая, более значительная часть оксигидрооксидных металлоносных отложений формируется при гальмиролизе обломочных сульфидных отложений, образующих проксимальный ареал рассеяния вокруг сульфидной постройки. В первом случае, наиболее железистыми оказываются металлоносные осадки, сформированные из плюма «черных курильщиков», как правило, богатого пирротинном. Такие высокожелезистые отложения чаще всего покрывают базальтовое ложе СОХ, тогда как маложелезистые металлоносные осадки связаны с гидротермальными полями островодужных бассейнов, например, Восточно-Тихоокеанского пояса [Богданов и др., 2006]. Формирование маложелезистых металлоносных осадков, скорее всего, связано с отложением из гидротермальных плюмов «серых курильщиков». Такие плюмы обычно содержат немного пирротина при доминирующей роли сфалерита и барита.

Железистость продуктов гальмиролиза сульфидных рудокластитов также зависит от их исходного состава. Гальмиролиз фрагментов «черных курильщиков» дает более железистые окисные осадки, чем этот же процесс, направленный на преобразование обломков «серых курильщиков». Дополнительным источником железа в областях развития «черных курильщиков» являются вулканические стекла базальтового состава, распространенные в металлоносных осадках СОХ. Их гальмиролиз при участии пригидротермальных бактерий может дать значительную добавку к гидротермальному материалу. В островодужных бассейнах роль кислой вулканокластки в поставках дополнительного железа, очевидно, минимальна. Следует еще заметить, что примесь базальтового материала, ощелачивающего среду гальмиролиза пирита, более благоприятна для фиксации оксигидрооксидного железа, чем примесь кислого гиаокластического или кремнистого материала. Нередко на современных и древних КГП островодужных бассейнов маложелезистые металлоносные осадки и их породы (пиритсодержащие силициты) окрашены в белые, серые и розовые тона. Пиритсодержащие околорудные силициты и маложелезистые яшмы распространены на КГП, ассоциирующихся с кислыми вулканитами. Предполагается, что они являются продук-

тами кислотного гальмиролиза пелитовых гиалокластитов кислого состава, смешанных с рудокластитами. На современных КГП большая часть металлоносных оксигидрооксидных железистых осадков содержит значительную примесь карбонатного материала. На древних КГП с карбонатными породами обычно ассоциируют высокожелезистые и марганцовистые металлоносные отложения вне зависимости от состава вмещающих вулканитов. Такие высокожелезистые и марганцовистые отложения имеются на колчеданных месторождениях Кипра и Омана, сформированных на базальтовом основании. Высокожелезистые госсаниты и высокомарганцовистые умбриты, ассоциирующие с риодацитами и известняками, распространены на КГП Межозерного рудного узла [Масленников, Аюпова, 2007]. Очевидно, примесь карбонатного материала нейтрализовала кислую среду, возникающую при окислении пирита, что способствовало фиксации оксигидроксидов железа.

Таким образом, улавливаются совпадающие корреляции между минеральными составами рудных и металлоносных отложений КГП и составами вмещающих вулканитов и фоновых осадочных отложений. Это позволяет сохранить основной подход современной рудно-формационной классификации колчеданных месторождений, основанный на выделении типов колчеданных месторождений по составу вмещающих формаций. Предполагается, что новая классификация, сохраняя преемственность с предыдущей, должна включать рудно-формационные типы колчеданных месторождений: атлантический (ультрамафитовый, Co-Cu), кипрский (базальтовый, Cu и Cu-Zn), уральский (риолит-базальтовый, Cu-Zn) и куроко (базальт-риолитовый) [Prokin, Buslaev, 1999; Зайков, 2006; Серавкин, 2010]. Этот ряд отражает степень зрелости магматогенно-метасоматической системы каждого типа колчеданных месторождений. В этом же ряду соответственно снижается роль «черных курильщиков» и возрастает роль «серых курильщиков», уменьшается железистость гидротермальных кластогенных субмаринных гипергенных фаций и нарастает их полиметалличность, продукты субмаринного окисления сульфидных осадков становятся также менее железистыми.

Каждый рудно-формационный тип может быть разделен по преобладанию рудно-фациальных или морфогенетических типов сульфидных построек. Предлагается построить морфогенетические ряды от слабозрушенных сульфидных труб, колонн и холмов к пластообразным обломочным рудным залежам, сложенным сульфидными турбидитами и диагенитами. Эти ряды отражают степень субмариной зрелости КГП. В каждом из морфогенетических типов могут быть выделены подтипы по составу металлоносных отложений и показана их зависимость от состава фоновых пород. Среди последних целесообразно выделять яшмы, карбонатные и углеродистые отложения, как индикаторы окислительно-восстановительных условий диагенеза [Масленников, 2006].

Таким образом, обобщение результатов изучения КГП показало, что в КГП современных СОХ, сформированных на базальтах, доминируют «черные курильщики». Установлено преобладание «серых курильщиков» на КГП островодужных бассейнов как древних, так и современных океанов. Исключение составляют КГП, сформированные на осадках, обогащенных органическим веществом, которое, очевидно, выполняет роль базальтов, восстанавливающих флюиды для формирования «черных курильщиков». Металлоносные осадки обычно более железистые на КГП СОХ, чем на КГП островодужных бассейнов. Присутствие базальтовой гиалокластики и/или карбонатного материала способствует повышению железистости металлоносных осадков. Полученные данные могут быть использованы при совершенствовании

классификации колчеданных месторождений и разработке новых литолого-минералогических критериев прогнозирования колчеданных руд применительно к различным обстановкам колчеданообразования.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке УрО РАН (проект № 12-П-5-1003) и ФЦП Минобрнауки (проект ГК П 237). Автор благодарит проф. В. А. Прокина и проф. В. В. Зайкова, которые многолетней помощью и обсуждениями обогатили мировоззрение автора и привели к пониманию причин литолого-минералогического разнообразия колчеданосных гидротермальных полей.

Литература

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

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

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). Изд. 2-ое, доп. М.: Наука, 2006. 428 с.

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

Масленников В. В., Аюпова Н. Р. Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 106–129.

Серавкин И. Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: Гилем, 2010. 284 с.

Perfit M. R., Ridley W. I., Jonasson I. R. Geologic, petrologic and geochemical relationships between magmatism and massive sulfide mineralization along the Eastern Galapagos spreading center // Reviews in Economic Geology (SEG), 1998. Vol. 8. Chapter 4. P. 75–100.

Prokin V. A., Buslaev F. P. Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Review 1999. Vol. 14. P. 1–69.

И. Ю. Мелекесцева

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

Гидротермальные поля Мирового океана: открытия 2009–2011 гг. (дополнение к кадастрам 2004 и 2009 гг.)

Каждый год в Мировом океане происходят открытия новых гидротермальных полей, при этом сульфидные руды многих из них рассматриваются в качестве будущих полезных ископаемых. В 2004 г. для обзора гидротермальных полей Мирового океана с рудной минерализацией автором был составлен кадастр, который был дополнен и расширен в 2009 г. [Мелекесцева, 2004; 2009]. В 2010 г. на сайте организации InterRidge (International Cooperation in Ridge-Crests Studies) была опубликована база данных, включающая более 250 подтвержденных высоко- и низкотемпературных гидротермальных полей и около 340 предполагаемых по присутствию гидротермальных плюмов [Beaulieu, 2010]. К настоящему моменту созрела необходимость вновь обновить информацию и представить дополнения к предыдущим публикациям в российской печати.

Т а б л и ц а

Гидротермальные поля, открытые с 2008 г. в Мировом океане

Название, субстрат, местоположение	Год	Доступная информация о поле	Литературный источник
1	2	3	4
Северный Ледовитый океан			
Поле Лаки Би (Lucky B), 81°36 с.ш., 3°44 в.д., ультрамафиты, прогиб Лена	1999	Поле находится на глубине 4000 м. Драгой было поднято более 30 кг сульфидов. Поле открыто случайно, поэтому и получило название по аналогии с полем Лаки Страйк.	Snow et al., 2001
Атлантический океан			
Поля Клэмстоун (<i>Clamstone</i>) и Гост Сити (<i>Ghost City</i>), 2.5 км к востоку и 1.2 км к северо-востоку соответственно от поля Рейнбоу (36°14 с.ш.), ультрамафиты, САХ	2008	Неактивные поля с карбонатными отложениями и многочисленными фоссилизированными моллюсками. Обнаружены в рейсе MoMARDREAM французского судна L'Atalante. На поле Гост Сити карбонаты представлены радиальными сростками игольчатого арагонита, кальцитом, редкими псевдоморфозами глендонита по икаиту.	Lartaud et al., 2010; 2011
Поля Бейлиз Бидс (<i>Baily's Beads</i>), 13°28 ю.ш., 14°41 з.д. и Рейнбоу Бэй Саус (<i>Rainbow Bay South</i>), 14°06 ю.ш., 14°34 з.д., базальты, САХ	2009	Поля открыты в рейсе китайского научного судна «Dayang Yihao». Поле Бейлиз Бидс находится на глубине 2288 м на субмеридиональном разломе в осевой долине. Телевизионные работы выявили активные трубы «черных курильщиков», которые по данным рентгеноструктурного анализа, главным образом, состоят из сфалерита и марказита. Поле Рейнбоу Бэй Саус располагается на глубине 2900 м на склоне вулкана, залегающего во внутреннем углу между осевой рифтовой долиной и трансформным разломом. Поле подтверждено видеосъемкой, обнаружившей «черные курильщики».	Tao et al., 2010; 2011
Поля Биби (<i>Beebe</i>), 18°54 с.ш., 81°71 з.д., базальты, фон Дамм (<i>Von Dammm</i>) или Европа (<i>Europa</i>), 18°35 с.ш., 81°85 з.д., ультрамафиты, габбро, Каймановый прогиб (ультрамедленно-спрединговое Срединно-Каймановое поднятие)	2010	Самое глубоководное поле в мире Биби располагается на глубине 4960 м и содержит трубы «черных курильщиков». Названо в честь натуралиста Уильяма Биби – первого человека, кто наблюдал глубоководную фауну <i>in situ</i> . Активный холм достигает 30 м в высоту и около 100 м в ширину. Установлены признаки суперкритической фазовой сепарации флюида. Специализация руд – медная. Более мелководное поле (2300 м) фон Дамм, расположенное на верхнем уступе глубинного океанического комплекса (<i>oceanic core complex</i>) также содержит высокотемпературные источники высотой до 8 м с обильной фауной.	Connelly et al., 2010; 2012; Murton et al., 2010; German, 2011

Продолжение табл.

1	2	3	4
		Одним из видов являются трубчатые черви, обнаруженные впервые на гидротермальных полях Атлантического океана. Поле названо в честь Карен фон Дамм, которая внесла неоценимый вклад в изучение гидротермальных процессов Мирового океана. Существует второе название поля – Европа [Beaulieu, 2010]. Сульфидный холм имеет размер около 80 м диаметром. Специализация руд – железная.	
Поле Баббилон (<i>Bubylon</i>), 37.8° с.ш., в 5 км от поля Менез Гвен, базальты, САХ	2010	Поле находится на глубине 1000 м и характеризуется сульфидными трубами высотой около 1 м с температурой растворов около 300 °С.	Press release, 2010
Поле Петербургское, 19°52 с.ш., базальты, вторая рифтовая гряда САХ	2010	Поле открыто Полярной морской геологоразведочной экспедицией (г. Санкт-Петербург) в ходе 33-го рейса НИС «Профессор Логачев». Оно находится на глубинах 2800–3100 м и расположено на максимальном расстоянии от рифтовой долины (16 км). Поле состоит из семи рудных тел. Руды представлены Cu-Zn и Fe разновидностями.	Shilov et al., 2011
Поле Мойтирра (<i>Moytirra</i>), 45° с.ш., базальты, САХ	2011	Поле открыто в ходе рейса VENTuRE ирландского научного судна «Celtic Explorer». Гидротермальный плюм был прослежен с глубины 2400 м до 3000 м, где были обнаружены «черные курильщики». Поле состоит из трех комплексов труб «черных курильщиков» и диффузеров (<i>beehive structures</i>). Структура поля и морфология построек способствовали названию поля в честь поля боя между добром и злом в ирландской мифологии. Все найденные постройки были также названы в честь персонажей ирландских мифов.	Wheeler et al., 2011
Поля Рейнбоу Бэй Нос (<i>Rainbow Bay North</i>), 14.03° ю.ш., 14.36° з.д., Валентайн Вэллей (<i>Valentine Valley</i>), 13.25° ю.ш., 14.41° з.д. и Таи Чи (<i>Tai Chi</i>), 13.59° ю.ш., 14.52° ю.ш., базальты, САХ	2011	Поля открыты в ходе 22-го рейса китайского научного судна «Dayang Yihao». Поле Рейнбоу Бэй Нос находится на глубине 1900 м и его возможные размеры составляют 480 ? 780 м. Поле Валентайн Вэллей находится в 4 км к югу от поля Бэйлиз Бидс на субмеридиональном разломе в осевой долине.	Tao et al., 2011
Индийский океан			
Поле Еконива Райз (<i>Yokoniwa Rise</i>), ультрамафиты, к северу от гидротермального поля Кайрей (25°19' ю.ш.), Центрально-Индийский хребет	2009	Неактивное поле с обломками труб «черных курильщиков».	Okino, 2011

Окончание табл.

1	2	3	4
Поле Джейд Имперор Маунтэйн (<i>Jade Emperor Mountain</i>), 37°94 ю.ш., 49°26 в.д., базальты?, Южно-Индийский хребет	2010	Неактивное поле находится на глубине 1400 м. Образцы сульфидов состоят из сфалерита, вюртцита, пирита, халькопирита и вторичных медных минералов.	Han et al., 2010
Тихий океан			
Поля Мака (<i>Maка</i>), Тафу (<i>Tafu</i>) и Пуипуи (<i>Puipui</i>), между 15°22 и 15°25 ю.ш., Поле 16°39 ю.ш., вулканы, бассейн Лау	2008	Поля находятся в северо-восточной части спредингового центра на глубинах 1560 м (Мака), 1360 м (Тафу) и Пуипуи (1650 м). Трубы «черных курильщиков» на поле Мака состоят из халькопирита, пирита и барита. Поле 16°39 ю.ш. находится в спрединговом центре Фонуалеи на глубине 1750 м. Трубы «черных курильщиков» характеризуются типичной зональностью, выраженной в сфалеритовой внешней и пирит-халькопиритовой внутренней зонах. Драгированы также более низкотемпературные барит-сфалеритовые трубы.	Kim et al., 2009; Beaulieu, 2010
Мисители (<i>Misiteli</i>), вулканы, бассейн Лау	2008	Поле содержит 7 небольших гидротермальных источников с собственными названиями. Некоторые источники характеризуются трубами, объединенными в колонны высотой до 15 м.	*
Поля Солвара (<i>Solvара</i>)-11–13, 16–19, вулканы, бассейн Манус	2008 2009	Поля открыты в результате коммерческой деятельности компании Nautilus Minerals. Содержат активные и неактивные трубы «черных курильщиков».	**
Поле Жако Скарп (<i>Jaco Scarp</i>), 1792 м, вулканы, подводный вулкан, Костариканская зона субдукции	2010	Гибрид гидротермального истечения и метанового сипа с температурой мерцающих диффузных источников 3.2–5.6 °С. На поле наблюдается большое разнообразие фауны.	Levin et al., 2010
Поле Теотихуакан (<i>Teotihuacan</i>), между 15°35 и 15°45 с.ш., базальты, осевой грабен рифтовой долины, ВТП	2010	На поле наблюдается диффузное и сфокусированное истечение растворов, обильные колонии вестинментифер, крабов и креветок и другой гидротермальной фауны.	Gentle et al., 2010
Поля Куло Ласи (<i>Kulo Lasi</i>) и Аманаки (<i>Amanaki</i>), задуговой бассейн Лау	2010	Гидротермальные поля характеризуются истечением флюидов с температурой 343 °С и pH 2.36.	Charlou et al., 2011
Поля Мата Фиту (<i>Mata Fitu</i>), Мата Толу (<i>Mata Tolu</i>), вулканы, дуга Тонга	2010	Многочисленные активные поля были обнаружены в результате подводной видеосъемки.	Baker et al., 2010

Примечание. * SRK Consulting report for Nautilus Minerals (<http://www.nautilusminerals.com/i/pdf/2008NautilusExplorationNI43-101Report.pdf>); ** <http://www.nautilusminerals.com/s/Home.asp>.

В работе кратко охарактеризованы яркие открытия гидротермальных полей после 2008 г. Интересно отметить, что каждая новая находка гидротермального поля в океане отодвигает назад уникальность предыдущих. Так, ранее гидротермальные поля на ультрамафитах были известны только в Атлантическом океане, хотя прожилково-вкрапленные сульфиды в ультрамафитах были драгированы и в различных местах Индийского океана [Мелекесцева, 2004]. Однако в 2009 г. японскими исследователями были найдены неактивные трубы «черных курильщиков» на ультрамафитах в Центрально-Индийском хребте [Okino, 2011].

До 2010 г. гидротермальное поле Ашадзе (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет – САХ) считалось наиболее глубоководным (4000–4100 м, [Beltenev et al., 2003]). В настоящее время самым глубоководным полем Мирового океана является поле Биби на базальтах в Карибском море (4960 м) [Connelly et al., 2010].

Продолжается обнаружение несulfидных гидротермальных полей в Атлантическом океане, связанных с ультрамафитами [Lartaud et al., 2010] и сходных с известным карбонатным полем Лост Сити (30° с.ш., САХ), ассоциирующим с ультрамафитами [Kelly et al., 2001].

Несомненным лидером по количеству гидротермальных полей является Тихий океан, где поля обнаружены в срединных центрах задуговых бассейнов, кальдерах подводных вулканов, междуговых бассейнах, зонах внутриплитного вулканизма. Количество гидротермальных полей в Тихом океане (>200) превосходит таковое по всем остальным вместе взятым океанам. Что касается сульфидных полей, то сейчас открытие новых объектов, во многом, достигается усилиями компании Nautilus Mineral Ltd., которая проводит изыскательские работы с целью последующей добычи сульфидов. В настоящий момент этой компанией впервые готовится к отработке гидротермальное поле Солвара в бассейне Манус на глубине 1650 м [<http://www.nautilusminerals.com/s/Home.asp>].

Одной из уникальных за последние годы стала находка опал-гематитового холма в разломной зоне Бланко, Тихий океан [Hein et al., 2008]. Холм находится на глубине около 3360 м и отлагается из низкотемпературных (≥ 115 °С) сильно окисленных, обогащенных Si и Fe и обедненных S гидротермальных растворов. Каркас для постройки сложен бактериальными матами, реликты которых установлены в опал-гематитовых агрегатах.

В настоящей работе также учтено малоизвестное поле, открытое в 1999 г. в Северном Ледовитом океане и связанное с ультрамафитами [Snow et al., 2001].

Литература

Мелекесцева И. Ю. Кадастр гидротермальных систем Мирового океана с рудной минерализацией // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Т. II. Месторождения благородных металлов, проблемы минералого-геохимических и геоэкологических исследований. Мнасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 232–252.

Мелекесцева И. Ю. Обзор новых открытий гидротермальных полей с сульфидными рудами в Мировом океане // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Мнасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 13–21.

Baker E. T., Resing J. A., Lupton J. E. et al. Multiple active volcanoes in the Northeast Lau basin // AGU Fall Meeting 2010. Abstract #T13B-2188.

Beaulieu S. E. InterRidge global database of active submarine hydrothermal vent fields: prepared for InterRidge, Version 2.0. World Wide Web electronic publication, 2010. <http://www.interridge.org/IRvents>.

Beltenev V., Nescheretov A., Shilov V. et al. New discoveries at 12°58' N and 44°52' W MAR: initial results from the Professor Logatchev-22 cruise // *InterRidge News*, 2003. V. 12. P. 13–15.

Charlou J. L., Donval J. P., Konn C. et al. H₂-rich fluids issued from the Kulo Lasi volcano, a new active hydrothermal field recently discovered in the South-West Pacific // *Goldschmidt Conference 2011*, abstract #4394.

Connelly D. and the JC44 scientific party. New hydrothermal vents located on the Mid-Cayman spreading centre: cruise RRS James Cook 44, March-April 2010 // *InterRidge News*, 2010. Vol. 19. P. 23–25.

Connelly D. P., Copley J. T., Murton B. J. et al. Hydrothermal vent fields and chemosynthetic biota on the world's deepest seafloor spreading centre // *Nature Communications*, 2012. Vol. 3: 620 doi: 10.1038/ncomms1636.

Gente P., Agranier A., Aguilon-Robles A. et al. Cruise PARISUB on EPR 16°N: magmatism and hydrothermalism over a ridge-hotspot interaction // *InterRidge News*, 2010. Vol. 19. P. 17–20.

Han X., Wu G., Cui R. et al. Discovery of a hydrothermal sulfide deposit on the southwest Indian Ridge at 49.2°E // *AGU Fall Meeting 2010*. Abstract #OS21C-1531.

Hein J. R., Glague D. A., Koski R. A. et al. Metalliferous sediment and a silica-hematite deposit within the Blanco Fracture Zone, Northeast Pacific // *Marine Georesources and Geotechnology*, 2008. Vol. 26. P. 317–339.

Kelly D. S., Karson J. A., Blackman D. K. et al. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 °N // *Nature*, 2001. V. 412. 12. Pp. 145–149.

Kim J., Son S-K., Son J-W. et al. Venting sites along the Fonualei and Northeast Lau Spreading Centers and evidence of hydrothermal activity at an off-axis caldera in the northeastern Lau Basin // *Geochemical Journal*, 2009. Vol. 43. P. 1 to 13.

Lartaud F., Rafelis M., Little C. T. S. et al. Ultramafic hydrothermal systems on the Rainbow abyssal hill: a wide variety of active and fossil chemosynthetic habitats // *InterRidge News*, 2011. Vol. 20. P. 32–36.

Lartaud F., Rafelis M., Oliver G. et al. Fossil clams from a serpentinite-hosted sedimented vent field near the active smoker complex Rainbow, MAR, 36°13'N: Insight into the biogeography of vent fauna // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, 2010. Vol. 11, Q0AE01, doi:10.1029/2010GC003079.

Levin L. A., Rouse G., Waren A. et al. Hydrothermal seeps: the best of both worlds // *Abstract of the 12th Deep-Sea Biology Symposium*, Reykjavik, 2010. P. 139–140.

Murton B. J., Connelly D., Copley J. T. et al. Hydrothermal vents at 5000 m on the Mid-Cayman Rise: the deepest and hottest hydrothermal systems yet discovered! // *American Geophysical Union, Fall Meeting*, 2010, abstract #OS33F-05.

Okino K. Hydrothermal exploration along the southern Central Indian Ridge. Cruise report of KH-10-6, R/V Hakuho-maru // *InterRidge News*, 2011. Vol. 20. P. 46–47.

Press release on the new deep-sea hot springs discovered in the Atlantic // *InterRidge News*, 2010. Vol. 19. P. 25.

Shilov V., Cherkashev G., Beltenev V. et al. New hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*, 2011. Vol. 20. P. 40–41.

Snow J., Hellebrand E., Jokat W., Muhe R. Magmatic and hydrothermal activity in Lena Trough, Arctic Ocean // *Eos, Trans. AGU*, 2001. Vol. 82, no. 17. P. 193–198.

Tao C., Li H., Yang Y. et al. Two hydrothermal active vents were found at 13.2°S and 14°S of South Mid-Atlantic Ridge. *AGU Fall Meeting*, 2010. Abstract № OS33F-07.

Tao C., Li H., Shao Z. Three new hydrothermal fields found at 13–14°S Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*, 2011. Vol. 20. P. 48.

Г. А. Третьяков¹, И. Ю. Мелекесцева²

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

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

Золотосодержащие медно-цинковые руды поля Семенов-2 (13°31.13' с.ш., САХ): физико-химическая модель образования с участием магматических газов

Введение. В 2007 г. в районе 13°31' с.ш. Срединно-Атлантического хребта был открыт гидротермальный сульфидный узел Семенов, одно из полей которого (Семенов-2) содержит медно-цинковые руды [Beltenev et al., 2007; Иванов и др., 2008]. Их особенностью являются высокие содержания Cu (12–13 %, до 18 % в отдельных штуфных пробах), Au (22–188 г/т) и Ag (127–1787 г/т). Подобные концентрации свидетельствуют об условиях рудоотложения, обеспечивших экстремальное обогащение металлами, что и рассмотрено в данной работе.

Объект исследований. Узел Семенов расположен в западном борту рифтовой долины на подводной горе протяженностью ~10 км и шириной ~4.5 км, со склонов которой были драгированы серпентинизированные ультрамафиты, габброиды, базальты, metabазальты и плаггиограниты [Иванов и др., 2008]. Поле Семенов-2 (13°31.13' с.ш.), ассоциирующее с базальтами, находится на северо-западном склоне горы на глубинах 2480–2750 м. Рудные образцы станции 30L287 (2007 г.) сложены тонкозернистыми и микрокристаллическими минеральными агрегатами [Мелекесцева и др., 2010]. Главные минералы руд – халькопирит, изокубанит, вюртцит и опал, второстепенные – сфалерит, марказит, пирит и ковеллин, редкие – галенит, пирротин, самородное золото, гессит (?), барит и арагонит. Упрощенная последовательность минералообразования в рудах следующая: изокубанит → халькопирит-1 → марказит-1, пирит-1 → халькопирит-2? → сульфиды цинка → золото, опал → гессит (?) → арагонит → пирит-2, марказит-2 → ковеллин → барит.

Методика исследования. Для оценки возможных условий формирования руд поля Семенов-2 был применен метод компьютерного термодинамического моделирования в условиях локального равновесия по программе «Селектор» [Чудненко, 2010]. Основной задачей стало моделирование образования сульфидных руд с экстремально высоким содержанием золота, сопоставимого с тем, что обнаружено в рудах поля Семенов-2. Предварительные расчеты без участия магматического газа показали, что при отделении раствора от твердых фаз и его кондуктивном охлаждении формируется минеральная ассоциация, отвечающая по фазовому составу рудам поля Семенов-2, однако количество экстрагированного золота и ряда других металлов недостаточно, чтобы создать их высокие концентрации. Следовательно, либо должен существовать механизм концентрирования золота из разбавленных растворов (решение этого вопроса выходит за рамки равновесной термодинамики, и нами не рассматривается), либо оно должно быть привнесено извне. В последнем случае в качестве транспортных агентов, поставляющих металлы в зону гидротермальной деятельности, могут выступать газ и рассолы, отделяющиеся от магматического очага.

Ранее была создана мультисистема и исходная база данных для моделирования взаимодействия морской воды, магматического газа и базальта применительно к условиям формирования барит-пиритовых руд поля Семенов-1 [Третьяков, Мелекесцева]

ва, 2011]. Однако расчеты при высоких температурах показали, что фугитивность кислорода для магматического газа вулкана Эрта Але (Эфиопия), использованного в модели, на 3 порядка выше, чем данные QFM буфера [Audetat, Pettke, 2006]. Очевидно, что сдвиг произошел в результате его окисления в атмосфере при отгонке из лавового озера. Поэтому состав газа был приведен в соответствие с глубинными окислительно-восстановительными условиями QFM буфера, для чего 90 % SO_2 заменено на H_2S , 7 % H_2O – на H_2 , а содержание кислорода уменьшено на 6 %.

Для оценки экстрактивной способности смесей морской воды и базальта, в том числе с добавлением магматического газа, была проведена серия расчетов по методу проточного реактора по аналогии с моделированием условий образования барит-пиритовых руд поля Семенов-1. В первой серии расчетов нагретая морская вода реагирует с базальтом (350 °С, 300 бар) без добавления магматического газа при различных соотношениях порода/вода вплоть до достижения концентрации насыщения золота в растворе (1.3 кг базальта на 1 л раствора). Вторая и третья серии расчетов проводились при добавлении 0.06 и 0.2 кг магматического газа, растворявшегося в нагретой морской воде и реагировавшего с базальтом.

Обсуждение результатов. Твердые фазы, отделяющиеся от прореагировавшего раствора, соответствуют основным рудным минеральным ассоциациям поля Семенов-2 (рис. 1). Кремнезем, широко развитый в рудах, появляется в расчетах ниже 300 °С, потому не отражен на данном графике. Концентрация насыщения раствора по золоту (2.26×10^{-8} моль/кг) наступает при отношении порода/вода = 1.2 (рис. 2). При этом золото находится в растворе в виде сероводородных комплексов $\text{Au}(\text{HS})^0$ (до 1.78×10^{-8} моль/кг) и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (до 4.8×10^{-9} моль/кг). Минеральные ассоциации, полученные в двух других сериях расчетов (с добавлением магматического газа), по фазовому составу сходны с таковыми, полученными в первой серии, и отличаются лишь по количественным пропорциям между минералами. Концентрации насыщения по золоту достигаются при отношении порода/вода = 1 ($\text{Au} = 1.78 \times 10^{-8}$ моль/кг, 0.06 кг магматического газа) и 0.9 ($\text{Au} = 1.43 \times 10^{-8}$ моль/кг, 0.2 кг магматического газа), где оно также находится в форме HS-комплексов. Таким образом, несмотря на добавку

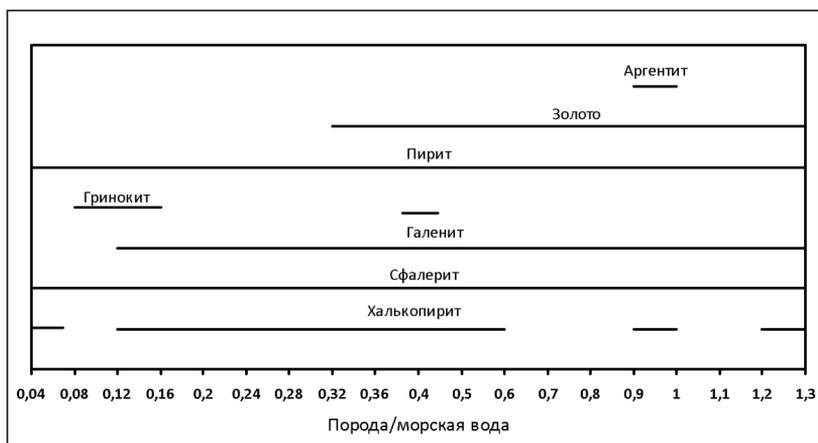


Рис. 1. Расчетные минеральные фазы, равновесные с раствором морской воды, прореагировавшей с базальтом ($T = 350$ °С) при различных отношениях порода/вода, и охлажденным до 300 °С; $P = 300$ бар.

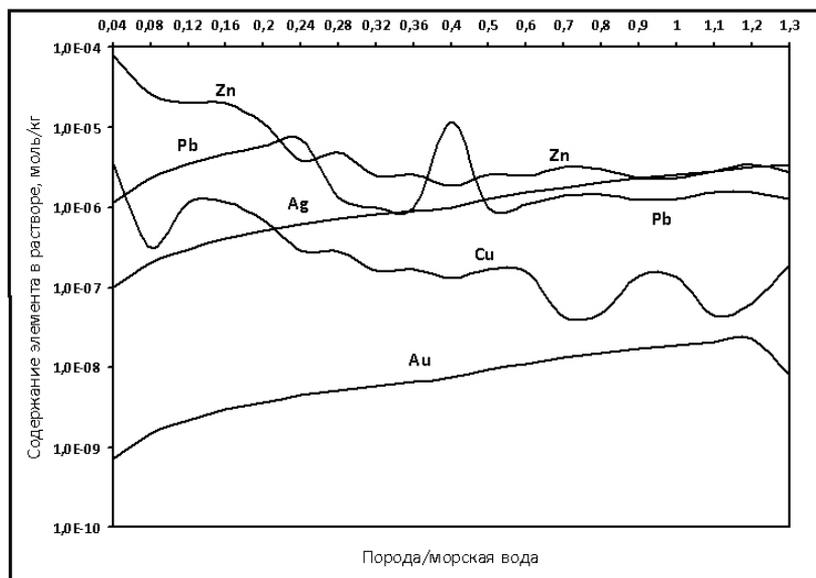


Рис. 2. Суммарное содержание элементов, экстрагированных из базальта в раствор, в зависимости от отношения порода/морская вода; T = 350 °C, P = 300 бар.

магматического газа, не содержащего металлы, в растворе не происходит существенного увеличения содержаний золота за счет экстракции из базальта. Аналогичная ситуация характерна для меди.

Для проверки гипотезы привноса золота из магматического очага, была рассчитана система с добавлением в состав магматического газа 28 г/т золота и 600 г/т меди [Frank et al., 2011], 3100 г/т железа [Simon et al., 2004] и 5.3 г/т цинка [Taran et al., 2000]. Сначала при 350 °C и 300 бар нагретая морская вода реагировала с базальтом в соотношении 1:0.04 (а) и 1:0.32 (б), затем в систему добавлялся газ, содержащий Au, Cu, Fe, и Zn. В решении при ступенчатом охлаждении раствора от 350 до 25 °C появляются халькопирит, пирит, галенит, сфалерит в ассоциации с кварцем, а содержание золота составляет 21.2 (расчет а) и 21.3 (расчет б) г/т.

Полученные оценки свидетельствуют о том, что простого взаимодействия нагретой морской воды и океанического базальта недостаточно, чтобы создать аномальные содержания золота в рудах, сравнимые с содержаниями поля Семенов-2. Возможно, оно было привнесено обогащенным магматогенным флюидом, связанным с кислой магмой, существование которой подтверждается драгированием многочисленных образцов плагиигранитов в северной части подводной горы Семенов [Beltenev et al., 2007]. О повышенных концентрациях Au и Cu во флюидах, отделяющихся от кислого магматического расплава, свидетельствуют многочисленные экспериментальные работы и данные по расплавленным включениям в минералах [Frank et al., 2011 и ссылки внутри]. Оценки по золоту колеблются от десятых долей до десятков г/т; более высокие его содержания отмечаются в сингенетичных рассолах (до сотен г/т). В случае их вовлечения в рудообразующий процесс гидротермальным раствором, в

нем будут созданы повышенные концентрации металлов, которые в конечном итоге при охлаждении системы кристаллизуются в виде твердых фаз в рудах.

Выводы. При взаимодействии нагретой морской воды и океанических базальтов на морском дне из раствора отлагается минеральная ассоциация, характерная для медно-цинковых руд поля Семенов-2. Однако кларковых содержаний золота в базальте недостаточно, чтобы создать повышенные концентрации металла в рудах. Более вероятно, что оно было привнесено в систему флюидом, который отделялся от магматического очага и смешивался с раствором в зоне действия гидротермальной ячейки. Считается, что подобный механизм транспортировки металлов магматическими газами и обогащения сульфидных руд золотом и медью реализуется на вулкане Бразерс в островной дуге Тонга-Кермадек [de Ronde et al., 2011].

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 11-05-00187), Президента РФ (МК-485.2011.5), программой Президиума РАН № 23 и интеграционным проектом СО-УрО РАН № 36.

Литература

Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Степанова Т. В. и др. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В.А., Хворов П.В. и др. Благоприятная минерализация нового гидротермального сульфидного поля Семенов-2 (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Записки РМО. 2010. № 2. С. 59–73.

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Барит-пиритовые руды гидротермального поля Семенов, 13°31.13' САХ: физико-химическое моделирование условий образования // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН. 2011. С. 26–31.

Чудненко К. В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео, 2010. 283 с.

Audetat A., Pettke T. Evolution of a Porphyry-Cu Mineralized Magma System at Santa Rita, New Mexico (USA) // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. P. 2021–2046.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., Cherkashov G. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News, 2007. Vol. 16. P. 9–10.

de Ronde C. E. J., Massoth G. J., Butterfield D. A. et al. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand // Mineralium Deposita. 2011. Vol. 46. P. 541–584.

Frank M. R., Simon A. C., Pettke T. et al. Gold and copper partitioning in magmatic-hydrothermal systems at 800 °C and 100 MPa // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. Vol. 75. P. 2470–2482.

Simon A. C., Pettke T., Candela P. A. et al. Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. P. 4905–4914.

Taran Yu. A., Bernard A., Gavilane J.-C. et al. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // Applied Geochemistry. 2000. Vol. 15. P. 337–346.

В. В. Масленников^{1, 2}, С. П. Масленникова¹, А. Ю. Леин³, Ю. А. Богданов³

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

² – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

³ – *Институт океанологии РАН, г. Москва*

Типохимизм сульфидов труб «черных курильщиков» и диффузоров гидротермального поля 9°50' с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия

В восточной части Тихого океана сульфидоносные гидротермальные поля связаны с несколькими сегментами океанических рифтов, каждый из которых характеризуется своими геологическими особенностями. Восточно-Тихоокеанское поднятие ограничено с севера трансформным разломом Клиппертон, а с юга – «оверлеппингом» (перекрытием двух отрезков спрединговых центров). Этот участок Мировой рифтовой системы представляет особый интерес, т.к. благодаря высоким скоростям спрединга (до 20 см/год), интенсивности наращивания новой океанической коры, вулканизма и, соответственно, гидротермальной деятельности здесь максимальны. Весной 1991 г. произошло излияние магмы, и ранее действовавшие гидротермальные источники и биота поля ВТП 9°50' с.ш. были погребены под лавовыми потоками [Naumon et al., 1991]. Эта гидротермальная система вступила в новую начальную стадию рудонакопления [Богданов и др., 2006а, б].

В районе ВТП 9°50' с.ш. встречены две разновидности высокотемпературных гидротермальных образований. Первый тип – это плиты толщиной до 10–15 см, покрывающие базальты фундамента [Богданов и др., 2006б]. Второй тип гидротермальных образований – активные и реликтовые конические и столбообразные гидротермальные постройки, аналогичные тем, которые встречены в других районах ВТП. Столбы, достигающие диаметра 3 м при высоте 6 м, представляют собой сросшиеся трубы. Некоторые из них кверху сужаются и обособляются в виде шпилей. Из них на поверхность выходят прозрачные воды либо растворы с серым «дымом». Отмечаются низкотемпературные диффузные муаровые просачивания по стенкам столба. На других участках шпильеобразные сульфидные постройки, вытянутые в субмеридиональном направлении, покоятся на едином цоколе. Цоколь представляет собой напластование сульфидных плит и не является брекчиевидным как на большинстве гидротермальных полей. Активные трубы вершин построек представляют собой «черные» и «серые курильщики». На поверхности некоторых из них – плотное поселение вестиментифер, реже – «помпейских червей». Часто у подножий активных гидротермальных столбов и шпилей присутствуют немногочисленные активные диффузоры.

Предполагается, что для высокоспрединговых хребтов, в отличие от низкоспрединговых, начальная стадия гидротермального рудонакопления является диффузионной с формированием сульфидных плит. Через несколько лет она сменяется струйной с концентрированными гидротермальными потоками, формирующими трубы «черных курильщиков». Очевидно, что образование некоторых труб завершается диффузионной стадией с формированием шпилей или «голов» диффузоров, как это наблюдается на гидротермальных полях низкоспрединговых хребтов [Богданов и др., 2006б]. На значительных пространствах, окружающих эти постройки, и в осадках, покрывающих базальтовый фундамент, присутствует тонкозернистый материал, ко-

торый включает сфалерит, пирротин, пирит, в небольшом количестве халькопирит, вюртцит и серу. По химическому составу колчеданные руды ВТП 9°50' с.ш. отнесены к кобальтсодержащему смешанному медно-цинковому типу. По высоким концентрациям Со рудопроявление напоминает сульфидные залежи, ассоциирующие с серпентинитами [Богданов и др., 2006б].

Среди образцов, отобранных на поле ВТП 9°50' с.ш. встречаются различные минералогические типы. Среди них наиболее распространены ангидритовые трубы «белых курильщиков», пирит-халькопиритовые, сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые трубы. Большинство изученных реликтовых трубок, за исключением активной сульфидно-ангидритовой, было заключено в сфалерит-пиритовой плите. Из-за этого они напоминают каналы (*conduits*) в массивной колчеданной руде. Действительно, в сульфидных плитах широко представлены каналы, характеризующиеся центростремительным ростом агрегатов [Богданов и др., 2006б]. Однако, до врастания в сульфидную плиту, значительная часть из них представляла собой свободно стоящие небольшие трубки «курильщиков». На это указывают признаки центробежно-центростремительного роста трубок.

Типохимизм сульфидов изучался методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией вещества (ЛА-ИСП-МС) в Университете Тасмании.

Марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы встречаются довольно часто как в действующих, так и потухших «черных курильщиках» и сфалерит-пиритовых плитах. По химическому составу они относятся к цинково-медноколчеданному типу. Как правило, они лишены ангидрита, что свидетельствует об их большей зрелости по сравнению с сульфидно-ангидритовыми трубами. В качестве примера изучен фрагмент трубки из сульфидной плиты гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. В трубке выделяются три минеральные зоны: А – пиритовая со сфалеритом, В – халькопиритовая, С – польый канал.

Зона А. В наружной зоне (подзона А1) присутствует фрагмент агрегатов массивного микрозернистого пирита мощностью до 0.3 мм, который развивался по колломорфному пириту. Вполне вероятно, что перекристаллизация произошла в зоне теплового потока, который обеспечивался гидротермальными струями соседних каналов, широко представленных в данной плите. В интерстициях присутствует редкий сфалерит. В средней части оболочки трубки (подзона А2) микрозернистый пирит частично замещается халькопиритом. В этой же подзоне встречаются дендритовидные агрегаты колломорфного пирита, частично замещенные марказитом и обросшие субгедральным пиритом. В интерстициях появляется обильный халькопирит. Обычно взаимоотношения пирита и марказита – обратные. Смена марказита, устойчивого при температурах менее 240 °С [Mugrowchick, Barnes, 1986], пиритом свидетельствует о повторном нагревании трубки. По направлению к внутренней части оболочки трубки марказит исчезает, а его место занимает эвгедральный пирит, погруженный в халькопирит, что характерно для зональности типичных «черных курильщиков». Следует заметить, что в некоторых трубах этого типа в подзоне А2 встречаются реликты пирротина. Переход к следующей зоне часто плохо различим.

В составе колломорфных, микрозернистых и дендритовидных разновидностей пирита выявляются примеси Cu (до 1 %) и Zn (до 1 %), также значительные вариации содержания (г/т) элементов-примесей низкотемпературной (Mn 36–1111, Tl 1–30, Ni 1–11) и гидrogenной (Mo 13–117, V 10–31, W 0.10–0.11) ассоциаций. Все разно-

видности пирита являются умеренно мышьяковистыми: As 300–1600 г/т. Содержания Au для коллоидных разновидностей пирита необычно низкие (0.1–0.3 г/т). Co-As-Se-содержащий эвгедральный пирит более характерен для внутренней части оболочки трубки. Соотношения Co (10–119) к Ni (1–11) обычно более 1–10, что указывает на осаждение пирита из кобальтсодержащих растворов, соответствующих по физико-химическим параметрам области равновесия твердого раствора «пирит-катерит». С появлением этого пирита примесь Ni существенно уменьшается от 11 до 1 г/т. Низкие содержания Ni свидетельствуют о том, что равновесие «пирит-ваэсит» не достигнуто [Еремин, 1983; Maslennikov et al., 2009].

Состав халькопирита наружной зоны отличается повышенной долей железа (более 36 %) и концентрацией As (до 500 г/т). Вероятно, часть халькопирита содержит изокубанит и нановключения теннантита. Умеренные содержания Sn (7–29 г/т) и Se (до 500–800 г/т) при относительно высоких содержаниях Ag (до 150–208 г/т) более характерны для среднетемпературных разновидностей халькопирита, сформированных в умеренно восстановительных условиях. На это же указывают более высокие содержания Co по сравнению с халькопиритом высокотемпературной зоны В. Появление повышенных содержаний Mo (до 61 г/т) может свидетельствовать о влиянии океанской воды на процессы минералообразования.

В составе сфалерита примесь Fe не превышает 3–4 мас. %, что в два-три раза ниже, чем в сфалерите канала трубы. Это может указывать на более высокую фугитивность серы при более низкой температуре минералообразования в оболочке трубы. В сфалерите концентрируются: As (до 133 г/т), Sb (до 150 г/т), Pb (до 100 г/т), Ag (до 75 г/т), очевидно, связанные с нановключениями галенит-блеклорудной ассоциации. В сфалерите отмечаются низкие содержания Mn (до 171 г/т), что характерно для высокожелезистых разновидностей сфалерита.

Зона В. В этой части трубы преобладают копьевидные кристаллы халькопирита. Внешние части халькопиритового слоя содержат многочисленные суб- и эвгедральные кристаллы пирита. В подзоне В1 сфалерит цементирует кристаллы халькопирита. Центральная часть (подзона В2) халькопиритовой крустификации не содержит минеральных примесей.

Халькопирит зоны В характеризуется более высокими содержаниями Sn (10–81 г/т) и Se (130–1100 г/т) по сравнению с халькопиритом оболочки трубы при близких содержаниях Ag (75–200 г/т). Это предполагает более высокие температуры и более восстановительные условия его формирования. Для халькопирита свойственны наиболее высокие содержания Te (15–25 г/т) по сравнению с другими сульфидами. Теллур может входить в состав халькопирита в виде теллуридов серебра и висмута. Менее вероятно его вхождение в структуру халькопирита из-за разницы в ионных радиусах теллура и серы. В халькопирите не отмечается высоких содержаний элементов-примесей низко- и среднетемпературных гидротермальных ассоциаций (Mn, Ni, Tl, As, Sb и Pb). Однако в некоторых зернах халькопирита концентрируются элементы гидрогенной группы (U – до 0.9 г/т, V – до 35 г/т, W – до 0.17 г/т), что может свидетельствовать об эпизодическом смешении гидротермальных флюидов с морской водой.

В эвгедральных кристаллах пирита переходной зоны В3–С1 обнаружены повышенные концентрации As (500–1000 г/т), Au (0.1–0.5 г/т), Co (15–90 г/т), Pb (110–710 г/т). Следует отметить, что эвгедральный пирит, ассоциирующий с высокотемпературным халькопиритом зоны В имеет низкие содержания Se, что может указывать

на высоко восстановительные условия формирования в этой зоне по сравнению с пиритом подзоны АЗ.

Зона С. Поверхность граней халькопирита на границе с каналом покрыта многочисленными субгедральными кристаллами пирита или марказита и более редкого сфалерита. Осевая часть канала трубки – полая.

Сфалерит канала трубы также, как и сфалерит оболочки, показывает повышенные содержания Sb (до 100 г/т), что может быть связано с нановключениями блеклых руд. Кроме Sb, сфалерит, имеющий в своем составе примеси Fe (1–5 %) и Cu (до 3 %), обогащен Ag (до 115 г/т).

Трубы этого типа являются более «зрелыми» в отличие от труб сульфидно-ангидритового типа. Для них характерно почти полное исчезновение ангидрита с замещением его пирротинном, марказитом, сфалеритом, иногда халькопиритом.

Изокубанит-пирротин-пирит-сфалеритовые диффузоры. На поле ВТП 9°50' с.ш. опробованы очень специфические разновидности гидротермальных труб, так называемые диффузоры. Это дынеобразные раздувы, напоминающие пчелиные соты [Богданов и др., 2006б]. Каналы диффузоров обычно заполнены рыхлым рудным веществом, а «ребра» фиксируют более плотные участки, переслаивающиеся с менее плотными. На поверхности диффузоров встречаются остатки альвинеллид диаметром до 1.5 см. Труба, на которой образовался диффузор так же, как и «черные» или «серые курильщики», имеет зональное строение. Канал, заполненный среднезернистым халькопиритом, окружен зоной (около 1 см толщиной) плотного тонкозернистого материала, состоящего из смеси халькопирита, пирита, марказита и сфалерита. Внешняя зона трубы толщиной около 2 см состоит из тонкозернистого рыхлого материала, представленного сфалеритом. В центральной части трубы преобладает высокотемпературная пирротин-кубанит-халькопиритовая ассоциация, сменяющаяся пирит-марказит-сфалеритовой ассоциацией по направлению к внешней зоне. Ребристое строение внешней зоны «раздува» диффузора вызвано чередованием пирит-пирротин-изокубанитовой ассоциации с более пористыми слоями преимущественно цинково-колчеданного состава. Пирротин и халькопирит в этой части диффузора замещаются сфалеритом и марказитом. В одном из образцов, почти полностью пропитанном лимонитом, в наружной зоне (А1) вместо ангидрита встречаются многочисленные кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом. Примечательно то, что лимонит замещает лишь дисульфиды железа и, в меньшей степени, пирротин, обычно образуя наросты на его кристаллах. Пирротин-лимонитовые агрегаты нередко встречаются в полостях трубок вестиментифер.

Изокубанит является одним из главных носителей Se (1330–1510 г/т), Co (3430–4290 г/т) и Ag (33–42 г/т). В агрегатах изокубанита установлены аномально высокие количества Ni (до 400–700, реже 2000 г/т), который также проявляется в сфалерите и пирите при минимальных содержаниях в халькопирите [Богданов и др., 2006б]. В сфалерите концентрируются изоморфный Cd (1000–6100 г/т) и Sb (37–800 г/т).

Пирротин – основной носитель Co (4895–8800 г/т) и второй минерал после изокубанита по содержаниям Se (147–1246 г/т) при крайне низких количествах большинства других элементов-примесей. Ю. А. Богдановым и др. (2006б), наряду с аномальным Co, в некоторых агрегатах пирротина выявлены аномальные содержания As (600–5300 г/т), что, вероятно, связано с «невидимыми» нановключениями сульфоарсенидов или арсенидов кобальта. Однако, по данным ЛА-ИСП-МС, содержания As в

кристаллах пирротина крайне низкие (менее 0.1–0.3 г/т). Интересно, что в пирротине выявляются высокие содержания элементов-примесей гидрогенной ассоциации, таких как U (до 0.3–1.8 г/т), V (7–11 г/т) и Mo (19–108 г/т), что наводит на мысль о его формировании в зоне взаимодействия гидротермального флюида с океанской водой.

Дисульфиды железа не обогащены элементами-примесями, за исключением умеренных содержаний мышьяка. Отношение Co/Ni > 10–40 при невысоких содержаниях этих элементов-примесей. Концентрации Pb (0.2–203 г/т) в пирите часто выше, чем в других сульфидах. В колломорфном пирите обнаружены редкие микровключения галенита.

Оксигидроксиды железа являются основными концентраторами элементов-примесей гидрогенной группы: U (0.1–2.7 до 13 г/т), V (3–14 г/т), W (0.01–3.6 г/т) и Mo (48–1214 г/т). Распределение этих элементов крайне неравномерное. Возможно, часть из них сорбировалась на гидроксидах железа, другая часть – в составе литогенной взвеси совместно с минералами Ti (2–71 г/т). Интересно, что в лимоните значительно варьируют концентрации Co (759–5346 г/т) и Se (47–3793 г/т). Вероятно, Co сорбировался на оксигидроксидах железа. Формы концентрации Se остаются невыясненными. Обычно, этот элемент входит в высокотемпературную геохимическую ассоциацию или концентрируется в зонах гипергенеза в виде селенидов и самородного селена. Поскольку лимонит является продуктом гальмиролиза сульфидных отложений, более вероятен последний вариант, предусматривающий поступление Se из высокотемпературных ассоциаций в низкотемпературные гипергенные. Обычно в зоне гипергенеза Se концентрируется в составе ковеллина. На это указывают корреляция содержаний Se с широко варьирующими реликтовыми количествами Cu (0.08–1 мас. %).

Важной особенностью гидротермальных отложений ВТП 9°50' с.ш., отличающих их от других гидротермальных отложений океанского дна, является аномально высокие содержания Co в сульфидных отложениях. Они существенно превосходят концентрации этого элемента во всех исследованных гидротермальных отложениях, ассоциирующих с вулканитами, приближаясь к содержаниям Co, характерным для гидротермальных полей, пространственно и генетически связанных с серпентинитами. Поступление Co в новую, только что формирующуюся гидротермальную циркуляционную систему при взаимодействии океанской воды с молодыми вулканитами, обусловлено молодостью сравнительно малоглубинной магматической камеры, в которой в значительно большей степени проявляется влияние мантийного вещества по сравнению с уже продолжительное время функционирующими вулканическими системами [Богданов и др., 2006б].

Сульфидные трубы «курильщиков» характеризуются отчетливой геохимической зональностью. Элементы-примеси низкотемпературной и гидрогенной составляющих проявляются в колломорфном пирите (Mn, Tl, Ni, Ba, U, V, Pb и др.). Во внутренних высокотемпературных частях трубок обнаружен Co-As-Se-содержащий эвгедральный пирит. В халькопирите по направлению от внешней части оболочки типичной трубы к ее внутренней части и крустификации канала нарастают содержания Se, Sn, Bi и Te. Сфалерит крустификаций каналов труб показывает более высокие содержания Co по сравнению со сфалеритом, слагающим оболочки труб. Последний более обогащен As, Sb, Pb и Ag – элементами-примесями галенит-блекловорудной ассоциации. Некоторые элементы (Se, Co) показывают двойственную природу: могут

концентрироваться как в высокотемпературных гидротермальных, так и в низкотемпературных гипергенных микрофациях. Сульфиды диффузоров несут повышенные содержания элементов-примесей гидрогенной ассоциации (U, V, Mo).

Авторы благодарят Л. Данюшевского и Р. Ларжа за предоставленную возможность выполнения ЛА-ИСП-МС анализов в Университете Тасмании (CODES). Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН № 23 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология», при финансовой поддержке УрО РАН (проект « 12-П-5-1003) и ФЦП Минобрнауки (проект ГК П 237).

Литература

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006а. 527 с.

Богданов А. Ю., Леин А. Ю., Ульянов А. А. и др. Начальная фаза гидротермального рудонакопления на поле 9°50' с.ш. ВТП // Океанология. 2006б. Т. 46. № 1. С. 1–14.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М: МГУ, 1983. 256 с.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // Economic Geology. 2009. Vol. 104. № 8. P. 1111–1141.

Haymon R. M., Fornari D. J., Edwards M. H. et al. Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'–54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges // Economic Geology. 1991. Vol. 104. P. 513–534.

Murowchick J. B., Barnes H. L. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. Vol. 50. P. 2615–2629.

Н. Р. Аюпова

Институт минералогии УрО РАН,

Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс

ayupova@mineralogy.ru

Микрофауна в железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала

Железисто-кремнистые породы колчеданных месторождений различаются по облику, минералого-геохимическим особенностям, положению в разрезе относительно залежей сульфидных руд и пространственно-возрастным соотношениям с сульфидными рудами. Их формирование связано с физико-химическими особенностями придонных гидротермальных и гипергенных процессов, происходивших на палеогидротермальных полях Уральского палеоокеана. В последние годы в этих породах выявлены реликтовые гиалокласты основного и/или кислого составов, сульфидные рудокласты и карбонатные интракласты, изучение последовательности преобразований которых позволило разработать гальмиролитическую модель их формирования [Аюпова, Масленников, 2005]. В соответствии с этой моделью основными источниками железа и кремнезема служили гиалокласты и сульфиды, а карбонаты создавали

субщелочные среды, благоприятные для фиксации гидроксидов железа. Модель также не исключает биоминеральные взаимодействия, однако биоморфные структуры долгое время оставались неизученными. Цель данной работа – характеристика микрофаунистических структур в железисто-кремнистых отложениях для оценки возможности влияния микроорганизмов на их формирование.

Микрофоссилии были изучены с помощью оптического микроскопа Olympus 51X (отраженный свет, темнопольное изображение) и электронного микроскопа РЭММА-202, оснащенного энергодисперсионным анализатором. Идентификация минерализованных микроорганизмов проводилась на основании сравнения особенностей формы, размера и состава их представителей с имеющимися в научных публикациях данными.

Трубчатые организмы. Полые трубки различной сохранности, образующие многочисленные беспорядочные скопления, являются типичными представителями микрофауны в рудоконтролирующих горизонтах железисто-кремнистых пород Молодежного, Талганского, им. XIX Партсъезда, Александринского месторождений. Произвольная ориентировка труб в отложениях указывает на их захоронение в условиях вязкого неуплотненного осадка. Диаметр трубок варьирует от 60 до 120 мкм. Их наружная оторочка представлена тонкодисперсным гематит-кварцевым материалом и характеризуется тонкой слоистостью и разной толщиной (от первых до 10 мкм), а внутренняя часть чаще всего выполнена прозрачным кварцем (рис. а). Следует заметить, что трубчатые образования во многих случаях тесно связаны с реликтовыми бактериоморфными образованиями. Редко в поперечном срезе трубок выявляется «сотовая» микроотдельность, характерная для трофосомы трубчатых червей, содержащей внутриклеточные симбиотические хемоавтотрофные бактерии [Felbeck, 1981]. Иногда трубки теряют форму, приобретают кристаллическую огранку, обрастая сульфидами. В некоторых случаях сохранились псевдоморфозы кремнистого состава с тонкослоистой гематит-кварцевой оторочкой по аналогичным трубкам. В таких случаях оболочка четко выделяется контуром на фоне вмещающего гематит-кварцевого матрикса, а в продольном сечении наблюдается желобок кремнистого состава. Предполагается, что пустотелые или заполненные кварц-гематитовым материалом трубки могут быть аналогами полихет современных и древних пригидротермальных систем [Juniper et al., 1992; Little et al., 1999], но с диаметром трубок меньшего размера.

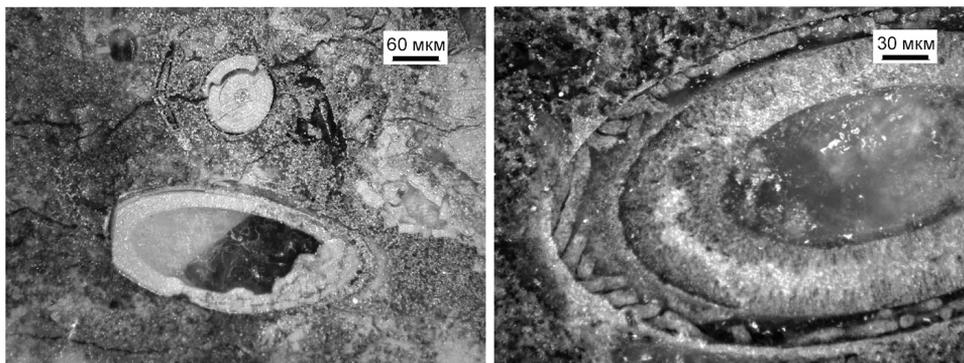


Рис. Косое сечение трубчатых форм организмов (а) и тентакулитов (б), в гематит-кварцевых породах Талганского и Молодежного колчеданных месторождений.

В ассоциации с трубчатými организмами в карбонат-гематит-кварцевых госсанитах установлены фрагменты фауны цилиндрической формы диаметром 200–400 мкм концентрически зонального строения в поперечном сечении. В некоторых случаях отмечаются скопления органических остатков разного размера со специфическими признаками неравномерного замещения, идентификация которых требует дальнейших исследований.

Тентакулиты. Многие хлорит-гематит-кварцевые и карбонат-гематит-кварцевые госсаниты на флангах Молодежного, Талганского, Александринского и Шемурского колчеданных месторождений изобилуют хорошо сохранившимися целыми раковинами тентакулитов. Раковины имеют округлые поперечные сечения разного диаметра (от 30 до 200 мкм), а в продольном сечении коническую форму длиной до 1–2 мм. По удлинению они ориентированы согласно слоистости. Внутренняя полость раковин разделена на центральную и промежуточную зоны. Центральная зона представлена марганцовистым кальцитом (с содержанием MnO до 4.26 мас. %) и смещена относительно оси конуса. Промежуточная зона сложена железистым хлоритом, Fe-Si агрегатами и Mn-кальцитом. Хлорит в тесной ассоциации с гематитом часто образует сфероидальные комки. Стенка раковины состоит из наружного и внутреннего тонких слоев, сложенных также марганцовистым кальцитом, между которыми при больших увеличениях наблюдаются многочисленные дугообразные структуры (рис. б), характерные для тентакулитов [Маслов, 1973]. С раковинами тентакулитов в госсанитах ассоциируют скопления микрочастиц апатита, рутила и иллита. Интересно то, что рутил наблюдается и внутри раковин тентакулитов.

Удовлетворительная и хорошая сохранность раковин, их вытянутые конусовидные формы, ориентированные согласно со слоистостью в железистых горизонтах, свидетельствуют об их захоронении *in situ*. Многие остатки тентакулитов fossilized кварцем, при этом отмечается хорошее сохранение очертаний формы раковины в общей массе породы. Как было показано выше, кальцит тентакулитов в железисто-кремнистых отложениях обогащен марганцем. Накопление марганца в кальците и в других минералах, вероятно, связано с его выносом гидротермами «черных курильщиков» и обогащением сульфидов и осадков марганцем [Вотяков и др., 1996]. Ассоциация этих организмов с сульфидной минерализацией подтверждает существование особой среды обитания на колчеданных месторождениях.

В целом, в ископаемом состоянии тентакулиты встречаются в разнообразных пелагических морских осадках силур-девонского возраста совместно с раковинами и скелетами фораминифер, бивальвий, гастропод, цефалопод, остракод, трилобитов, криноидей [Богоявленская, Федоров, 1990; Filipak, Jarzanka, 2009]. При этом встречаются как их единичные экземпляры, так и массовые скопления.

Радиолярии. В железисто-кремнистых отложениях встречаются деструктурированные скелетные остатки радиолярий, диаметром сечений от 100 до 200 мкм. Радиолярии представлены сферическими формами, развитыми на Урале в девоне с характерными конусовидными иглами и изредка характеризуются сохранением их внутренней капсулы [Назаров, Ормистон, 1990]. Обращает на себя внимание приуроченность радиолярий к первоначально тонкообломочным дистальным госсанитам, размеры обломочных частиц которых меньше скелетов радиолярий. Вероятно, пелитовая масса осадка способствовала их хорошей сохранности. В грубообломочных госсанитах скелеты радиолярий разламываются, о чем свидетельствуют находки лишь фрагментов. Очень часто наблюдается тонкое чередование прослоев, содержащих обильные скелеты радиолярий, с прослоями, в которых они совершенно отсутствуют, хотя по литологическим особенностям они не различаются между собой (например,

на Учалинском месторождении). Такое чередование отражает периодичность привноса обломочного материала. Радиолярии, растворяясь, очевидно, явились дополнительным источником кремнезема для железистых отложений. В ассоциации с остатками радиолярий встречаются спикулы губок, состоящие также из кремнезема.

Фораминиферы представлены единичными окремненными раковинами. Часто внутри раковины наблюдаются чешуйки хлорита, кристаллы доломита и апатита. Сечение раковин в разных плоскостях имеет форму от округлой до овальной. Обычно уплощенная сторона раковин ориентирована параллельно слоистости. Существует предположение, что фораминиферы округлой формы при жизни перекачивались по субстрату, а удлиненные – зарывались в мягкий грунт [Подобина, Ксенева, 2006]. Находка в пелитовых горизонтах железисто-кремнистых пород реликтовых остатков фораминифер – организмов с первично кальцитовыми раковинами, замещенными кремнеземом – указывает на участие известкового материала в их формировании. Предполагается, что присутствие небольших примесей карбонатного материала является причиной появления специфической схемы гальмиролиза гиалокластитов с образованием оксидно-железистых отложений [Аюпова, Масленников, 2005].

Приведенный фактический материал свидетельствует о широком участии биогенных компонентов в формировании железисто-кремнистых отложений и во многом объясняет причины многообразия их структурно-текстурных и геохимических особенностей, возникших при одинаковых и близких параметрах. После гибели организмов, органическое вещество мягких тканей и вещество, пропитывающее минеральные частицы раковины и скелетов, а также минеральные твердые частицы участвовали в породообразовании наравне со всеми другими компонентами осадка. Пестрота и избирательная локализация в распределении микрофауны подтверждает гетерогенность субстрата для железисто-кремнистых отложений.

Работы выполнены в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № 14.740.11.1048) и интеграционного проекта УрО-СО РАН № 12-С-5-1010.

Литература

- Аюпова Н. Р., Масленников В. В.* Гальмиролититы Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.
- Боговяльская О. В., Федоров М. В.* Основы палеонтологии. М.: Недра, 1990. 208 с.
- Вотьяков С. Л., Масленников В. В., Борисов Д. Р., Краснобаев А. А.* Марганец – индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождениях Южного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 558–569.
- Маслов В. П.* Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 267 с.
- Назаров Б. Б., Ормистон А. Р.* Биостратиграфический потенциал радиолярий палеозоя // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 3–25.
- Подобина В. М., Ксенева Т. Г.* Микрорпалеонтология / Учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2006. 316 с.
- Felbeck H.* Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm *Riftia pachyptila* Jones (Vestimentifera) // Science. 1981. Vol. 213. P. 336–338.
- Filipak P., Jarzanka A.* Organic remains of tentaculitids: new evidence from Upper Devonian of Poland // Acta Palaeontologica Polonica. 2009. Vol. 54(1). P. 111–116.
- Juniper S. K., Jonasson I. R., Tunnicliffe V., Southward A. J.* Influence of tube-building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // Geology. 1992. Vol. 20. P. 895–898.
- Little C. T. S., Maslennikov V. V., Morris N. J., Gubanov A. P.* Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // Palaeontology. 1999. Vol. 42. № 6. P. 1043–1078.

В. В. Масленников¹, В. А. Симонов²

¹ – *Институт минералогии УрО РАН,
Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс
maslennikov@mineralogy.ru*

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

Некоторые проблемы развития пригидротермальной фауны в зонах действия палеозойских «черных курильщиков» Рудного Алтая

В результате совместных экспедиционных работ с участием специалистов из Уральского и Сибирского отделений РАН и Великобритании были получены новые данные о гидротермальных системах типа «черных курильщиков», действовавших при формировании рудных залежей на колчеданных месторождениях Рудного Алтая (Северо-Восточный Казахстан). Были собраны представительные коллекции сульфидных руд и вмещающих пород. Анализ морфологии рудных тел, распределения и соотношения объемов рудных фаций позволил построить морфогенетический ряд изученных колчеданных месторождений от сульфидных холмов к пластообразным колчеданным залежам и выделить четыре морфогенетических типа. Важнейшим достижением проведенных экспедиционных работ явилось обнаружение фрагментов сульфидных труб, составлявших постройки палеозойских «черных курильщиков». Это первые находки на Рудном Алтае, и, скорее всего, во всей Центральной Азии. 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 [Зайков, 1991; Масленников и др., 2007].

В ходе работ на месторождениях Северо-Восточного Казахстана большое внимание уделялось поискам оруденелой фауны. Данные об ископаемых пригидротермальных биотах представляют исключительный интерес для изучения закономерностей эволюции жизни на Земле, т.к. экосистемы «черных курильщиков» представляют собой альтернативную модель энергетической основы живых систем. Проблематичные находки оруденелой фауны на алтайских колчеданных месторождениях (Риддер-Сокольное) давно привлекали внимание. Однако оказалось, что на Риддер-Сокольном месторождении, частичной метасоматической сульфидизации подвергались карбонаты фоновой фауны, не имеющей прямого отношения к высокотемпературным пригидротермальным биоценозам.

Обнаружение сульфидных труб является одной из необходимых предпосылок для находок оруденелой фауны, которая могла сохраниться в сульфидных постройках, не подвергнутых полному разрушению и метаморфизму. К таким объектам относятся сульфидные холмы Орловского и Николаевского медно-цинково-колчеданных месторождений и, в меньшей степени, колчеданно-полиметаллические месторождения третьего морфотипа, в брекчиях которых встречаются фрагменты труб «черных курильщиков» (например, Артемьевское месторождение).

В то же время остается проблема существования вблизи изученных «черных курильщиков» Рудного Алтая условий, благоприятных для появления (или нового заселения) и развития пригидротермальной фауны. Эта фауна, основанная на бактериальном хемосинтезе, может существовать при струйном поступлении гидротер-

мальных растворов, когда происходит оптимальное смешение сероводорода и кислорода. Т.е. обнаружение фрагментов сульфидных труб является необходимой предпосылкой для находок оруденелой пригидротермальной фауны. В то же время, основой для появления такой фауны является обилие восстановленных газов (сероводород, метан и др.).

В современных «черных курильщиках», формирующихся в срединно-океанических хребтах, обилие сероводорода обеспечивается подрудными базальтами. Значительные глубины (давления) и холодные воды благоприятны для концентрирования сероводорода в океанической воде, окружающей «черный курильщик». Высокий кислородный потенциал современного открытого океана обеспечивает окисление сероводорода и благоприятные условия для бактериального хемосинтеза. В связи с этим, значительная часть находок древней оруденелой пригидротермальной фауны связана с колчеданными месторождениями, залегающими среди палеоокеанических структур – офиолитов (Оман, Кипр, Калифорния и др.) [Масленников, 1999, 2006; Кузнецов, Масленников, 2000; Биология ..., 2002]. Этими же причинами обусловлены находки оруденелой пригидротермальной фауны на уральских колчеданных месторождениях, связанных с риолит-базальтовыми формациями, формировавшимися в морских бассейнах (Яман-Касы, Блява, Комсомольское, Сибай, Сафьяновское, Узельгинское, Молодежное, Талганское, Юбилейное и др.) [Зайков, 1991; Масленников, 1999; 2006].

Одним из индикаторов пересыщения растворов сероводородом по отношению к металлам служит колломорфный пирит, поскольку для его образования необходима избыточная сера. Аномальные содержания сероводорода и металлов одновременно – характерная черта высокотемпературных гидротермальных систем по сравнению с низкотемпературными. При падении температуры растворимость значительной части цветных металлов резко снижается, однако часть Fe^{2+} и избыточный сероводород остаются в растворе, что и позволяет осаждаться низкотемпературному колломорфному пириту и, одновременно, успешно развиваться пригидротермальной фауне. Этот же пирит участвует в модели придонной сульфидизации пригидротермальной фауны. Все известные гидротермальные сульфидные тафоценозы содержат обильный колломорфный пирит. Напротив, на тех месторождениях, где он не развит, оруденелая пригидротермальная фауна не встречается. На Рудном Алтае колломорфный пирит в значительных количествах присутствует лишь на Николаевском месторождении и является редкостью на других колчеданных объектах. Николаевское месторождение по существенному преобладанию пирита над минералами цветных металлов напоминает месторождения уральского типа.

Перспектива находок оруденелой фауны на слабометаморфизованном Николаевском месторождении, казалось бы, очевидна, поскольку имеются многочисленные находки труб «черных курильщиков» и обилие колломорфного пирита. Однако проведенные нами и предыдущими исследователями поиски оруденелой фауны пока не смогли однозначно решить эту проблему. Возможно, бедность или отсутствие пригидротермальной фауны связаны с особенностями условий формирования этого месторождения. В отличие от современных «курильщиков» и многих колчеданных месторождений Урала, рудовмещающие отложения этого месторождения формировались не в обширном открытом глубоководном бассейне, а в шельфовой части близости от суши, поскольку в околорудных черных сланцах встречаются многочисленные фрагменты растений, в том числе, крупные обломки деревьев. Другая особенность месторождения – это обилие углеродистых пелитолитов при ограниченном

развитии яшм, что свидетельствует о малых глубинах колчеданообразования в гипоксическом бассейне (1200±400 м по аналогии со средними глубинами кислородного минимума в современном океане). Предполагаемые глубины являются минимальными для формирования «черных курильщиков» [Halbach et al., 2003]. Относительно малые глубины и гипоксия были наименее благоприятными условиями для жизни большинства облигатных форм пригидротермальной фауны. Это, в первую очередь, должно касаться пригидротермальных вестиментифер, батиметрический интервал распространения которых в современном океане ограничен глубинами 1000–2700 м [Биология..., 2002]. На большинстве колчеданных месторождений, содержащих оруденелую фауну, преобладают яшмы – индикаторы глубоководных окислительных условий осадконакопления и диагенеза. Впрочем, в одном случае, а именно на Сафьяновском месторождении (Средний Урал), ассоциирующем с черными сланцами, были найдены оруденелые полихеты. Устойчивость некоторых видов пригидротермальной фауны к гипоксии – известное явление [Кузнецов, Масленников, 2000], поэтому черные сланцы Николаевского месторождения не следует пока рассматривать как исключительно отрицательный критерий прогнозирования. Очевидно, существуют и другие причины отсутствия оруденелой фауны, например, связанные с физико-химическими параметрами гидротерм.

В целом, «черные курильщики», обнаруженные на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая, судя по минеральному составу, сформировались из более окисленных флюидов при дефиците сероводорода по отношению к металлам по сравнению с современными «черными курильщиками» срединно-океанических хребтов. По минеральному составу они, скорее всего, напоминают «курильщики» задуговых и внутридуговых бассейнов Западно-Тихоокеанской островодужной системы, а также месторождения типа куроко (баймакского, малокавказского, понтийского, иберийского). Это, с одной стороны, существенно снижает перспективы поисков оруденелой пригидротермальной фауны (в частности, вестиментифер) на алтайских колчеданно-полиметаллических месторождениях, с другой – позволяет расширить и уточнить комплекс критериев прогнозирования открытий гидротермальных сульфидных тафоценозов в рудах колчеданных месторождений различных рудно-формационных типов.

Авторы благодарят руководство АО «Казцинк», Корпорации «Казахмыс» и Алтайского отдела Института геологических наук за содействие в проведении экспедиции. Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта совместных исследований СО и УрО РАН № 12-С-5-1010.

Литература

- Биология гидротермальных систем / Под ред. А. В. Гебрука. М.: КМК Press, 2002. 543 с.
- Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических структур. М.: Наука, 1991. 206 с.
- Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных падеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УРО РАН, 2006. 384 с.
- 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.

Кузнецов А. П., Масленников В. В. История гидротермальной фауны океана. М.: ВНИРО, 2000. 118 с.

Halbach P. E., Tunncliffe V., Hein J. R. Energy and mass transfer in marine hydrothermal systems // 89th Dahlem Workshop, Berlin, 2003. 365 p.

**В. А. Симонов¹, А. В. Котляров¹, А. Н. Кривоногов¹,
С. И. Ступаков¹, В. В. Масленников²**

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

² – *Институт минералогии УрО РАН,
Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Геолого-минералогические особенности палеогидротермальных построек колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, Восточная Тува

Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Восточная Тува) привлекает пристальное внимание исследователей в связи с тем, что по своим геологическим особенностям и по составу руд оно имеет сходные черты с сульфидными постройками гидротермальных полей на дне современных морских бассейнов [Симонов и др., 1999; Зайков, 2006]. Большой интерес представляет то, что рудовмещающие вулканогенно-осадочные комплексы, синхронные с рудообразованием, имеют нижнекембрийский возраст [Каныгин и др., 2007], т.е. месторождение Кызыл-Таштыг является уникальным хорошо сохранившимся объектом, позволяющим изучать древнейшие субмаринные вулканогенные гидротермальные системы.

Исследования колчеданных месторождений Урала позволили реконструировать палеогидротермальные постройки силурийского и девонского возраста [Зайков и др., 1995; Масленников, 1999; 2006; и др.]. Экспедиционные работы последних лет на колчеданно-полиметаллическом месторождении Кызыл-Таштыг дали возможность рассмотреть геолого-минералогические особенности палеогидротермальных построек более древнего (нижнекембрийского) возраста. Особый интерес представляют детальные исследования стенок горных выработок, вскрывших в 2011 г. часть главной рудной залежи.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кызыл-Таштыг приурочено к Кызыл-Таштыгской вулканотектонической депрессии. Рудовмещающие комплексы представлены вулканогенно-осадочными нижнекембрийскими отложениями туматтайгинской свиты [Кузубный и др., 2001], в состав которой входят базальты, андезит-базальты, дациты и риолиты, а также вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены алевролитами, песчаниками, силицитами, известняками. Палеогидротермальное поле с промышленными колчеданно-полиметаллическими рудами находится в низах разреза верхней толщи туматтайгинской свиты и приурочено к структурам кембрийского Каахемского рифта [Зайков, 2006].

В строении Кызыл-Таштыгского месторождения выделяются нижние корневые зоны, представленные прожилково-вкрапленными кварц-халькопирит-пиритовыми и

пиритовыми рудами; центральная часть, сложенная массивными и брекчиевидными халькопирит-сфалеритовыми и пирит-галенит-сфалеритовыми разновидностями; и верхние, а также фланговые части, выполненные барит-полиметаллическими рудами.

Исследования вновь вскрытого в 2011 г. разреза части главной рудной залежи Кызыл-Таштыгского месторождения показали, что основной объем занимает фактически рудная брекчия серого цвета, на фоне которой явно выделяется столбообразная структура диаметром около 2 м желтовато-золотистого оттенка (рис.). Рудная брекчия сложена обломками (от первых сантиметров до 0.5 м) пирит-халькопиритовых руд, сцементированных темно-серой микрозернистой массой, состоящей, в основном, из сфалерита. Обломки сульфидных руд имеют микрослоистую внутреннюю структуру. Наряду с рудными минералами в брекчии присутствуют мелкие жилки кварца и мусковита, а также сидерит.

Анализ составов минералов на сканирующем микроскопе показал, что пирит по содержанию железа и серы соответствует пириту главной рудной залежи Кызыл-Таштыгского месторождения и существенно отличается от пирита из центральных зон трубообразных тел. Пирит из мелкозернистого, в основном, сфалеритового агрегата обладает широкими вариациями содержаний Fe и S, а также повышенными значениями Zn и Co, что является его отличительной чертой. Сфалерит из этой массы тоже отличается от минералов из других руд (обломки в брекчии и зональные тела), обладая пониженными содержаниями цинка, относительно повышенными значениями Cd и постоянным присутствием Cu. Халькопирит отмечается в виде мелких зерен в сфалеритовом агрегате.

На фоне серой основной массы рудной брекчии хорошо видна более прочная структура, состоящая из сросшихся трубообразных образований. По морфологии это цилиндрические тела диаметром от 10–12 см до 25–30 см и длиной более 1 м. На срезе в обнажении они имеют правильную округлую либо уплощенную эллипсоидную

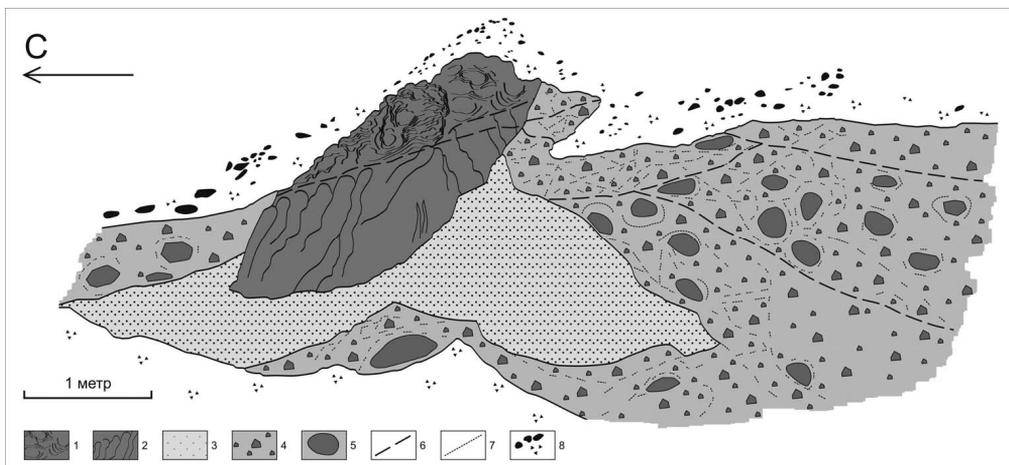


Рис. Схема строения участка рудной залежи Кызыл-Таштыгского месторождения, вскрытого горной выработкой в 2011 г.

1, 2 – подводющие трубообразные каналы; 3 – мелкообломочная (преимущественно сфалеритовая) рудная брекчия; 4 – крупнообломочная рудная брекчия; 5 – наиболее крупные обломки пирит-халькопирит-сфалеритовых руд; 6 – разломы; 7 – границы отдельных блоков; 8 – рудная осыпь.

форму, которая подчеркивается внешней каемкой до 1–2 см, выполненной микрозернистым материалом (преимущественно сфалерит), более устойчивым к выветриванию и потому сохранившим эти постройки. Внутренние части трубообразных тел сложены, в основном, пиритом. Реже встречаются сфалерит и халькопирит. Нередко внешние зоны имеют более сложный состав, где наряду с пиритом отмечается сфалерит, халькопирит и галенит, что свидетельствует, вероятно, об изменении во времени состава рудообразующих растворов.

В разрезе было детально изучено концентрически зональное трубообразное тело с хорошо выраженной тонкой слоистостью и выполненное пиритом и реже сфалеритом. Отчетливо видны многочисленные тонкие зоны, сменяющиеся к центру более массивными сульфидами. При обработке собранного каменного материала был проведен микронзондовый анализ сульфидов от центра к краю этого трубообразного тела. По характеру распределения основных химических компонентов в пирите отчетливо выделяются, как минимум, семь зон и каждой присущи свои особенности, резко сменяющиеся при переходе к другим зонам. В частности, для зоны 2 отмечается рост компонентов, в то время как в случае зоны 4 можно видеть их падение от центра к краю. Такие же зоны выделяются и по распределению более редких в пирите элементов. При этом в зонах 4, 6, 7 наблюдается одновременно уменьшение значений Co и накопление Ni от центра к краю трубообразного тела. Похожие взаимоотношения с падением Au и ростом Cu устанавливаются для зон 2 и 5 [Симонов, Кривоногов, 2010].

Анализ микрозернистых (сфалерит + пирит) внешних каемок трубообразных тел на сканирующем микроскопе показал, что пирит существенно обогащен железом и серой по сравнению с пиритом из внутренних зон. По этим показателям они соответствуют пириту из вмещающих рудных брекчий и главного рудного тела Кызыл-Таштыгского месторождения. Сфалерит по своему составу соответствует сфалериту из рудных брекчий.

Проведенные исследования показали, что в структурах главной рудной залежи Кызыл-Таштыгского месторождения можно выделить палеогидротермальные постройки, состоящие из трубообразных каналов и брекчий сульфидных руд. По этим каналам поступали высокотемпературные рудообразующие растворы, из которых кристаллизовались медно-цинковые руды. Разрушение сульфидных руд привело к формированию брекчий. При охлаждении растворов подводящие каналы зарастали пиритом. Наличие четко различающихся зон в заросших каналах свидетельствует о неравномерной эволюции гидротермальной системы с достаточно резкими сменами физико-химических параметров на общем фоне снижения температурных характеристик.

Авторы выражают свою благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТИКОПР СО РАН за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта совместных исследований СО-УрО РАН.

Литература

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 1991. 206 с.

Зайков В. В., Шадлун Т. Н., Масленников В. В., Бортников Н. С. Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) – руины древнего «черного курильщика» на дне Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. С. 511–529.

Каныгин А. В., Токарев Д. А., Терлеев А. А., Симонов В. А. Новые находки кембрийской биоты на Кызыл-Таштыгском рудном поле (Тува) // Металлогения древних и современных

океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т.2. С. 101–107.

Кузубный В. С., Макаров В. А., Калеев Е. А. и др. Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск. 2011. 292 с.

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

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

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Симонов В. А., Кривоногов А. Н. Новые данные о составе пиритов колчеданно-полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг // Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН. 2010. С. 143–146.

***А. А. Терлеев¹, В. А. Симонов², А. В. Каныгин¹, А. В. Котляров²,
Д. А. Токарев¹***

¹ – *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск
TerleevAA@ipgg.nsc.ru*

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

Пригидротермальная биота в железисто-кремнистых отложениях Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува)

Открытие гидротермально-биогенных систем «черных курильщиков» в современном Мировом океане вызвало большой интерес к поиску их аналогов в древних структурах. Исследования на колчеданных месторождениях, формирование которых связывается с действием палеогидротермальных систем на дне древних бассейнов, позволили реконструировать сульфидные холмы с трубами «черных курильщиков». Среди этих структур были найдены оруденелые фаунистические остатки, свидетельствующие о существовании древних пригидротермальных оазисов. Постепенно накапливаются данные об ископаемых сообществах пригидротермального типа палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов [Зайков и др., 1995; Масленников, 1999; Кузнецов, Масленников, 2000; Симонов и др., 1999; Naumon et al., 1984; Oudin, Constantinou, 1984]. Яркими представителями палеогидротермальных тафоценозов являются колчеданные месторождения силурийского и девонского возраста на Урале [Зайков и др., 1995; Масленников, 2006]. В то же время, вопросы существования и развития биоты в тесной ассоциации с более древними вулканогенно-гидротермальными системами остаются открытыми. В этом отношении большой интерес представляют исследования Кызыл-Таштыгского палеогидротермального поля в Восточной Туве, сформировавшегося в вулканогенно-осадочных толщах кембрийского возраста.

Разрез Кызыл-Таштыгского рудного поля включает вулканогенные комплексы базальтов и риолитов, выше которых залегают терригенно-карбонатные отложения

[Зайков, 2006]. Рудовмещающая туматтайгинская свита состоит из двух толщ. Нижняя толща имеет мощность 1200–1500 м и сложена лавами базальтов с горизонтами и пачками вулканокластических брекчий. Состав толщи выдержан по площади, отмечается лишь появление горизонтов пирокластических пород и известняков в восточной части. Верхняя толща мощностью 1500–2000 м имеет сложный состав и неоднородна по латерали. Набор пород включает базальты, андезибазальты, дациты и риолиты, вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены углеродистыми алевролитами, песчаниками, силицитами, известняками.

В результате детальных исследований коллекций пород, собранных авторами во время экспедиционных работ на колчеданно-полиметаллическом месторождении Кызыл-Таштыг, установлены различные типы биот, существовавшие в непосредственной близости от нижнекембрийских гидротермальных источников, формировавших сульфидные тела [Каныгин и др., 2007]. В данном сообщении приводятся описания микроорганизмов, найденных в железисто-кремнистых отложениях верхней рудовмещающей толщи туматтайгинской свиты. Железисто-кремнистые отложения представляют собой красные, красно-бурые, красно-коричневые породы гематит-кварцевого состава однородной, брекчиевидной и пятнистой текстур. Формирование железисто-кремнистых построек связано с гидротермальной деятельностью на дне палеобассейна, причем при росте этих гидротермальных сооружений и их разрушении окружающие донные илы не были литифицированы [Зайков, 2006].

Исследования строения и состава микрофоссилий изучены с помощью оптического микроскопа и электронного сканирующего микроскопа LEO 1430 VP в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

В железисто-кремнистых породах туматтайгинской свиты нижнего кембрия Кызыл-Таштыгского рудного поля Восточной Тувы определены моноциаты, колонии цианобактерий и спиккулы губок.

Моноциаты представляют собой конические кубки размером до 500 мкм в продольном сечении, в поперечном сечении они имеют округлую, овальную формы диаметром до 400 мкм (рис.). Иногда в поперечном сечении наблюдаются округлые поры. Морфология и размеры изученных фоссилий позволяют отнести их к моноциатам. Кольца выполнены кварцем, содержащим очень мелкие (около 1 мкм) флюидные включения, свидетельствующие о гидротермальном происхождении минералов, слагающих рассмотренные микрофоссилии. Стенки моноциат состоят из микрокристалликов гематита, сцементированных микрозернистым кварцем со значительными (до 5.2 мас. %) примесями железа. В центральной части часто наблюдаются непрозрачные зерна (до 10 мкм) сложного состава с преобладанием SiO_2 (до 59.9 мас. %), Cr_2O_3 (до 35.6 мас. %) и присутствием серы.

Цианобактерии представлены тремя родами: *Renalcis* sp, *Botomaella* sp, *Obruchevella* sp.

Колонии цианобактерий рода *Renalcis* sp состоят из облаковидных структур (до 150 мкм), располагающихся в кварц-карбонатном (кальцит) цементе. Темно-красные в проходящем свете стенки сложены в основном микрозернистым кварцем со значительным содержанием Fe (до 10.7 мас. %). Присутствует сидерит. Внутренняя часть выполнена кварцем и кальцитом.

Цианобактерии рода *Botomaella* sp образуют ветвящиеся формы. Темные переплетающиеся коричнево-бурые нити толщиной до 20 мкм, сложенные гематитом, иногда с присутствием SiO_2 до 18.2 мас. % и микрозернистым кварцем со значительными содержаниями Fe (до 17.5 мас. %), располагаются в кварцевом базисе.

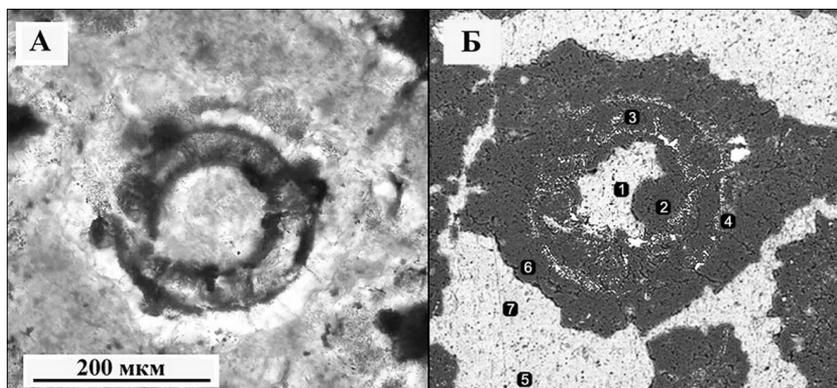


Рис. Монокристаллы (поперечное сечение) в железисто-кремнистых породах Кызыл-Таштыгского месторождения.

А – проходящий свет. Б – вид в сканирующем микроскопе.

Цифрами отмечены точки количественных анализов на сканирующем микроскопе: 1, 5, 7 – кальцит; 2, 3 – кварц; 4 – микрозернистый агрегат кварца с примесью (до 12,4 мас. %) железа.

Спикулы губок отряда *Hexactinellida* располагаются в мелкозернистой метасадочной серовато-зеленой породе с элементами слоистости, сложенной зернами хлорита и кварца. Спикулы выполнены кварцем, содержащим флюидные включения.

Таким образом, проведенные исследования показали значительное разнообразие кембрийской биоты, которая, судя по наличию флюидных включений, находясь в непосредственной ассоциации с рудообразующими системами Кызыл-Таштыгского колчеданного месторождения, подвергалась активному воздействию и преобразованию с помощью гидротермальных растворов.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ООО «Лунсин» и ТИКОПР СО РАН за помощь при проведении экспедиционных исследований. Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 10-05-00953) и интеграционного проекта совместных исследований СО-УрО РАН.

Литература

Зайков В. В. Строение и рудные фации медно-цинково-колчеданного месторождения Таш-Тау (Баймакский рудный район, Урал) // Уральский минералогический сборник № 5. Миасс: УрО РАН, 1995. С. 197–216.

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

Каныгин А. В., Токарев Д. А., Терлеев А. А., Симонов В. А. Новые находки кембрийской биоты на Кызыл-Таштыгском рудном поле (Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. II. С. 101–107.

Кузнецов А. П., Масленников В. В. История гидротермальной фауны океана. М.: ВНИРО, 2000. 118 с.

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

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

Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.

Haymon R. M., Koski R. A., Sinclair C. Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulphide ores of the Samail ophiolite, Oman // Science. 1984. Vol. 223. P. 1407–1409.

Oudin E., Constantinou G. Black smokers chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature. 1984. Vol. 308. P. 349–353.

**С. Б. Заякина, Ф. П. Леснов, Г. Н. Аношин, А. Я. Шевко,
М. П. Гора, С. Г. Новоселова**
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
zayak@igm.nsc.ru

Эксперименты по сорбированию благородных металлов из гидротерм вблизи вулканов Курильских островов

Согласно имеющимся данным в растворах из гидротермальных источников вблизи действующих вулканов Камчатки и Курильских островов обнаружены элементы платиновой группы (ЭПГ), Au и Re. В частности, в растворах из грязевых «котлов» вулкана Мутновский были определены содержания (мкг/л = мг/т): Pd (0.2–2.2), Pt (0.04–1.8), Au (0.11–0.53), Re (<0.1), а в поровых водах термальных площадок: Pd (12–34), Pt (39–100), Au (<0.1), Re (<0.1–62) [Бортникова и др., 2009]. В ряде работ обсуждалась проблема использования этих возобновляемых источников благородных металлов (БМ) в практических целях [Разин, 1996а; 1996б; 1998]. Вблизи вулкана на острове Итуруп было обнаружено уникальное гидротермальное месторождение рения [Леснов, Аношин, 2011]. БМ были также обнаружены в водах р. Амур (мг/т): Os (0.25), Ir (0.005), Ru (0.013), Rh (0.001), Pt (0.002), Pd (0.0009), Au (0.05), Ag (0.001) [Радомский, Радомская, 2011]. Кроме того, БМ, в том числе Au, присутствующие в слабоминерализованных растворах различного происхождения, способны накапливаться в различных сорбентах, в том числе в углях. Эти данные свидетельствуют об актуальности постановки исследований с целью разработки эффективных способов извлечения БМ из растворов гидротермальных и других источников. Некоторые подходы к решению этой проблемы рассмотрены на примере результатов экспериментов, выполненных нами на ряде гидротермальных источников в районе действующих вулканов Курильских островов, чему посвящена данная работа.

Эксперимент был проведен летом 2011 г. на трех гидротермальных источниках, функционирующих вблизи действующих вулканов Курильских островов. В ходе эксперимента выполнено опробование гидротермальных растворов из этих источников посредством сорбирования БМ на трех сорбентах: березовом угле, цеолите (клиноптилолите) из Холинского месторождения (Республика Бурятия) и синтетическом сорбенте НУМС-1 (наноструктурированный углеродный модифицированный сорбент, разработанный в ИНХ СО РАН (Новосибирск) [Митькин и др., 2001]). Навески каждого сорбента (~50 г, фракция 2–5 мм) закладывались в проточные накопители, изготовленные из пластиковых бутылок объемом 0.5 л, придонная часть которых

была перфорирована многочисленными отверстиями диаметром ~1 мм. Комплекты накопителей с тремя разными сорбентами помещались на время от нескольких часов до нескольких суток в гидротермальные источники, расположенные в трех различных пунктах, для инфильтрации вытекающих из них растворов.

Первый пункт отбора проб располагался на о. Кунашир, в кальдере вулкана Головнина у оз. Кипящего (источник «Чертова сковородка», 43°51.853' с.ш., 145°30.083' в.д.) (рис.). Температура воды в этом источнике составляла +86 °С. Здесь были установлены три проточных накопителя: сорбент НУМС-1 (проба кп1/1), цеолит (проба кп1/2) и березовый уголь (кп1/3). Инфильтрация гидротермального раствора через накопители происходила 75 часов. Второй пункт отбора также находился в кальдере вулкана Головнина у оз. Кипящего на безымянном источнике (43°51.935' с.ш., 145°29.952' в.д.). Здесь также были установлены три проточных накопителя: синтетический сорбент НУМС-1 (проба кп2/1, длительность инфильтрации – 3 ч. 08 мин.), березовый уголь (проба кп2/2, время инфильтрации – 3 ч. 25 м.) и цеолит, фракция ~5 мм (проба кп2/3, время инфильтрации – 69 ч. 55 мин.). Третий пункт отбора находился на о. Парамушир в верховьях р. Юрьева (50°42.256' с.ш., 155°59.382' в.д.). Здесь была отобрана проба кп3/3 в двух накопителях, наполненных березовым углем. Время инфильтрации раствора составило 14 ч.

Помимо проб сорбентов в проточных накопителях из каждого гидротермального источника были отобраны пробы вытекающих из них растворов, которые были проанализированы с применением метода ICP-MS. Согласно результатам этих анализов во всех этих пробах растворов содержания ЭПГ и Re не превышало нижние пределы их обнаружения данным методом (мкг/л = мг/т): Os < 0.01; Ir < 0.01; Ru < 0.1; Rh < 0.1; Pt < 1.0; Pd < 0.1; Re < 0.01. Пробы сорбентов из проточных накопителей, а также холостые пробы сорбентов были высушены при комнатной температуре, истерты в пудру и затем проанализированы количественным атомно-эмиссионным спектральным анализом методом просыпки на автоматической установке «Поток» [Аношин, Заякина, 2011]. В результате для всех определяемых БМ и Re были получены количественные оценки их содержаний в пробах этих сорбентов из проточных



Рис. Общий вид гидротермального источника «Чертова сковородка» на озере Кипящем (кальдера Головнина, о. Кунашир).

Т а б л и ц а

**Содержание благородных металлов и Re в пробах сорбентов,
подвергшихся инфильтрации гидротермальными растворами, г/т**

Элементы	Синтетический сорбент	Березовый уголь	Цеолит
Пункт отбора проб 1			
	Проба кп1/1	Проба кп /3	Проба кп /2
Au	0.16±0.03	0.73±0.05	0.82±0.05
Ag	0.020±0.002	0.26±0.03	0.32±0.01
Pt	1.05±0.05	2.0±0.1	2.5±0.1
Pd	0.011±0.001	0.005±0.001	0.005±0.001
Ir	0.010±0.001	0.013±0.001	0.005±0.001
Rh	0.34±0.05	0.28±0.03	0.05±0.01
Ru	0.020±0.005	0.35±0.01	0.040±0.005
Сумма БМ	1.61±0.15	3.67±0.18	3.73±0.15
Re	13.6±1.3	8.6±0.8	1.6±0.2
Пункт отбора проб 2			
	Проба кп 2/ 1	Проба кп2/2	Проба кп2/3
Au	0.2±0.02	0.19±0.02	0.91±0.09
Ag	0.030±0.003	0.15±0.02	0.14±0.01
Pt	1.2±0.1	2.0±0.2	2.8±0.3
Pd	0.020±0.005	0.009±0.001	0.006±0.001
Ir	0.008±0.001	0.005±0.001	0.005±0.001
Rh	0.31±0.05	0.26±0.03	0.07±0.01
Ru	0.030±0.003	0.07±0.01	0.050±0.005
Сумма БМ	1.8±0.18	2.73±0.25	3.98±0.5
Re	8±1	7.2±0.7	6.0±0.6
Пункт отбора проб 3			
		Проба кп3/3	
Au		0.09±0.01	
Ag		0.09±0.01	
Pt		0.68±0.03	
Pd		0.004±0.001	
Ir.		0.017±0.003	
Rh		0.23±0.05	
Ru		0.25±0.05	
Сумма БМ		1.36±0.15	
Re		5.4±0.1	
Холостые пробы			
Au	0.040±0.005	0.048±0.004	0.075±0.005
Ag	0.010±0.001	0.050±0.005	0.050±0.005
Pt	0.0334±0.0003	0.051±0.005	0.046±0.005
Pd	0.0033±0.0003	0.0044±0.0004	0.0033±0.0003
Ir.	0.004±0.001	0.0020±0.0002	0.0030±0.0003
Rh	0.040±0.004	0.030±0.003	0.05±0.01
Ru	0.010±0.002	0.030±0.003	0.030±0.003
Re	0.030±0.003	0.8±0.1	1.5±0.2

Пр и м е ч а н и е . Результаты приведены с границами доверительного интервала для P = 0.95.

накопителей, которые подверглись различной по продолжительности инфильтрации растворами, а также в холостых пробах этих сорбентов (табл.). Наиболее высокие суммарные концентрации БМ установлены в пробах цеолита (кп1/2) и березового угля (кп1/3), отобранных из источника в пункте 1, при этом в обеих пробах преобладающими являются Pt, Au и Ag. В пробе синтетического сорбента из этого же пункта (кп1/1) содержание Pt было в два раза ниже, чем в пробах двух остальных сорбентов, в то время как концентрации Ru и Re в нем, наоборот, оказались более высокими. Из раствора, вытекающего из гидротермального источника в пункте 1, при одинаковом времени инфильтрации Au более интенсивно накапливалось в цеолите и березовом угле по сравнению с синтетическим сорбентом.

Из раствора, вытекающего из гидротермального источника в пункте 2, Au также более интенсивно накапливалось в цеолите и менее интенсивно – в березовом угле и синтетическом сорбенте. Наиболее низкая концентрация Au определена в пробе березового угля из накопителя, который был установлен в гидротермальном источнике пункта 3. В холостых пробах сорбентов концентрации всех БМ и Re оказались существенно ниже, чем в пробах, подвергшихся инфильтрации растворами, при этом концентрация Au возрастает в ряду от пробы синтетического сорбента к пробам березового угля и цеолита. Концентрации БМ и Re в холостых пробах находятся на уровне пределов обнаружения атомно-эмиссионного спектрального метода.

Таким образом, при выполнении эксперимента установлено:

1) в растворах из гидротермальных источников, расположенных вблизи вулканов на о-вах Кунашир и Парамушир, БМ и Re присутствуют в различных концентрациях;

2) в пробах цеолита и березового угля из источника «Чертова сковородка» на о. Кунашир определены более высокие концентрации этих элементов по сравнению с пробой синтетического сорбента;

3) целесообразно проведение более детального изучения закономерностей распределения БМ и Re в растворах из гидротермальных источников вблизи действующих вулканов Курильских о-вов и Камчатки, с использованием различных сорбентов в целях поисков источников наиболее насыщенных этими элементами растворов и разработки эффективных способов их извлечения.

Авторы выражают благодарность д.х.н. Л. М. Левченко за предоставленный синтетический сорбент НУМС-1.

Литература

Аношин Г. Н., Заякина С. Б. Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ в геологии и геохимии. Новосибирск: НГУ, 2011. 200 с.

Бортникова С. Б., Гавриленко Г. М., Бессонова Е. П., Лапухов А. С. Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 1–18.

Леснов Ф. П., Аношин Г. Н. Соотношение содержания рения и элементов платиновой группы в породах, рудах и минералах мафит-ультрамафитовых ассоциаций // Доклады АН. 2011. Т. 417. № 2. С. 228–214.

Митькин В. Н., Левченко Л. М., Мухин В. В. и др. Способ получения углеродсодержащего сорбента для извлечения ртути. Патент № 2172644. Заявка № 99101972/12 от 02.02.99. Опубликовано 27.08.2001.

Радомский С. М., Радомская В. И. Биоминеральные взаимодействия благородных металлов // Минералогические перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 135.

Разин Л. В. Новый комплексный минерально-сырьевой источник благородных металлов, генетически связанный с современным вулканизмом // 2-й Международный симпозиум «Проблемы комплексного использования руд». СПб, 1996а. С. 47.

Разин Л. В. Нетрадиционный перспективный минерально-сырьевой источник платиновых металлов и золота – производные современного вулканизма Курило-Камчатского пояса // IV Международный форум-симпозиум «Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ». СПб, 1996б. С. 16.

Разин Л. В. Единственный возобновляемый природный источник платиновых металлов и золота в продуктах современного вулканизма Курило-Камчатской гряды // VI Международный горно-геологический форум «Природные ресурсы стран СНГ». СПб, 1998. С. 29–30.

Л. А. Панова

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
lubov_morkov_24@mail.ru*

**Минералы геотермальных отложений Дачных источников вулкана
Мутновский, Камчатка**
(научный руководитель Е. Н. Перова)

Работа посвящена изучению минералов пород геотермальных отложений, связанных с вулканической деятельностью вулкана Мутновский на Камчатке. Эта тема является малоисследованной, т.к. ранее изучались неизменные породы, слагающие вулкан Мутновский, а при изучении геотермальных полей объектами исследований были термальные воды и вулканические эксгаляции. Целью работы является изучение состава минералов глин, слагающих Дачные гидротермальные источники. Задачи исследований включали диагностику слоистых минералов, выявление аксессуарных минералов, анализ химического состава пород и расчет привноса-выноса химических элементов в вулканических породах в ходе геотермальных преобразований.

Вулкан Мутновский относится к Мутновско-Гореловской группе вулканов, которая расположена в 75–80 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского. Мутновский вулкан является действующим и представлен четырьмя слившимися конусами, вершины которых в различной степени разрушены вулканической деятельностью разного характера [Селянгин, 2009]. Естественными спутниками вулканической деятельности являются грязевые вулканы и горячие источники, в т.ч. гейзеры. В районе действующих вулканов вода вместе с газами, проходя сквозь разжиженную глинистую массу, образует грязевые вулканы. К Мутновскому вулкану относятся Дачные термальные источники, которые иногда называют Малой Долиной гейзеров, расположенные в 9 км севернее вулкана и представляющие собой газопаровые струи. Они частично залиты холодными грунтовыми водами, и здесь, наряду с парогазовыми струями и кипящими котлами, появляются горячие ключи, теплые озера и термальные болота [Кирюхин, 2010].

Отбор проб из Дачных термальных источников производился проф. А. И. Бруницыным в 2009 г. и основывался на различии цветности пород. Было отобрано 6 проб глинистого материала различного внешнего облика, цвета и мягкости. Некоторые пробы содержат твердые включения (аксессуарные минералы), видимые невооруженным глазом. Один из образцов по краям оторочен серой. В камеральных усло-

виях образцы изучались с помощью микронзондового анализа (лаборатория ВСЕГЕИ), рентгенофазового анализа (лаборатория СПбГУ) и рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (лаборатория кафедры ГМПИ СПбГУ).

С помощью рентгенофазового анализа было диагностировано, что каждый из образцов содержит каолинит с подчиненным количеством примесей различных минералов. Все минералы группы каолинита, за исключением галлуазита, характеризуются пластинчатой морфологией частиц и толщиной слоев в интервале 7.15–7.20 Å [Минералы, 1992]. Для увеличения интенсивности базальных отражений были приготовлены ориентированные препараты. В результате изучения минералов рентгенофазовым анализом в двух пробах был установлен чистый каолинит без примесей, два образца содержали каолинит с примесью смешаннослойных минералов, в одной пробе диагностирован каолинит с примесью монтмориллонита (сметкита) и один образец выявил наличие минералов группы серпентина.

Для подтверждения чистоты каолинита, пробы прокаливались при температуре 550 °С, поскольку при этой температуре каолинит теряет воду, а образующаяся твердая фаза обнаруживает очень слабую окристаллизованность на рентгенограммах [Минералы, 1992].

Идентификация смектитов основывается на использовании базальных межплоскостных расстояний. Основным базальным рефлексом для минералов группы смектитов является отражение в районе 14 Å. При насыщении пробы этиленгликолем происходит смещение базального рефлекса $d = 7.16$ в сторону больших углов (рис. 1). На примере одного из образцов рассмотрим присутствие в пробе смешаннослойных минералов. Рентгенограмма ориентированного образца показала типичные рефлексы для группы каолинита ($d = 7.31; 3.59...$). Также на дифрактограмме присутствуют рефлексы, принадлежащие смешаннослойным минералам (монтмориллонит) ($d = 4.99$)

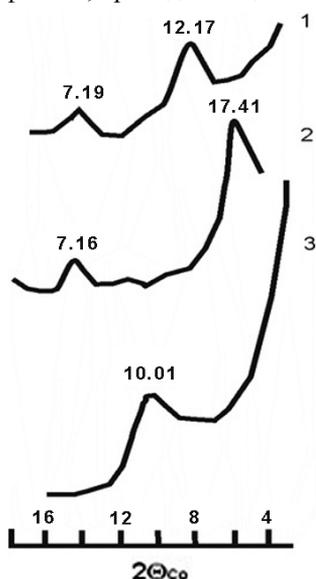


Рис. 1. Дифрактограмма образца 2: препарат ориентированный (1), насыщенный этиленгликолем (2), прокаленный (3).

[Рентгеновские..., 1965]. При прокаливании исчез пик 7.31, что подтверждает наличие каолинита в образце. Насыщение этиленгликолем дает дифрактограмму со смещением в сторону меньших углов пика $d = 4.99$, что также подтверждает наличие в пробе смешаннослойных минералов.

В ходе петрографо-минералогических исследований образцов под биноклем были выявлены и диагностированы акцессорные минералы группы полевых шпатов, группы пироксенов, а также самородная сера. Диагностика минералов подтверждалась рентгенофазовым анализом и микронзондовым анализом.

Полевые шпаты представлены изометричными зернами серого и красного цвета; блеск в них не наблюдался в связи с наличием пылеватых частиц слоистых минералов. По данным микронзондового анализа, минерал представлен кали-натровым полевым шпатом – $(K_{0.43}Na_{0.34}Fe_{0.03}Ca_{0.01})_{0.81}(Al_{0.78}Si_{3.19})_{3.97}O_8$. *Пироксены* представлены таблитчатыми зернами зеленого и черного цвета с хорошо выраженной спайностью и стекляннным блеском. Зеленые зерна прозрачные, зерна черного

Таблица

Химический состав исследованных проб и исходного базальта, %

Элемент	№ образца			Базальт [Селянгин, 2009]
	2	4	5	
SiO ₂	47.2	41.5	50.9	51.56
Al ₂ O ₃	27.2	22.2	18.4	22.55
Fe ₂ O ₃	12.0	11.6	7.41	3.27
TiO ₂	1.89	1.57	1.61	1.04
MgO	0.703	0.754	0.777	3.18
P ₂ O ₅	0.138	0.246	0.201	0.15
CaO	0.137	1.42	1.53	8.56
K ₂ O	0.123	1.12	1.01	0.59
MnO	0.053	0.063	0.073	0.21
Na ₂ O	0.032	0.870	0.747	2.82

цвета свет не пропускают. Минерал из группы пироксенов является ферросиллитом ($\text{Fe}_{0.91}\text{Mg}_{0.82}\text{Mn}_{0.07}\text{Ca}_{0.06}$)_{1.86}Si_{1.85}O₆. Самородная сера представлена хорошо ограниченными небольшими кристаллами желтого цвета со стекляннным блеском.

Для сравнения химического состава проб с таковым из неизменных базальтов вулкана Мутновский, состав некоторых образцов был изучен с помощью метода рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (табл.). При сравнении данных видно, что при геотермальных изменениях значительно выросло содержание Fe₂O₃, резко уменьшились содержания MgO, CaO и Na₂O.

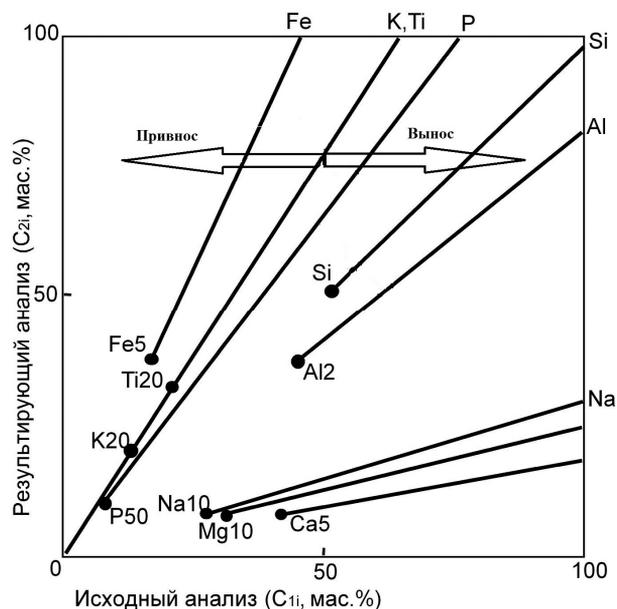


Рис. 2. График расчета привноса-выноса вещества.

Для определения подвижных и инертных элементов, был произведен расчет привноса-выноса вещества методом равных отношений (кратностей) для расчета баланса веществ при геохимических процессах [Петров, 1985]. Расчет основан на химическом составе первичной породы (базальт) и измененных пород (исследованные образцы). В качестве примера приведен график расчета привноса-выноса для одного из исследуемых образцов (рис. 2). Из рисунка видно, что Са и Mg всегда выносятся из системы, Fe всегда привносится, Р и Ti являются инертными элементами, тогда как Al и Si в одних случаях привносились, в других – выносились из системы. Такое изменение содержания элементов можно интерпретировать как отражение интенсивного выноса/привноса других элементов в породе, на фоне которых содержание Al и Si в системе уменьшается или увеличивается соответственно.

Автор благодарит преподавателей и сотрудников геологического факультета СПбГУ Е. Н. Перову, А. И. Брусницину, Н. В. Платонову, М. Г. Крыжановскую, А. П. Бороздина, С. Ю. Янсон, а также С. А. Лисовую и В. Ф. Сапегу за помощь в ходе исследований.

Литература

- Кирюхин А. В., Кирюхин В. А., Манухин Ю. Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб, 2010. 380 с.
- Минералы. Справочник. Т. IV. Вып. 1. Слоистые силикаты. М.: Наука, 1992. 559 с.
- Минералы. Справочник. Т. IV. Вып. 2. Слоистые силикаты. М.: Наука, 1992. 663 с.
- Петров Т. Г. Графический вариант метода равных кратностей для расчета баланса масс при геохимических процессах // Записки ВМО. 1985. Ч. 114. № 4. С. 489–496.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965. 592 с.
- Селянгин О. Б. К вулканам Мутновский и Горелый: вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский, 2009. 108 с.