



Российская Академия Наук

Институт минералогии Уральского отделения РАН

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

**В.В. МАСЛЕННИКОВ
С.П. МАСЛЕННИКОВА
А.Ю. ЛЕИН**

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ
ЧЕРНЫХ КУРИЛЬЩИКОВ
(сравнительный анализ)**

Москва
2019

УДК 550.844
ББК 33.2
МЗ1

Издание поддержано
Президиумом РАН

Ответственный редактор:
д.г.-м.н., академик А.П. ЛИСИЦЫН

Рецензенты:
д.г.-м.н. В.В. МУРЗИН
к.г.-м.н. Н.Р. АЮПОВА

Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. / Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщиков. М: РАН, 2019. 832 с.

ISBN 978-5-907036-17-8

В книге обобщены материалы по минералогии и геохимии сульфидных труб современных (Тихий и Атлантический океаны) и древних (Урал, Рудный Алтай, Понтиды, Хокуроко) черных, белых, серых и бесцветных курильщиков, сформированных в различных геотектонических обстановках – океанических рифтах, горячих точках, энсиматических и энсиалических внутридуговых и задуговых бассейнах. Палеокурильщики, так же как и их современные аналоги, обнаружены в рудах сульфидных построек, залегающих на ультрамафитовых, базальтовых, риолит-базальтовых, а также риолитовых основаниях в ассоциации как с яшмами, так и с углеродистыми алевропелитами. Единство моделей формирования древних и современных курильщиков обеспечивается сходством процессов взаимодействия высокотемпературных гидротермальных флюидов с морской водой. Разнообразие связано с зависимостью состава курильщиков от состава рудовмещающих формаций и зрелости рудогенерирующих гидротермальных систем, а также от локальных вариаций физико-химических параметров среды минералообразования. Установлена закономерная смена минеральных парагенезисов курильщиков от теллуридно-арсенидных к золото-галенит-сульфосольным в пределах рудно-формационного ряда колчеданных месторождений. В этом же ряду в сульфидных трубах уменьшаются концентрации Fe, Co, Ni, Sn, Se и Te при возрастании роли As, Sb, Tl, Pb, Bi, Ba, Cd, Ag и Au. Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией выявлены признаки гидротермально-осадочной и гидротермально-метасоматической дифференциации химических элементов при формировании зональности труб. Несмотря на двойственность поведения отдельных химических элементов, выделены их высокотемпературные, среднетемпературные, низкотемпературные и водородные ассоциации, определяющие геохимическую зональность и причины геохимического разнообразия курильщиков.

Фото на обложке из архива Института Океанологии РАН, г. Москва

ISBN 978-5-907036-17-8

© Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю.

ВВЕДЕНИЕ

Колчеданные залежи в океане были обнаружены впервые в 1978 г. на Галапагосском хребте [Corliss et al., 1979]. В этом же году были обнаружены глубоководные гидротермальные поля с сульфидными постройками на 21° с.ш. в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского Поднятия (ВТП) [Francheteau et al., 1979; Spiess et al., 1980]. ВТП является частью глобальной системы Срединно-Океанических хребтов (СОХ) со скоростью спрединга 6–18 см·г⁻¹. Позднее были открыты гидротермальные поля Снейк Пит и ТАГ на медленно спрединговом (менее 3-х см·г⁻¹) Срединно-Атлантическом хребте (САХ) [Kong et al., 1985; Elderfield et al., 1985; Rona et al., 1985].

В 1986 г. изучение гидротермальных рифтовых зон и полей было начато сотрудниками ИО РАН под руководством академика РАН А.П. Лисицына. Эти исследования сначала проводились с использованием двух подводных аппаратов (ПОА) «Пайсис IX и XI» с возможностью погружения до 2000 м, а затем с использованием двух глубоководных (до 6000 м) обитаемых аппаратов (ГОА) «Мир-1» и «Мир-2».

К настоящему времени в Тихом, Атлантическом, Индийском и в Северном Ледовитом океанах открыто более 280 активных гидротермальных районов, на более чем 145 из которых проведены прямые наблюдения на дне [Baker, Gernan, 2004].

Дно океана — это область развития коры особого, океанского типа источника вещества и жизни. В пределах океанской коры протекают основные тектоно-магматические процессы в океанах и на континентах и в их числе рудообразующая гидротермальная деятельность в уникальных РТ-условиях — давлении до 1 тыс. атм и температуре воды до +400°С. Как показали результаты многих исследований, подобные условия характерны и для гидротермальных процессов, ответственных за образование крупнейших полиметаллических рудных месторождений Урала, Рудного Алтая, Кавказа, Кипра, Японии, Австралии, Аппалачей [Oudin, Constantinou, 1984; Масленников, 1999; Herrington et al., 1998; Shimazaki, Horikoshi, 1990; Shikazono, Kusakabe, 1999; Vearncombe et al., 1995 и др.].

Предлагаемая монография содержит сравнительный анализ минералогии и геохимии черных (серых, белых, бесцветных) курильщиков на дне современного океана и палеокурильщиков кайнозойского, мезозойского и палеозойского океанов. Насколько нам известно, эта первая такая сводка палеокурильщиков из 24 колчеданных месторождений мира.

Наиболее значительные результаты по минералогии и геохимии современных «сульфидных руд» приводятся в работах Ю.А. Богданова, Н.С. Бортникова, И.В. Викентьева, И.Ф. Габлиной, А.Ю. Леин, А.П. Лисицына, И.Ю. Мелекесцевой, Н.Н. Мозговой, Г.А. Черкашева, И. Джонассона, м. Хэннингтона, И. Фуке, С. Скотта, К.П. Хальбаха, С. Петерсена, К. де Ронде, Х.А. Беркенбоша, Р. Хеймон, м. Кейс, К. Вольгемюс-Юбервассер и др. Гораздо меньше сведе-

ний о минералогии и геохимии древних черных курильщиков, фрагменты которых в последние годы обнаружены сотрудниками Института минералогии УрО РАН в рудах 24 колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтид и Хокуроко. Между собой гидротермальные трубы черных курильщиков нередко обнаруживают существенные различия в минеральной зональности и типохимизме сульфидов. При изучении минерального и микроэлементного составов древних черных курильщиков стало ясно, что высказанное ранее предположение об идентичности современных черных курильщиков гидротермальным трубам древних колчеданных месторождений не в полной мере находит свое подтверждение. Назрела необходимость объяснения причин многообразия гидротермальных колчеданообразующих систем не только с позиций рудно-формационного анализа, но и на основе минералого-геохимических исследований гидротермальных труб, зашифровавших различия в условиях минералообразования.

Решение этой задачи предусматривает изучение минералогии и геохимии гидротермальных труб, обнаруженных авторами в последние годы в рудах неметаморфизованных колчеданных месторождений Урала (Дергамышское, Бурибайское, Султановское, Юбилейное, Яман-Касинское, Молодежное, Узельгинское, Талганское, Валенторское, Сафьяновское, Александринское и др.), Рудного Алтая (Николаевское, Артемьевское, Зареченское), Понтид (Чейли, Лаханос, Киллик, Кызылкая, Кутлулар) и Хокуроко (Мацукки, Мацумайн, Аинай, Фурутобе, Эзури, Косака-Учинотай, Косака-Мотояма, Ханав). Эта уникальная по разнообразию оригинальная коллекция труб палеокурильщиков, насчитывающая более 1000 образцов, находится в Институте минералогии УрО РАН. В музеях других стран (Япония, Турция, Англия) имеются лишь единичные фрагменты труб палеокурильщиков, не отражающие всего их многообразия. Для сравнения привлечены данные по гидротермальным постройкам Атлантического (поля Рейнбоу, Брокен Спур, Лаки Страйк, Снейк Пит, Менез Гвен, Логачев и др.) и Тихого (Хакуррей, Суийо, Сюэтта, Пакманус, Северный и Центральный Лау, Галапагосский центр, ВТП 9°50' с.ш., Гуаймас, Эсканаба) океанов, полученные ранее в результате совместных исследований образцов сульфидных руд из коллекций А.Ю. Леин, Ю.А. Богданова, А.П. Лисицына, И. Джонассона, м. Гиббсона, Т. Урабе, П. Херцига, И.Ю. Мелекесцевой. Основные материалы, по которым получены результаты изучения современных курильщиков, сконцентрированы в Институте океанологии РАН им. П.П. Ширшова РАН.

Возможность проведения сравнительного анализа гидротермальных труб древних и современных океанов появилась лишь в последнее время. Гидротермальные трубы были обнаружены на колчеданных месторождениях всех рудно-формационных типов колчеданных месторождений, залегающих среди ультрамафитов, базальтов, в бимодальных риолит-базальтовых и базальт-риолитовых комплексах, а также над риолит-черносланцевыми толщами.

Первая глава монографии посвящена характеристике генетических особенностей и условий образования курильщиков современных гидротермальных полей в 4-х районах океанских рифтов ВТП. Во второй главе рассмотрены

особенности курильщиков современных гидротермальных полей внутридуговых и задуговых бассейнов юго-западной Пацифики. Третья глава посвящена результатам исследования 7-ми гидротермальных полей океанских рифтов Атлантического океана (САХ). В 4–7 главах рассмотрены особенности минералогии и геохимии палеокурильщиков: глава 4 — Западной части Тихого океана, глава 5 — мезозойского океана Тетис, глава 6 — Рудно-Алтайского колчеданного пояса, глава 7 — Урала. В заключительной главе 8 рассмотрены факторы минералого-геохимического разнообразия курильщиков.

В процессе исследования палеогидротермальных труб применялся широкий комплекс методов. Аналитические рентгено-спектральные исследования сульфидных труб выполнены в лабораториях Института минералогии (В.А. Котляров), Музея Естественной Истории, Великобритания (К. Стенли, Р. Херрингтон, Д. Спратт), Фрайбергской Горной Академии (К. Беккер), Университета Тасмании, Австралия (Д. Стил). Элементы-примеси в сульфидных микрофациях определялись масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (В.Н. Удачин, Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального сырья). Благодаря сотрудничеству с Р. Ларжем и Л.В. Данюшевским (Центр по Изучению Рудных Месторождений, Тасмания) авторами успешно применен высокочувствительный микрогеохимический метод — масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотборником (ЛА-ИСП-МС). Авторы признательны руководителям и сотрудникам геологоразведочных предприятий и горно-обогатительных комбинатов: В.М. Волкову, Б.И. Агееву, А.В. Коровко, Ю.А. Королю, Н.И. Резникову, В.В. Ямшиковой, Н.В. Лещеву, А.В. Мезенину, Ю.С. Шереметьеву, а также Б. Бушману, Д. Ишияме и К. Ревану за содействие в проведении полевых работ.

Помощь в подготовке рукописи оказали Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, О.Л. Бусловская, И.Ю. Мелекесцева, Р.З. Садыкова, Н.П. Сафина, А.Д. Артемьев, У.А. Ятимов. Сердечно благодарим Р.А. Аюпова, Н.П. Иванову и И.В. Кислюк за качественную подготовку препаратов.

Успешному написанию монографии способствовали консультации с академиками А.П. Лисицыным, Н.С. Бортниковым, В.А. Коротеевым, Н.П. Юшкиным, чл.-корр., профессором Н.И. Ереминым, профессорами В.В. Авдониным, Д.В. Гричуком, В.А. Прокиным, В.Ф. Рудницким, С. Скоттом, Г.А. Черкашевым и проф. П. Херцигом. Особую благодарность авторы выражают профессору В.В. Зайкову, который инициировал эту тему и оказывал многолетнюю всемерную поддержку этому направлению исследований.

Большое значение для завершения книги имело участие авторов в российских и международных проектах Президиума РАН, Президиума УрО РАН, РФФИ, РФ, ОНЗ, MiUrals INCO COPERNICOUS, ЮНЕСКО IGCP-502 и CODES. Исследования, результаты которых представлены в монографии, поддержаны государственными бюджетными темами Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

ГЛАВА 1

Современные курильщики гидротермальных полей океанических рифтов восточной части Тихого океана

В восточной части Тихого океана сульфидоносные гидротермальные поля связаны с несколькими сегментами океанических рифтов, каждый из которых характеризуется своими геологическими особенностями (рис. 1.1). Выделяются гидротермальные рудопроявления высоко- (ВТП) и средне-спрединговых (Галапагосское поле и гора Осевая) рифтов, сформированные на вулканогенном, преимущественно базальтовом основании. На гидротермальных полях среднеспрединговых рифтов появляются андезиты и даже андезито-дациты. Особая группа гидротермальных полей формируется в рифтах, заполненных рыхлыми осадками (впадина Гуаймас, трог Эсканаба). В последующих разделах будут показаны особенности сульфидных построек и ассоциирующих с ними труб черных курильщиков, которые во многом отражают составы рудовмещающего субстрата, зрелость гидротермальных систем и скорости спрединга рифтов.

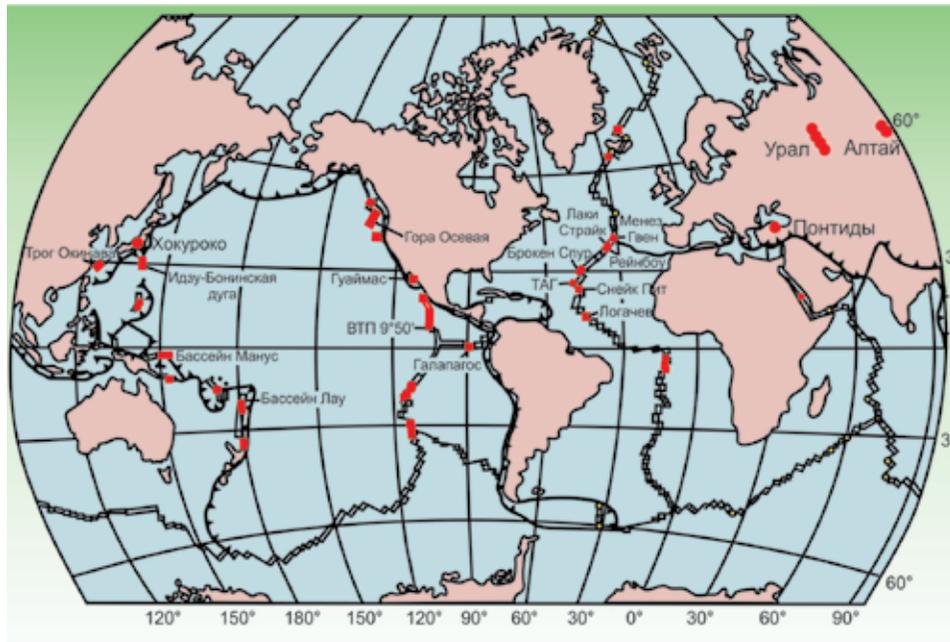


Рис. 1.1. Карта размещения гидротермальных систем на дне Мирового океана [Tivey, 2007 с дополнениями по древним курильщикам].

1.1. Восточно-Тихоокеанское поднятие

1.1.1. Геологическая позиция. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) ограничено с севера трансформным разломом Клиппертон, а с юга «оверлеппингом» — перекрытием двух отрезков спрединговых центров (рис. 1.1.1). Скорость спрединга вдоль хребта меняется от 6.2 см/год на 21° с.ш. [Larson, 1971] до 14–20 см/год в центральной и южной частях [Rea et al., 1973; Rea, Blakeley, 1975; Rea, 1978; Herron, 1972; Minster, Jordan, 1978; Fornari, Embley, 1995]. Этот участок Мировой рифтовой системы представляет особый интерес благодаря высоким скоростям спрединга интенсивности наращивания новой океанической коры и, соответственно, максимальной гидротермальной деятельности [Baker, Hammond, 1992]

Строение ВТП характеризуется наличием крупного линейного осевого свода, сменяющегося по периферии системой фланговых горстов и грабенов, простирающихся параллельно оси спрединга [Perram et al., 1987; Bicknell et al., 1988; Порошина и др., 1992]. Осевое поднятие прослеживается по простиранию хребта непрерывно без нарушений на протяжении 75 км между соседними трансформными разломами. На некоторых участках ВТП (11–13° с.ш.) осе-

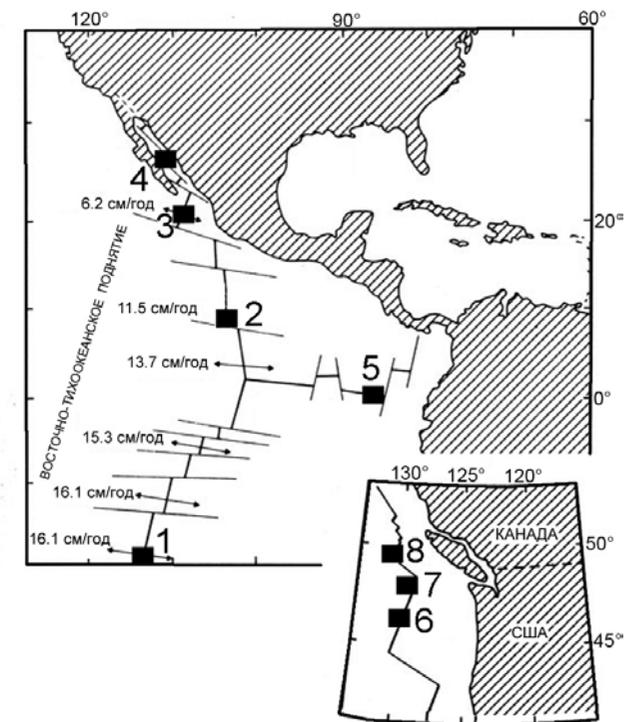


Рис. 1.1.1. Позиция гидротермальных полей в пределах восточной части Тихого океана [Богданов и др., 2006б]: 1–3 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (2 — ВТП 9°50' с.ш.), 4 — Гуаймас, 5 — Галапагосский центр, 6 — Хуан-де-Фука, 7 — Эндевор, 8 — Эксплорер.

вое поднятие осложнено нешироким (200–600 м) осевым трогом — грабе-ном глубиной 20–40 м, на других участках (ВТП 9°50' с.ш.) ширина осевого трога, который интерпретируется как осевая линейная «кальдера», составляет 40–70 до 90–150 м при глубине 5–10 м [Богданов и др., 2006б]. Характерная черта ВТП — высокая частота встречаемости гидротермальных полей (участками до 6 на 1 км), не характерная для низкосрединговых хребтов.

Выделяются две обстановки нахождения сульфидных построек. Наиболее молодые действующие гидротермальные постройки тяготеют к экстрезивной зоне [Fornari, Embley, 1995], а в пределах экстрезивной зоны — к отдельным поднятиям [Francheteau, Ballard, 1983]. Относительно древние, часто реликтовые сульфидные залежи обнаружены на удалении от оси экстрезивной зоны — в зоне гьяровой тектоники. Наиболее многочисленные и крупные из них установлены на полях ВТП 11–13° с.ш. [Lalou et al., 1985; Богданов и др. 2006б] (см. рис. 1.1). За пределами рифтовой системы встречаются вулканические постройки центрального типа, в кальдерах которых обнаружены малоизученные сульфидные и оксигидроксидные отложения. На некоторых участках ВТП (17–24° с.ш. и 9°50' с.ш.) реликтовые гидротермальные трубы частично или полностью погребены под лавовыми потоками [Богданов и др., 2006а, б]. Весной 1991 г. произошло излияние магмы, и ранее действовавшие гидротермальные источники и биота поля ВТП 9°50' с.ш. были погребены под лавовыми потоками [Haumon, Kastner, 1991, Haumon et al., 1993]. Эта гидротермальная система вступила в новую начальную стадию рудонакопления [Богданов и др., 2006б; Леин и др., 2006].

1.1.2. Типы и состав сульфидных построек. В районе ВТП 21° с.ш. относительно древние гидротермальные постройки представляют собой конусообразные образования на базальтах высотой 10 м и диаметром до 8 м. Встречены также небольшие (0.5 м высотой) губко- или кораллоподобные постройки. По их периферии широко развиты красно-коричневые охры, покрывающие базальты. Большинство построек, генетически связанных с современными высокотемпературными источниками, имеют цоколь, сложенный сульфидными брекчиями. Цоколь залегает непосредственно на базальтах и имеет размер 15–30 м в поперечнике и 2–20 м в высоту. На цоколе находятся трубы высотой 1–5 м. Через них истекает основная масса гидротермальных растворов. Участками, наряду с сульфидными трубами и разрушенными сульфидными постройками, встречаются диффузеры и постройки белого цвета, характеризующиеся диффузными истечениями среднетемпературных (до 150°C) гидротермальных растворов, а также низкотемпературные железо-марганцевые оксигидроксидные корки [Богданов и др., 2006б].

В районе ВТП 3–11° с.ш. древнейшие (до 20000 лет) сульфидные постройки сложены в основном массивными и обломочными сульфидными рудами. Масса некоторых из них достигает 3.8 млн. т. История роста и разрушения сульфидных построек представляется многостадийной.

Предполагается, что это наиболее зрелые сульфидные постройки, прошедшие стадии полициклического роста, разрушения, последующего диффузного гидротермального преобразования с формированием температурной минералогической зональности [Hekinian, Fouquet, 1980].

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]. В преобладающем большинстве они покрыты пленками окисных минералов железа и являются реликтовыми, хотя обнаружены немногочисленные активные плиты с диффузным сочением низкотемпературных гидротермальных растворов. Плиты слоистые, причем нижние части плит, прилегающие непосредственно к поверхности базальтов, сложены наиболее высокотемпературными отложениями, обогащенными халькопиритом [Леин и др., 2006]. Сверху эти отложения перекрыты слоем сфалерит-марказит-пиритовых руд, ассоциирующих с ангидритом. В некоторых случаях над плитами возвышаются небольшие (до 0.5 м) реликтовые гидротермальные трубы. 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 сверху сужаются и обособляются в виде шпилей. Из них на поверхность выходят прозрачные воды, либо растворы с серым дымом. Отмечаются низкотемпературные диффузные муаровые сочения 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 диффузеры, впервые подробно описанные на гидротермальном поле Снейк Пит (Атлантический океан) [Fouquet et al., 1993]. Предполагается, что для высокосрединговых хребтов, в отличие от низкосрединговых, 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» диффузеров, как это наблюдается на гидротермальных полях низкосрединговых хребтов [Богданов и др., 2006б].

Минеральный состав как активных, так и реликтовых сульфидных построек описан в многочисленных работах [Francheteau et al., 1979; Haumon, Kastner, 1981; Styr et al., 1981; Oudin, 1983; Laffite et al., 1983; Богданов и др., 2006б; Леин и др., 2006]. В большинстве исследованных образцов

преобладают сульфидные минералы, а среди них вюртцит, халькопирит и пирит. Из нерудных минералов главными являются ангидрит и опал. В рудах идентифицировано 19 из 33 минералов, распространенных в гидротермальных отложениях океанского дна. Цоколь состоит, в основном, из сфалерита и пирита. В меньшем количестве присутствуют халькопирит, вюртцит, марказит, опал, серпентин и гидроксиды железа, а также следы элементарной серы [Леин и др., 2006; Spiess et al., 1980]. Стенки труб сложены ангидритом либо наслоениями опала, пирита, сфалерита и гидроксидов железа. Во внутренней части преобладают сульфиды, представленные халькопиритом, вюртцитом и пиритом. В реликтовых постройках, кроме сульфидов, много оксигидроксидов железа, сульфатов, самородной серы и других минералов, свидетельствующих о проявлении субмаринного гипергенеза. Постройки покрыты опалом и сажистыми сульфидами. При наиболее высоких температурах из растворов осаждались пирротин и кубический кубанит, при более низких — вюртцит, халькопирит(?), а также сфалерит, пирит и марказит [Zierenberg et al., 1986]. В некоторых трубах обнаружены борнит и, гораздо более редкий, галенит. Гидротермальные образования, встречающиеся на подводных горах, принципиально не отличаются от образований, широко развитых в пределах гидротермальных полей внутренних рифтов срединных хребтов [Богданов и др., 2006б].

На значительных пространствах, окружающих эти постройку, в осадках, покрывающих базальтовый фундамент, присутствует тонкозернистый материал, который включает сфалерит, пирротин, пирит и в небольшом количестве халькопирит, вюртцит и серу.

В целом, по химическому составу колчеданные руды ВТП 9°50' с.ш. отнесены к кобальтсодержащему смешанному медно-цинковому типу. По высоким содержаниям Со рудопроявление напоминает сульфидные залежи, ассоциирующие с серпентинитами [Богданов и др., 2006б].

1.1.3. Минеральная и химическая зональность труб. Среди образцов, отобранных на поле ВТП 9°50' с.ш., встречаются различные минералогические типы. Наиболее распространены ангидритовые трубы белых курильщиков, пирит-халькопиритовые, сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовые трубы черных курильщиков и сфалерит-халькопиритовые трубы, которые, скорее всего, относятся к серым курильщикам [Богданов и др., 2006б]. Изучена минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб сульфидно-ангидритового, пирит-халькопиритового, пирит-марказит-халькопирит-сфалеритового составов, а также фрагменты пирротин-халькопирит-пиритовых диффузеров. 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 халькопирита и сфалерита [Богданов и др., 2006б]. Однако до вращающегося в сульфидную плиту значительная часть из них представляла собой свободно стоящие не-

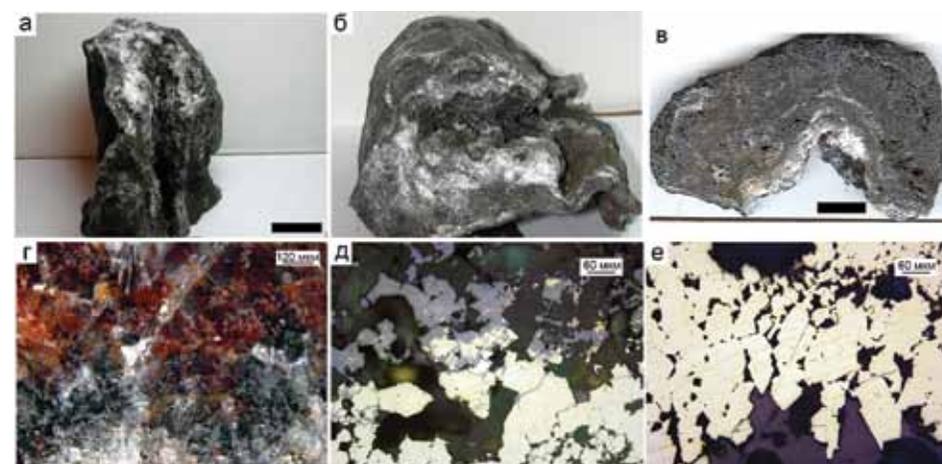


Рис. 1.1.2. Халькопирит-ангидритовая труба, гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш. (обр. 4669/2-1р): а-в — общий вид трубы; г — разновидности ангидрита (вишневый сверху и серый внизу) в наружной зоне А, ширина поля зрения 1.2 мм; д — агрегаты халькопирита (желтое) замещаюся борнитом (серое) (граница зон А и В); е — прослой друзового халькопирита (зона В). а-в — образцы труб (масштабная линейка 1 см), г-е — отраженный свет.

большие трубки курильщиков. На это указывают признаки центростремительного роста трубок. Геохимическая зональность труб изучалась методами ИСП-МС и ЛА-ИСП-МС.

Халькопирит-ангидритовые трубы. Этот тип широко распространен среди активных гидротермальных труб [Богданов и др., 2006б]. Гидротермальное вещество центральной зоны, обычно включающее приканальную часть трубы, состоит из халькопирита и пирита. Окружающая ее внешняя зона представлена рыхлым материалом смешанного состава, в котором преобладают ангидрит и опал с примесью борнита и халькопирита. Минералого-геохимическая зональность халькопирит-ангидритового типа труб изучена на примере одного из образцов (обр. 4669/2-1р). Внешний диаметр трубы достигает 5 см при длине фрагмента 15 см. Диаметр внутреннего полого канала меняется от 1–1 до 3 см. Канал «распахнут» с «вывернутыми» наружу стенками трубы (рис. 1.1.2а-в).

Зона А. Оболочка трубы, сложенная ангидритом, подразделяется на две подзоны. Подзона А1 мощностью меньше 1 мм представлена тонкозернистой корочкой ангидрита, окрашенной в вишневый цвет из-за примеси тонкодисперсного гидрогематита (рис. 1.1.2г). Подзона А2 состоит из опала, содержащего примесь вкрапленного гидрогематита, марказита, борнита и халькопирита. Местами халькопирит образует сращения с борнитом (рис. 1.1.2д). Граница между оболочкой и внутренней кристаллизацией трубы нечеткая и определяется по нарастанию количества борнита, марказита и халькопирита и уменьшению количества гидрогематита.

Зона В. Внутренняя стенка трубы образована мелкозернистыми агрегатами халькопирита, переслаиваемыми с ангидритом. Внешняя часть (подзо-

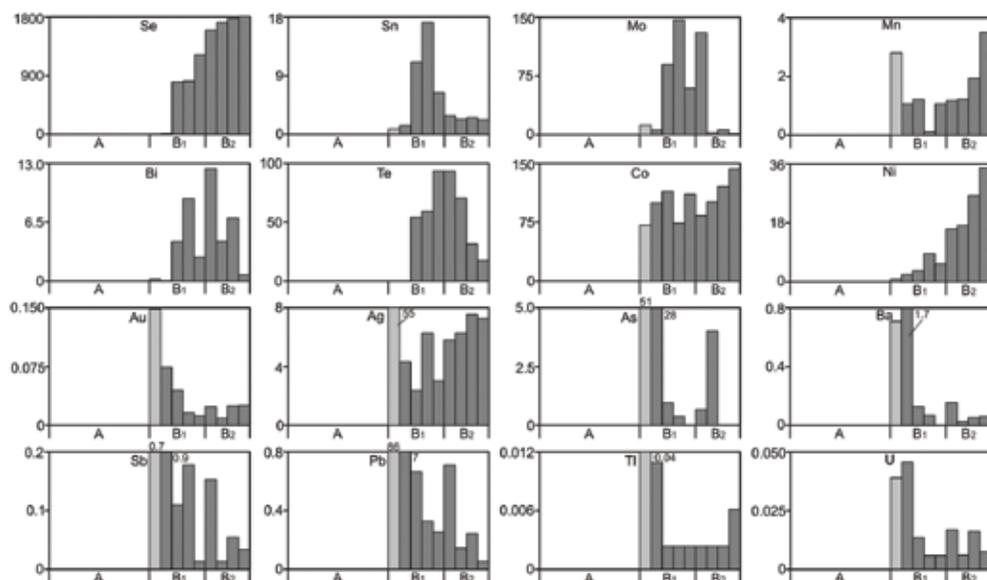


Рис. 1.1.3. Распределение химических элементов (г/т) в сульфидах в поперечном сечении стенки халькопирит-ангидритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4669/2-1р. Светло-серое — борнит, темно-серое — халькопирит.

на B1) халькопиритового слоя частично замещена борнитом (рис. 1.1.2е). Поверхность стенки полого канала трубы лишь местами покрыта тонкой хрупкой корочкой субгедральных кристаллов халькопирита мощностью менее 1 мм.

Судя по строению, труба относится к «незрелым» белым курильщикам, постепенно превращающимся в черные курильщики, что фиксируется появлением высокоселенистого халькопирита [Наумов, 1983]. Уже на раннем этапе роста труба подвергалась пригидротермальному гальмиролизу, который выражается в появлении гидрогематита и замещении наружной стенки халькопиритового слоя борнитом.

По данным точечного микропрофилирования методом ЛА-ИСП-МС в халькопиритовом слое, нарощем на стенку канала трубы, наблюдаются закономерные изменения содержания микроэлементов (рис. 1.1.3). По мере перехода к внутренней части слоя возрастают содержания элементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Ni, Co. Содержания гидрогенных (U, V, W), низкотемпературных (Pb, Tl, Ba) и среднетемпературных (Sb, As, Au, Sn) элементов в подавляющем большинстве случаев существенно снижаются в этом же направлении. Другие элементы (Mo, Te, Bi) концентрируются на границе подзон B1 и B2. Традиционно максимальные содержания Ag сосредоточены в борните.

Ю.А. Богдановым и др. [2006б] показано, что гидрогематит характеризуется пониженными содержаниями рудных элементов-примесей. Исключение составляет Pb (174 г/т), As (98.5 г/т) и Co (63.8 г/т). Невысокие содержания элементов-примесей отмечаются в халькопирите. Лишь содержания Ag и Ni варьируют от 4.6 до 97.3 г/т и от 100 до 400 г/т, соответственно. По данным

Таблица 1.1.1

Химический состав минералов ангидрит-халькопиритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4669/2-1р. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Зона	Минерал	п/σ	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
B1	борнит	1	2.8	2.8	11	71	0.7	60	0.01	51	3.5	12	55
B1	халькопирит	3	1.4	0.8	31	99	5.8	34	0.04	0.4	946	98	3.9
		σ	0.5	0.6	0.0	22	2.7	0.9	0.02	0.5	237	44	2.1
B2	халькопирит	4	0.1	2.0	31	112	24	33	0.02	1.2	1724	35	6.7
		σ	0.0	1.1	0.8	26	8.8	0.5	0.001	1.9	93	63	0.8
Зона	Минерал	п/σ	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U	In
B1	борнит	1	0.8	0.7	0	0.7	0.197	0.15	0.039	85.9	0.2	0.039	0.7
B1	халькопирит	3	12	0.1	69	0.1	0.000	0.02	0.002	0.4	5.4	0.008	22
		σ	5.4	0.1	21	0.1	0.000	0.02	0.000	0.2	3.4	0.004	4.2
B2	халькопирит	4	2.5	0.1	53	0.1	0.002	0.02	0.003	0.3	6.1	0.012	3.3
		σ	0.3	0.1	35	0.1	0.003	0.01	0.002	0.3	4.9	0.006	1.4

Примечание. Здесь и далее в таблицах: n — количество анализов; σ — стандартное отклонение.

ЛА-ИСП-МС нами установлено, что халькопирит является концентратором Se, Te и Co. Это свидетельствует не только о высокотемпературных, но и сильно восстановительных свойствах флюидов, способных переносить Se²⁻, Te²⁻ и Co²⁺ (табл. 1.1.1). В борните содержания Se и Te крайне низкие. Повышенное содержание Ag в борните — индикатор дефицита сероводорода, поскольку в этих условиях Ag⁺ является более сильным конкурентом, по сравнению с Cu⁺, при вхождении в структуру борнита. Концентрация в борните гидрогенных элементов подтверждает его формирование в результате пригидротермального гальмиролиза наружной части халькопиритового слоя.

Сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы встречаются довольно часто как в действующих, так и в потухших черных курильщиках и сфалерит-пиритовых плитах. По химическому составу они относятся к цинково-медно-колчеданному 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. (обр. 4658-3-2). В трубке выделяются три минеральные зоны: А — пиритовая со сфалеритом; В — халькопиритовая; С — халькопиритовая с пиритом (рис. 1.1.4а).

Зона А. В наружной зоне 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 интерсти-

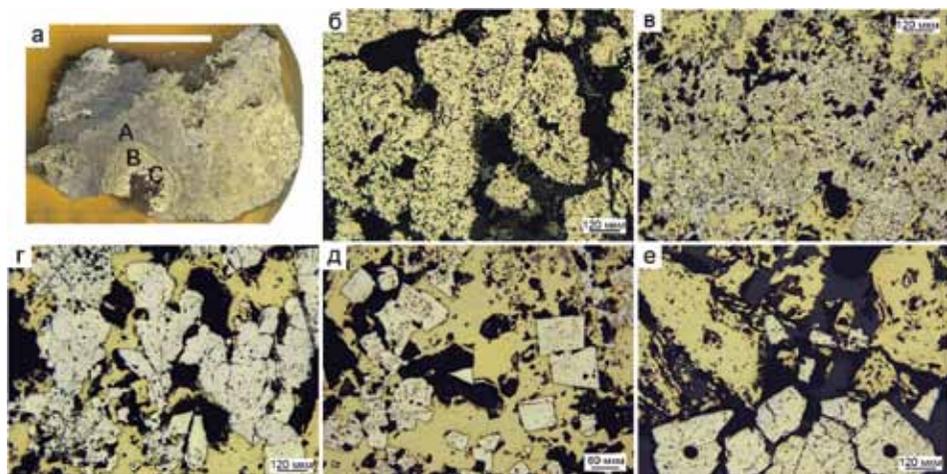


Рис. 1.1.4. Сфалерит-пирит-халькопиритовая трубка, гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш., обр. 4658-3-2: а — внешний вид трубы с зонами: А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая крустификация стенки, С — полый канал; в верхнем левом углу находится фрагмент сросшихся марказит-пирит-халькопиритовых трубок черного курильщика внутри пирит-сфалеритовой плиты; б — почковидные агрегаты пористого колломорфного пирита (подзона А1), частично превращенные в пористый микрозернистый пирит; в — замещение колломорфного пирита марказитом (светлее) и халькопиритом (подзона А1/А2); г — дендритовидные агрегаты марказита (почти белый), окаймленные субгедральным пиритом (желтоватый, по сравнению с марказитом) (подзона А2); д — суб- и эвгедральный пирит зональный с пористым ядром (подзона А3); е — крупные кристаллы субгедрального пирита на друзовом халькопирите, участками пирит оброс марказитом (более светлый) (подзона В-С). Черные кружочки — отверстия от ЛА-ИСП-МС-анализа. а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет.

циях присутствует редкий сфалерит (рис. 1.1.4б). В средней части оболочки трубы (подзона А2) микрозернистый пирит частично замещается халькопиритом (рис. 1.1.4в). 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°C [Mugowchick, Barnes, 1986], пиритом свидетельствует о повторном нагревании трубы (рис. 1.1.4г). По направлению к внутренней части оболочки трубы 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 мас. %) и Zn (до 1 мас. %), также значительные вариации содержаний (г/т) элементов-примесей низкотемпературной (Mn 36–1111, Tl 1–30, Ni 1–11) и гидрогенной (Mo 13–117, V 10–31, W 0.10–0.11) ассоциаций (табл. 1.1.2, рис. 1.1.5). Все разновидности пирита являются умеренно мышьяковистыми (As 300–1600 г/т). Содержа-

ние Au для колломорфных разновидностей пирита необычно низкое (0.1–0.3 г/т). Co-As-Se-содержащий эвгедральный пирит более характерен для внутренней части оболочки трубы. Соотношения Co (10–119 г/т) к Ni (1–11 г/т) обычно более 1–10, что указывает на осаждение пирита из кобальтсодержащих растворов, соответствующих по физико-химическим параметрам области равновесия твердого раствора «пирит↔катьерит». 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].

Состав халькопирита наружной зоны отличается повышенными содержаниями железа (более 36 мас. %) и As (до 500 г/т). Вероятно, часть халькопирита относится к группе изокубанита и содержит 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-блекловорудной ассоциации (см. табл. 1.1.2). В сфалерите отмечаются низкие содержания Mn (до 171 г/т), что характерно для высокожелезистых разновидностей сфалерита.

Зона В. В этой зоне преобладают копьевидные сростки кристаллов халькопирита. Внешние части халькопиритового слоя содержат многочисленные суб- и эвгедральные кристаллы пирита (рис. 1.1.4д). В подзоне В1 сфалерит цементирует кристаллы халькопирита. Центральная часть халькопиритовой крустификации (подзона В2) не содержит минеральных примесей.

Халькопирит зоны В характеризуется высокими содержаниями Sn (10–81 г/т) и Se (130–1100 г/т), по сравнению с халькопиритом оболочки трубы, при близких концентрациях Ag (75–200 г/т) (см. табл. 1.1.2). 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 присутствовать 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 низкотемпературных 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 эвгдральных 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) (см. табл. 1.1.2). Следует отметить, что эвгдральный пирит, ассоциирующий с высокотемпературным халькопиритом зоны В, имеет малые содержания Se.

Зона С. Поверхность граней халькопирита на границе с зоной С покрыта многочисленными субгедральными кристаллами пирита или марказита и более редкого сфалерита (рис. 1.1.4е). Осевая часть канала трубки — поляя.

Сфалерит канала трубы так же, как и сфалерит оболочки, показывает повышенные содержания Sb (до 100 г/т), что может быть связано с нановключениями блеклых руд. Сфалерит, имеющий в своем составе, кроме Sb, примеси Fe (1–5 мас. %) и Cu (до 3 мас. %), обогащен Ag (до 115 г/т) (см. табл. 1.1.2).

Трубы этого типа являются более «зрелыми», по сравнению с трубами сульфидно-ангидритового типа. Для них характерно почти полное исчезновение ангидрита с замещением его пирротином, марказитом, сфалеритом, иногда халькопиритом. На границе халькопиритовых кристаллов с каналом встречены крупные кубические кристаллы пирита.

В целом по данным точечного микроанализа, по профилю через поперечное сечение сфалерит-пирит-халькопиритовой трубки выявляется отчетливая минералого-геохимическая зональность (см. рис. 1.1.5). В пирите оболочки трубки концентрируется основное количество элементов низкотемпературной (Mn, Tl, Ba) и гидрогенной (Mo, U, V, Ni, W) ассоциаций.

Количественно минералого-геохимическая зональность реконструируется по коэффициентам концентрации, равным отношению среднего содержания микроэлементов в минерале конкретной зоны к среднему содержанию в целом по всей трубке (табл. 1.1.3). Интересно, что наряду с традиционными элементами гидрогенной (V, W, Mo) и низкотемпературной (Pb, Tl, Mn) ассоциаций в колломорфном пирите оболочки трубы концентрируются элементы высоко-среднетемпературной ассоциации (Te, Co, As, Au). Следует отметить низкие содержания микроэлементов,

Таблица 1.1.2

Химический состав минералов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4658-3-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минералы	Зоны	n/σ	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	4	15	380	44	107	2.4	1.7	0.9	752	116	50	49
		σ	11	301	2	100	1.5	1.7	0.5	187	57	33	30
Py2	A2	5	10	904	46	53	6.8	0.1	0.6	582	92	76	69
		σ	5	772	0.2	18	3.1	0.1	0.2	377	91	44	44
Py3	A3	3	10	8.0	44	191	0.8	1.1	1.0	1551	653	70	12
		σ	11	11	0.6	34	0.1	0.7	1.3	94	183	83	2.8

Продолжение Таблицы 1.1.2

Минералы	Зоны	n/σ	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3	B3	6	6.8	4.5	46	43	0.1	0.1	0.0	693	21	1.5	11
		σ	2.7	1.7	0	36	0.1	0.1	0.0	189	15	2.5	8.4
Chr	A2	2	6.9	249	40	47	2.1	24	0.4	359	658	44	138
Chr	B1	4	9.9	3.3	32	26	0.3	31	1.2	107	775	12	147
		σ	10	1.7	4	28	0.2	4.5	1.3	155	488	10	51
Chr	B2	3	9	2.0	29	11	0.4	35	0.3	27	1014	12	132
		σ	13	0.5	2.0	1.2	0.2	2.0	0.1	17	168	8.4	55
Chr	B3	5	8	2	30	8	0.4	34	0.3	11	928	33	82
		σ	15	0.8	1.1	4.1	0.4	1.2	0.4	13	142	61	27
Sph	A3	4	0.8	132	3.5	29	0.3	0.4	62	138	152	1.7	48
		σ	1.1	26	0.5	3	0.4	0.2	0.4	72	17	2.0	23
Sph	B3-C2	3	4.8	91	3.3	37	0.2	0.2	63	84	142	1.1	58
		σ	8.2	36	0.7	14	0.2	0.1	1.1	62	65	0.6	76
Sph	C2'	7	0.3	108	3.5	23	0.2	0.7	62	60	109	1.0	63
		σ	0.3	28	1.2	8	0.4	1.0	2.8	48	82	1.3	76
Py1	A1	4	32	1.1	5.0	13	0.05	0.07	0.10	12	412	0.005	0.073
Py2	A2	5	13	0.6	3.5	5.0	0.06	0.10	0.16	14	175	0.004	0.090
		σ	3.1	0.8	1.2	3.1	0.07	0.05	0.09	10	44	0.004	0.059
Py3	A3	3	45	3.1	5.0	4.4	0.19	0.07	0.12	0.19	69	0.007	0.027
		σ	59	2.2	1.6	2.0	0.08	0.05	0.10	0.26	40	0.009	0.020
Py3	B3	6	0.3	0.3	2.8	0.9	0.01	0.01	0.35	0.03	291	0.003	0.001
		σ	0.2	0.6	3.3	0.4	0.01	0.01	0.14	0.02	257	0.003	0.000
Chr	A2	2	33	24	8.0	4.3	0.08	0.06	0.05	3.33	129	0.018	0.252
Chr	B1	4	60	47	7.2	15	0.06	0.01	0.07	0.02	95	0.009	0.323
		σ	48	41	3.6	10	0.04	0.01	0.04	0.01	78	0.006	0.412
Chr	B2	3	18	61	5.7	20	0.04	0.06	0.03	0.01	76	0.008	0.212
		σ	5.0	19	3.4	4.4	0.00	0.09	0.01	0.01	45	0.004	0.307
Chr	B3	5	24	58	1.3	5.1	0.40	0.04	0.02	0.01	11	0.010	0.029
		σ	31	10	2.2	6.0	0.77	0.07	0.02	0.01	16	0.006	0.050
Sph	A3	4	3671	0.6	109	0.9	0.06	0.02	0.01	0.04	259	0.003	0.002
		σ	1010	0.2	23	0.6	0.06	0.02	0.00	0.07	177	0.003	0.001
Sph	B3-C2	3	2637	1.9	97	2.0	0.10	0.05	0.01	0.01	284	0.001	0.070
		σ	1664	1.7	79	1.1	0.15	0.06	0.00	0.01	428	0.000	0.106
Sph	C2'	7	2809	3.1	76	0.7	0.08	0.00	0.03	0.01	347	0.004	0.004
		σ	2730	4.0	37	0.5	0.13	0.01	0.03	0.02	483	0.005	0.005

Примечание. Здесь и далее в таблицах к главе 1. Пирит: Py1 — колломорфный, Py2 — ан- и субгедральный, Py3 — эвгдральный; Chr — халькопирит, Sph — сфалерит.

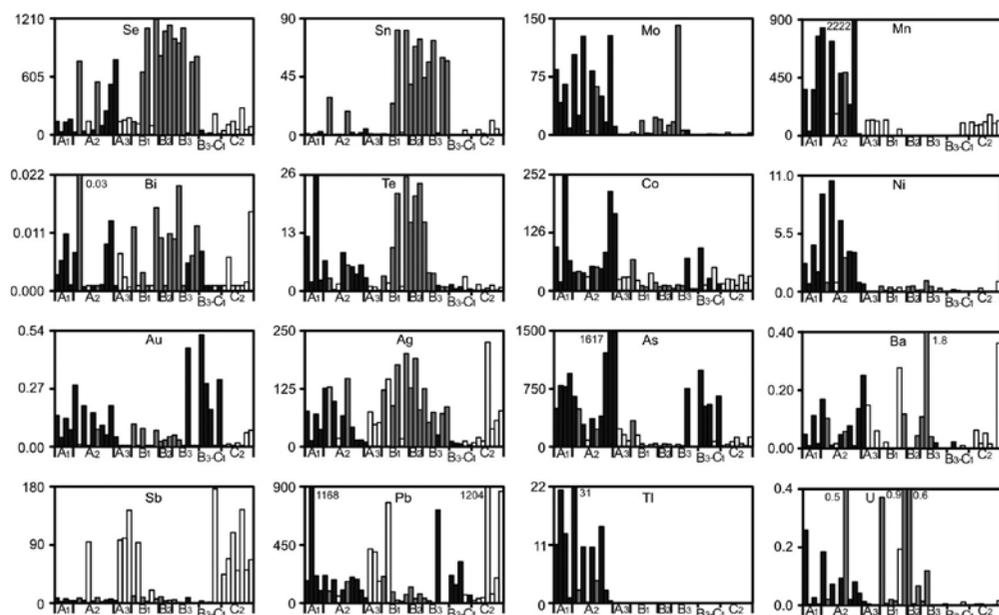


Рис. 1.1.5. Распределение химических элементов (г/т) в сульфидах в поперечном сечении стенки сфалерит-пирит-халькопиритовой трубки по данным ЛА-ИСП-МС. Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш. (обр. 4658-3-2). Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

за исключением Au, в эвгдральном пирите внутренней халькопиритовой зоны. В халькопирите, наряду с элементами высокотемпературной ассоциации (Se, Sn, Te, Bi), отмечаются повышенные содержания такого типичного гидрогенного элемента, как U. Содержания U, а также Mo, W и V в халькопирите гораздо выше в оболочке трубы и в наружной части халькопиритового слоя, что свидетельствует о частичном проникновении океанской воды. Следует отметить, что халькопирит содержит гораздо больше Ti, что подтверждает кислый характер высокотемпературных гидротермальных флюидов. Сфалерит не показывает существенных изменений содержаний традиционных для него микроэлементов в поперечной зональности трубы.

Сфалерит-пирит-халькопирит-пиритовые трубы относятся к тому же цинково-медноколчеданному типу, что и предыдущая минеральная разновидность. Отмечается лишь большее распространение пирита и марказита, среди которых преобладают колломорфные разновидности. Фрагмент одной из таких трубок (обр. 4631-2-2-3) запечатан в халькопирит-сфалерит-пиритовой плите (ВТП 9°50' с.ш.) (рис. 1.1.6а).

Зона А. Внешняя часть оболочки (подзона А1) образована колломорфным почковидным пиритом (рис. 1.1.6б), который участками пересекается более поздними сульфидами и протягивается в виде слоя на одной из сторон трубки. Наблюдаются признаки замещения колломорфного

Таблица 1.1.3

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш. (обр. 4658-3-2)

Зона	Минерал	n	ЛКК																	
			Tl	Co	As	Te	V	Mn	Mo	Pb	Ni	W	Fe	Au						
A1	Py1	4	4.2	2.4	2.2	2.2	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.6	1.1						
A2	Py2	5	Ni	Tl	Mn	Mo	Cr	W	Au	As	Fe	V	Co	U						
A23	Sph	4	5.2	4.9	4.9	3.1	2.5	2.4	1.7	1.7	1.6	1.5	1.2	1.1						
A23	Chp	2	Cd	Sb	Zn	Hg	Pb													
A3	Py3	3	3.8	3.4	3.1	2.4	1.2													
B1	Chp	4	Bi	U	Cu	Cr	Ag	Mo	Se	Ni	W	Fe	Sn	Mn	Ti	Tl	Co	As		
B2	Chp	3	3.1	3.1	2.3	2.0	2.0	1.8	1.8	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1		
B3	Chp	5	As	Co	Mo	Ba	Se	W	Fe	V	Ti	Au	Cr	Bi						
B3	Sph	3	4.6	4.3	2.8	1.9	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3	1.2	1.2						
B3	Py3	6	U	Cu	Sn	Te	Se	Ag	Bi	V	Fe	Ti								
C2'	Sph	7	3.9	2.9	2.7	2.6	2.1	2.1	1.5	1.4	1.2	1.1								
			Sn	Te	Cu	Se	U	Ag	W	Bi	V	Ti	Fe							
			3.5	3.4	3.3	2.7	2.6	1.9	1.5	1.4	1.2	1.1								
			Ba	Sn	Cu	Ti	Se	Bi	Mo	Cr	Ag	V	Fe							
			3.9	3.4	3.2	2.7	2.5	1.8	1.3	1.3	1.2	1.1	1.1							
			Hg	Zn	Sb	Cd	Pb	W												
			6.9	3.1	3.1	2.7	1.3	1.2												
			Au	As	Fe	Pb														
			3.8	2.0	1.7	1.4														
			Zn	Cd	Sb	Hg	Pb													
			3.1	2.9	2.4	1.8	1.6													

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.2.2.

пирита марказитом. Степень замещения нарастает по направлению к внутренней части трубы. В этом же направлении меняется морфология агрегатов колломорфного пирита: ламинарные разности сменяются почковидными и затем дендритовидными агрегатами субгедрального пирита. В средней части оболочки трубки (подзона А2) дендритовидные агрегаты кристаллов пирита последовательно обрастают марказитом, халькопиритом и сфалеритом (рис. 1.1.6в), что является типичным для оболочки труб черных курильщиков. Во внутренней части оболочки трубки преобладает гексаэдральный пирит в ассоциации с вкрапленным халькопиритом (рис. 1.1.6г).

Колломорфный пирит характеризуется повышенными содержаниями микроэлементов гидрогенной группы: U (до 0.6 г/т), V (до 1 г/т), W (до 0.1 г/т) (табл. 1.1.4). Кроме них, он обогащен целым спектром рассеянных элементов: As, Au, Mn, Tl, Mo, Ni, Pb. Отдельные максимумы содержаний Co, Te, Bi (г/т) встречаются как в колломорфном пирите (61, 7, 0.01, соответственно), так

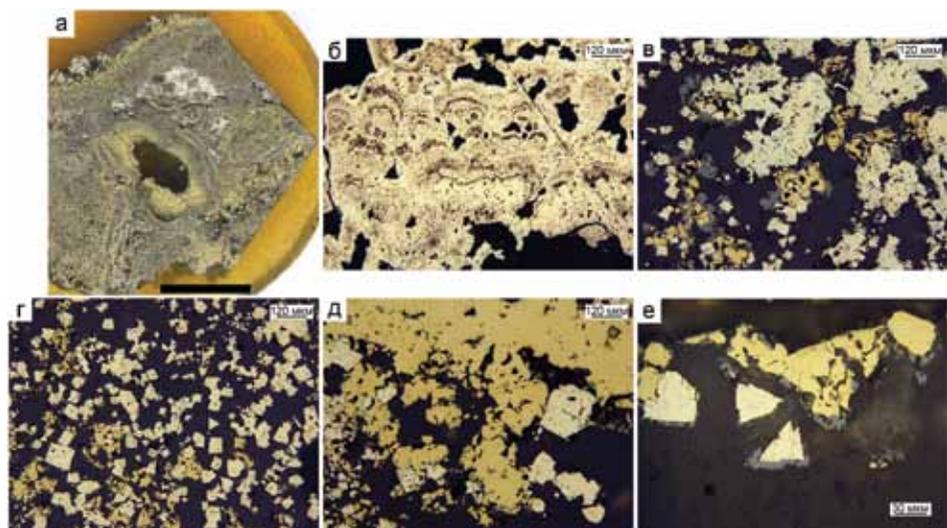


Рис. 1.1.6. Сфалерит-халькопирит-пиритовая труба, гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш. (обр. 4631-2-2-3): а — общий вид трубки, фрагмент сфалерит-марказит-халькопирит-пиритовой трубки черного курильщика в халькопирит-сфалерит-пиритовой плите; б — коллоидный пирит-1 с марказитом (светлее) (подзона А1); в — последовательное срастание дендритовидных агрегатов марказита и пирита-2 с халькопиритом и сфалеритом (подзона А3); г — эвгедральный пирит-3 в ассоциации с ангедральным и субгедральным халькопиритом (подзона А3); д — обрастание внутренней стенки халькопиритовой трубки субгедральным пиритом-3 (подзона В3); е — обрастание пирита-3 сфалеритом (вюртцитом) (подзона С1). а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет.

и в зернистом (136, 17, 0.03, соответственно). В марказите, по сравнению с другими дисульфидами железа, повышены содержания Тl (до 48 г/т).

Халькопирит наружной зоны характеризуется умеренными содержаниями Ag (30–70 г/т), Se (от 35 до 710 г/т) и Sn (1 до 40 г/т), что типично для среднетемпературных разновидностей этого минерала, сформированных в слабо восстановительных условиях (см. табл. 1.1.4).

Зона В. Крустификация внутренней стенки канала представлена слоем крупнозернистого халькопирита мощностью 1–3 мм. На границе с зоной С встречаются скопления мелких зерен и крупные кристаллы пирита (рис. 1.1.6д).

Максимальные содержания (г/т) Sn (115), Te (11), Se (1500) наблюдаются в халькопиритовых кристаллах крустификации внутренней стенки канала трубы. Все это элементы-примеси высокотемпературной ассоциации. Эпизодическое появление Mo (301 г/т) и V (19 г/т) указывает на участие океанской воды в процессах минералообразования.

Эвгедральные кристаллы пирита на границе с каналом обогащены As (1700 г/т), Se (1100 г/т), Te (11 г/т) и Co (319 г/т) (см. табл. 1.1.4). Co-Se-As-содержащие разновидности пирита-3 обычно являются умеренно высокотемпературными. Судя по высоким содержаниям Co, условия минералообразования достигли области равновесия «пирит↔катыерит» [Еремин, 1983]. Повышенные содержания Se, равные содержаниям его в халькопирите, свиде-

Таблица 1.1.4

Химический состав минералов сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4631-2-2-3. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	8	2.2	230	46	14.8	5.6	0.5	0.23	506	6.6	65	18
		σ	1.2	122	0.7	19.4	6.1	0.4	0.17	281	8.1	26	8.2
Py2	A2	7	8.5	316	45	44.6	11.6	0.4	0.62	592	65	150	11
		σ	2.4	234	1.2	47.2	13.9	0.5	0.83	322	46	159	7.0
Py3	A3	2	14	42	45	67.9	1.7	1.1	0.73	746	229	17	7.6
Py3	B3	6	3.6	5.0	46	170.0	0.5	0.4	0.02	1377	1089	5.9	3.9
		σ	1.2	12	0.6	127.8	0.3	0.4	0.02	892	533	6.3	2.0
Py3	C1	9	4.6	26	47	18.3	0.1	0.2	0.01	951	49	29	6.7
		σ	1.9	25	0.0	26.0	0.1	0.3	0.02	462	87	52	4.8
Chp	A	5	6.5	6.4	31	11.7	0.3	34.3	0.19	152	308	11	50
		σ	8.7	7.3	1.6	14.3	0.3	1.5	0.13	173	311	19	19
Chp	B	8	7.5	1.5	30	5.8	0.1	34.9	0.18	26	1179	105	67
		σ	5.1	0.8	0.6	2.7	0.0	0.7	0.06	58	464	99	20
Sph	C2	8	0.3	75	2.9	19.6	0.1	0.3	63	410	47	3.9	121
		σ	0.2	30	1.1	12.0	0.1	0.1	1.40	274	30	5.8	160
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	8	5.2	0.13	1.3	1.3	0.25	0.17	0.14	14	233	0.006	0.255
		σ	2.7	0.19	0.6	2.4	0.42	0.12	0.06	4.2	226	0.009	0.218
Py2	A2	7	9.3	0.13	3.4	4.8	0.61	0.08	0.10	27	585	0.009	0.034
		σ	9.3	0.06	2.3	6.4	1.39	0.06	0.08	15	453	0.013	0.040
Py3	A3	2	27	0.5	3.7	0.3	0.03	0.02	0.08	1.4	203	0.001	0.005
Py3	B3	6	1.9	1.3	3.0	5.2	0.02	0.01	0.06	0.5	124	0.003	0.002
		σ	0.8	1.1	3.3	4.4	0.03	0.01	0.08	1.2	233	0.003	0.002
Py3	C1	9	0.7	0.05	0.6	1.7	0.01	0.02	0.35	0.1	709	0.002	0.002
		σ	0.4	0.02	0.7	2.3	0.01	0.03	0.22	0.2	1013	0.002	0.002
Chp	A	5	10	17	1.9	1.2	0.02	0.04	0.05	2.1	138	0.002	0.003
		σ	6.8	16	2.3	1.5	0.04	0.04	0.05	3.8	195	0.003	0.004
Chp	B	8	19	76	1.3	27	0.35	0.02	0.01	0.05	16	0.006	0.044
		σ	5.4	36	0.8	12	0.75	0.02	0.01	0.05	13	0.007	0.115
Sph	C2	8	1029	0.4	81	0.9	0.36	0.02	0.08	0.02	681	0.007	0.064
		σ	838	0.2	106	0.5	0.88	0.00	0.16	0.02	835	0.013	0.105

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.1.2.

тельствуют о высокой фугитивности Se_2 примерно соответствующей активности H_2Se . В предыдущем типе труб эвгедральный и субгедральный разновидности пирита этой же зоны формировались в T-S₂ условиях, не достигших равновесия твердого раствора «пирит-катьерит» при низкой фугитивности Se_2 .

Зона С. На грани кристаллов халькопирита предыдущей зоны последовательно нарастают субгедральные кристаллы пирита и почковидный сфалерит (рис. 1.1.6е). Кристаллы пирита имеют пористое ядро. В сфалерите встречается тонкая вкрапленность халькопирита.

Ограниченное число микроэлементов (As, Au, Pb, V) концентрируется в эвгедральном пирите. Исключение составляет Au, содержание (0.02–0.7 г/т) которого в 5–10 раз выше, чем в других сульфидах (см. табл. 1.1.4).

В сфалерите, содержащем Fe (1–5 мас. %), наблюдается ассоциация As (100–838 г/т), Sb (30–337 г/т) и в единичных случаях Pb (до 1100 г/т), Ag (до 100 г/т) и Au (до 0.5 г/т). В пирите иногда появляются аномальные количества Pb (до 3000 г/т) (см. табл. 1.1.4). Пирит так же, как и другие сульфиды, характеризуется одинаково высокими отношениями Co/Ni > 1–10, что свидетельствует о высоком содержании Co в гидротермальных растворах, а не только о специфических физико-химических параметрах минералообразования.

По данным точечного микропрофилирования методом ЛА-ИСП-МС, в поперечном сечении стенки трубки наблюдается отчетливая геохимическая зональность. Наружная зона А обогащена элементами гидрогенной (U, V, W, Ni) и низкотемпературной (Pb, Tl, Mn, Ba) ассоциаций (рис. 1.1.7). В направлении

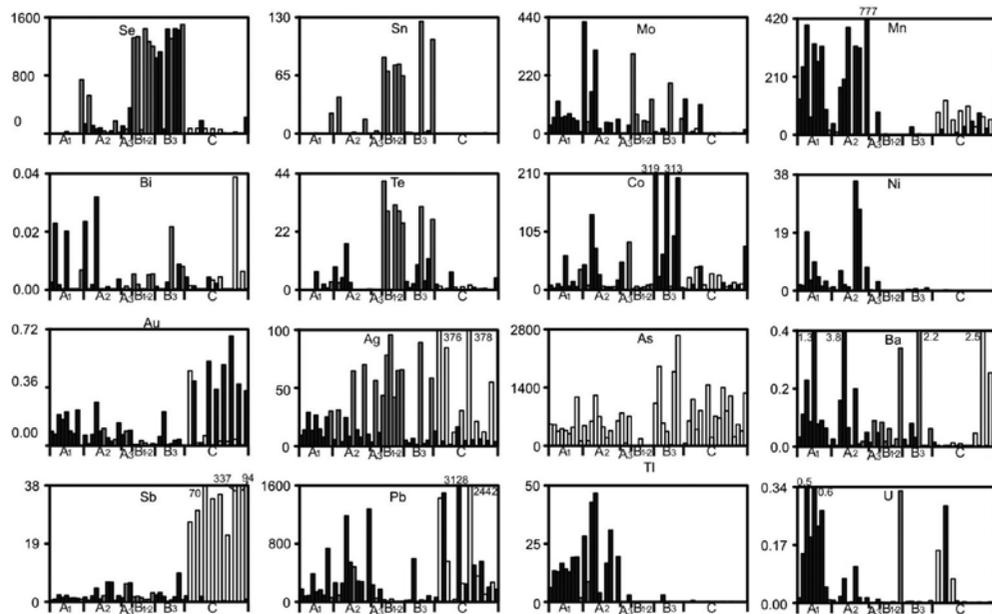


Рис. 1.1.7. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-халькопирит-пиритовой трубки по данным ЛА-ИСП-МС. Гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш. (обр. 4631-2-2-3). Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Таблица 1.1.5

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-халькопирит-пиритовой-трубки, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4631-2-2-3.

Зона	Минерал	n	ЛКК												
			U	W	Mn	Tl	Ni	Cr	Ti	Fe	Bi	Mo	Au	Ba	
A1	Py1	8	4.2	3.4	2.4	2.4	2.2	1.7	1.7	1.3	1.3	1.2	1.1	1.1	
A2	Py1-2	7	Ni	Tl	Mn	Mo	Ba	Cr	Bi	V	Pb	W	Fe	Co	
A3	Py3	2	V	Cr	Co	As	Fe								
A	Chp	5	Cu	V	Ag	Sn									
B	Chp	8	3.9	1.3	1.3	1.3									
B3	Py3	6	Sn	Te	Cu	Se	Mo	Ag	V	Ba	Ti	Bi			
C1	Py3	9	5.7	4.5	4.0	3.2	2.0	1.7	1.5	1.5	1.3	1.2			
C2	Sph	8	Co	Se	As	Fe									
			4.5	3.0	2.4	1.3									
			Au	Pb	As	Fe									
			2.9	1.9	1.6	1.3									
			Zn	Cd	Sb	Hg	Ag	Pb	Ba	Bi	U				
			6.5	6.3	5.9	5.4	3.1	1.8	1.6	1.4	1.1				

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.2.2.

к внутренней части трубки как в пирите, так и в халькопирите постепенно возрастают содержания Se, Sn, Co и Te, уменьшаются содержания Ni в пирите. Халькопирит зоны В является концентратором Ag. В эвгедральном пирите-3 в подзоне В3 отмечаются наиболее высокие концентрации Co, As, Te и Se. К концу микропрофиля в субгедральном и эвгедральном пирите возрастают содержания Au, а в сфалерите — Sb.

Расчеты коэффициентов концентрации позволяют получить количественные данные о геохимической зональности трубки (табл. 1.1.5).

Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы отличаются от предыдущих разновидностей обилием сфалерита при меньших количествах халькопирита и пирита. Очевидно, они относятся в медно-цинково-колчеданному типу, характерному для серых курильщиков. Изучена минералого-геохимическая зональность многоканальной халькопирит-сфалеритовой трубки, достигающей в диаметре 4–5 см (рис. 1.1.8а) (обр. ВТА9-4679-9). Трубка содержит, как минимум, четыре канала, окаймленных халькопиритом и объединенных под одной оболочкой.

Зона А. Оболочка трубы состоит в основном из сфалерита. Поверхность труб покрыта пленками лимонита, среди которых обнаруживаются отпечат-

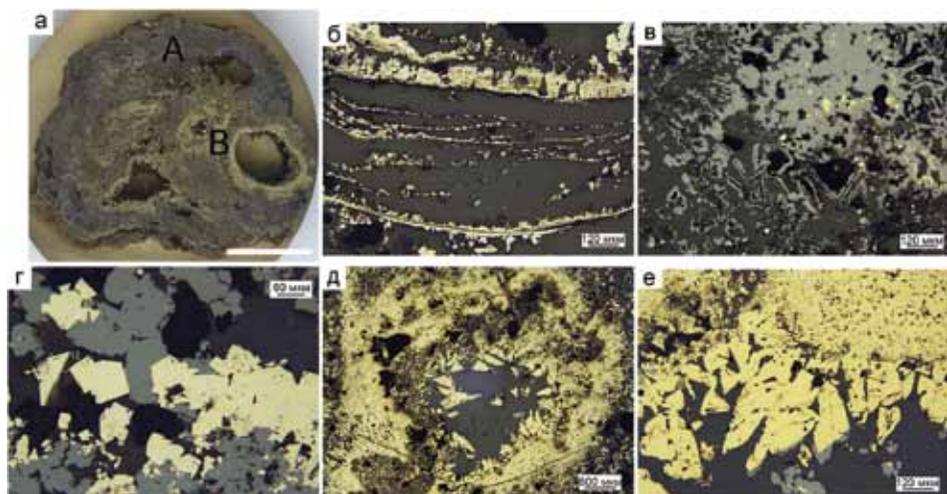


Рис. 1.1.8. Многоканальная пирит-халькопирит-сфалеритовая труба, гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш., обр. ВТА9-4679-9: а — внешний вид трубы (поперечное сечение) с зонами: А — пирит-сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовые стенки, полые — осевые каналы; б — ламинарный пирит, образованный по кутикуле вестиментиферы (подзона А1); в — сфалерит дендритовидный и субгедральный с вкрапленностью халькопирита, сфалерит содержит реликтовые структуры, оставшиеся от выщелоченных кристаллов пирротина (удлиненные черные) (подзона А2); г — срастание субгедральных кристаллов пирита и сфалерита (подзона А3), в пирите более светлые участки представлены включениями марказита; д — халькопиритовая крустификация (зона В) внутренней стенки одного из каналов: наружная часть халькопиритового слоя мелкозернистая (подзона В1), внутренняя сложена копьевидными субгедральными кристаллами халькопирита (подзона В3); е — на копьевидные кристаллы халькопирита вырос сфалерит (подзона В3-С1). а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет.

ки трубчатых червей диаметром 1.5 см — альвинеллид или вестиментифер. Эпитека червей (подзона А1) определяется по ламинарной структуре пирита (рис. 1.1.8б). Каждый слой сложен почковидным колломорфным пиритом, который обрастал органические слои с обеих сторон. Некоторые слойки обросли субгедральными кристаллами пирита и сфалерита. В подзоне А2 пористый сфалеритовый матрикс содержит реликтовые структуры агрегатов эвгедральных кристаллов пирротина (рис. 1.1.8в). Кристаллы пирротина, очевидно, первоначально обрастали сфалеритом, а затем полностью растворялись, и на их месте оставались футляровидные псевдоморфозы. Субгедральный пирит в оболочке трубы встречается редко. Вблизи каналов в ассоциации с крупнозернистым субгедральным сфалеритом его достаточно много (рис. 1.1.8г).

Максимальные концентрации элементов гидрогенной группы (U, W в меньшей степени, V) обнаружены в колломорфном пирите (1 г/т, 0.8 г/т и 9 г/т, соответственно). Наблюдается уменьшение содержания Mn, Tl, Ni от колломорфного к эвгедральному пириту (7500–359 г/т, 161–5 г/т и 13–1 г/т, соответственно). В этом же направлении возрастают содержания As и Au (33–1700 г/т, 0.03–0.3 г/т, соответственно) (табл. 1.1.6).

В сфалерите отмечены повышенные содержания Pb (до 1700 г/т), Co (до 76 г/т). Концентрации Sb и Se возрастают к внутренним частям оболочки (16–161 г/т, 8–111 г/т, соответственно). В том же направлении уменьшается содержание As (511–18 г/т), Ag (570–17 г/т) и Au (0.31–0.11 г/т). Все это указывает на наличие нановключений золото-галенит-блекловорудной ассоциации.

Таблица 1.1.6

Химический состав минералов пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. ВТА9-4679-9. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	6	5.84	3562	46.2	11.2	16.7	0.02	0.30	135	1.77	31.2	10.6
		σ	2.05	3444	0.52	8.28	17.4	0.01	0.19	98.6	0.81	24.3	16.4
Py2	A1	4	8.57	946	46.5	4.31	2.91	0.01	0.30	193	1.33	55.4	20.2
		σ	4.68	902	0.00	3.26	2.98	0.01	0.30	65.6	0.16	48.1	29.6
Py3	A3	7	8.47	138	46.4	26.8	0.63	0.01	0.41	403	18.8	45.5	9.5
		σ	4.98	141	0.19	62.6	0.53	0.01	0.28	558	42.8	35.3	13.7
Chp	A	5	30.0	33.3	30.7	14.2	0.23	34.0	0.45	10.7	168	3.34	261
		σ	55.7	45.0	1.44	13.0	0.26	1.22	0.55	17.5	102	5.40	98.6
Chp	B	10	66.1	116	30.6	10.8	0.38	34.3	0.33	75.3	532	428	89.8
		σ	181	346	1.04	11.1	0.62	1.91	0.70	127	324	652	50.8
Sph	A	10	5.50	128	3.97	42.6	0.09	0.81	61.7	226	61.2	3.77	354
		σ	16.6	37.2	1.50	22.5	0.10	0.92	1.92	157	56.7	2.68	283
Sph	B-C	3	0.38	77.6	2.48	62.2	0.19	0.75	63.2	186	83.5	2.55	284
		σ	0.44	21.8	1.46	53.7	0.20	1.10	2.07	264	72.3	2.04	354
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	6	8.10	0.05	0.82	0.06	1.01	0.54	0.05	110	377	0.00	1.11
		σ	5.99	0.03	0.47	0.08	0.70	0.21	0.03	83.6	287	0.00	0.75
Py2	A1	4	5.16	0.02	1.17	0.10	0.74	0.36	0.08	36.9	424	0.00	0.27
		σ	4.56	0.02	0.88	0.06	0.60	0.12	0.07	13.9	411	0.00	0.36
Py3	A3	7	6.79	0.02	1.05	0.03	0.25	0.05	0.18	12.4	239	0.00	0.01
		σ	3.90	0.03	0.39	0.04	0.25	0.04	0.09	9.18	503	0.00	0.01
Chp	A	5	77.4	2.37	4.63	0.11	2.72	0.03	0.10	0.17	45.8	0.03	0.03
		σ	145	1.91	5.04	0.24	4.40	0.03	0.07	0.27	80.3	0.04	0.04
Chp	B	10	14.7	8.63	66.5	10.8	1.21	0.15	0.09	0.65	73.4	27.3	0.11
		σ	18.0	9.04	109	7.41	1.92	0.15	0.09	1.04	106	23.1	0.32
Sph	A	10	2922	0.15	113	0.14	2.76	0.01	0.18	0.11	1231	0.01	0.01
		σ	2702	0.14	81.0	0.13	3.57	0.01	0.10	0.14	1470	0.01	0.01
Sph	B-C	3	2665	0.31	59.0	0.24	37.8	0.06	0.76	4.00	2550	0.10	0.03
		σ	1952	0.32	31.8	0.31	62.9	0.06	0.92	3.38	4328	0.11	0.02

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.1.2.

Наиболее бедный спектр элементов-примесей наблюдается в халькопирите. Количество Ag, Se, Sn в халькопирите на 1–2 порядка выше, чем в пирите и сфалерите. Однако содержания этих элементов-примесей являются гораздо более низкими (Sn 0.1–4.7 г/т; Se 9–248 г/т) (см. табл. 1.1.6), чем в типичном высокотемпературном халькопирите черных курильщиков. Определены относительно высокие содержания Ag (117–383 г/т), более характерные для низкотемпературного халькопирита, сформированного в слабовосстановительных условиях.

Зона В. Мощности халькопиритового окаймления в разных каналах существенно отличаются (от 0 до 2 мм). Иногда небольшие каналчики почти полностью запечатаны крупнозернистым сфалеритом, содержащим крупные вкрапленники халькопирита (см. рис. 1.1.8в). В других случаях халькопиритовая крустификация имеет двухслойное строение (рис. 1.1.8д): наружный слой сложен мелкозернистым халькопиритом, внутренний — друзовыми агрегатами копьевидных кристаллов крупнозернистого халькопирита.

Центральная часть халькопиритовой крустификации обогащена Se (65–768 г/т, реже до 1184 г/т) и Sn (0.8–11, реже до 32 г/т), содержания которых в два–три раза меньше, чем в трубах типичных черных курильщиков, и чуть выше, чем в халькопирите типичных серых курильщиков (см. табл. 1.1.6). Содержание Ag, напротив, ниже (20–164 г/т), чем в халькопирите оболочки трубы. Содержание Te (1–22 г/т) на один–два порядка выше содержания этого элемента в халькопирите оболочки трубы. В подзоне В3 присутствуют в халькопирите As (до 385 г/т) и Sb (до 300 г/т), вероятно, за счет нановключений блеклых руд. Особенностью халькопирита этой трубы является пока не объяснимое аномально высокое содержание Mo (до 1000–2084 г/т). В подзоне В1 наблюдаются единичные максимумы содержаний U (1 г/т), V (579 г/т) и Ba (6 г/т), свидетельствующие о взаимодействии халькопирита с океанской водой (см. табл. 1.1.6).

Сфалерит халькопиритовой крустификации отличается от сфалерита оболочки повышенными содержаниями Co (100 г/т), которые могут указывать на высоковосстановительные условия минералообразования. В некоторых зернах так же, как и в оболочке трубы, появляется Ba (110 г/т), указывающий на включения барита. Однако содержания Pb, Sb, As гораздо ниже в сфалерите канала трубы, чем в сфалерите оболочки.

Зона С. Каналы трубки полые. На поверхности халькопиритового слоя иногда наблюдаются наросты сфалерита (рис. 1.1.8е). В сфалерите отмечаются повышенные содержания Pb (7500 г/т), Ag (687 г/т), Au (1 г/т), As (190 г/т) при низких содержаниях Co (см. табл. 1.1.6), вероятно, связанные с присутствием нановключений золото-галенит-блекловорудной ассоциации. Типохимизм этого сфалерита и сфалерита оболочки трубы идентичен.

По результатам точечного анализа по микропрофилю методом ЛА-ИСП-МС выявляется отчетливая минералого-геохимическая зональность стенки трубки. В пиритовой оболочке трубки, сложенной в основном оруденелой эпитекой полихет, концентрируются Mn, Ni, Tl, U и W (рис. 1.1.9). Содержания этих элементов существенно снижаются по направлению вовнутрь оболочки

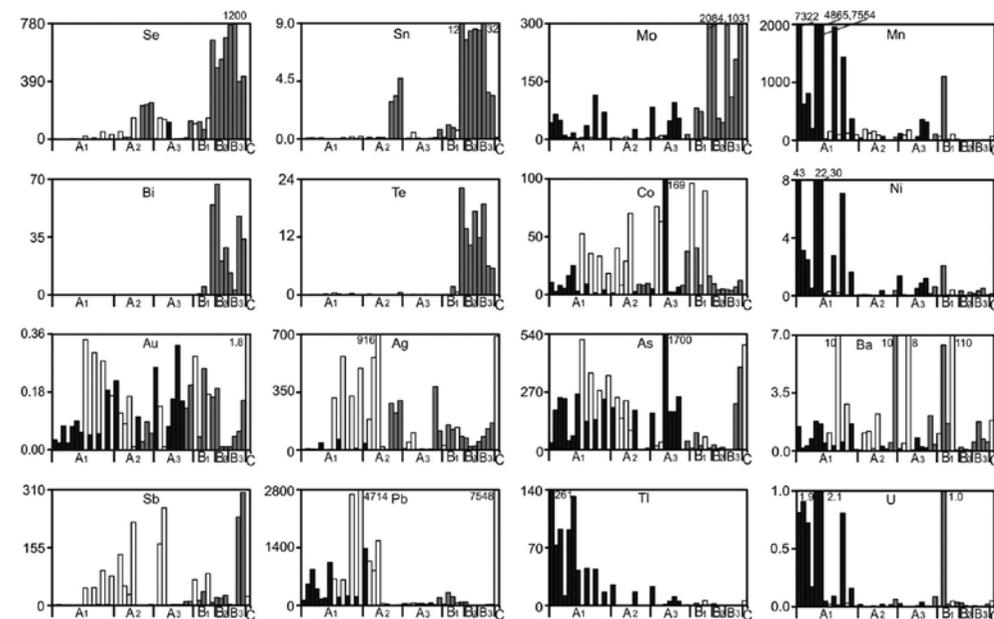


Рис. 1.1.9. Распределение химических элементов (г/т) по зонам в многоканальной пирит-халькопирит-сфалеритовой трубе (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш. (обр. ВТА9-4679-9). Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

трубки. В средней и внутренней частях оболочки трубки сфалерит концентрирует Sb, Ag, Au, As и Pb. С повышением температуры в халькопиритовых слоях, выросших на стенке каналов, концентрируются Se, Te, Bi. В отличие от крустификационного халькопирита черных курильщиков, здесь гораздо меньше Sn и Co, при аномально высоких содержаниях Mo. Последний элемент свидетельствует в пользу смешения гидротермального флюида с океанской водой.

Расчеты коэффициентов концентрации подтверждают выявленные закономерности в геохимической зональности трубки (табл. 1.1.7).

Халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы, обычно многоканальные, встречаются в верхних частях потухших курильщиков. Иногда они сопровождаются просачиваниями бесцветных мерцающих теплых гидротермальных растворов. Халькопирита обычно меньше, чем в предыдущем типе, при значительных вариациях содержаний сфалерита, пирита, реже марказита в различных по составу сросшихся трубках (рис. 1.1.10а). Нами изучены фрагменты труб обр. 4668-4-2 и обр. 4668-6-BV-A3.

Зона А. В одних трубках в зоне А встречается колломорфный пирит, в других — марказит в ассоциации с обильным сфалеритом (рис. 1.1.10б, в). В оболочке труб изредка встречаются кристаллы пирротина или псевдоморфозы пирита по пирротину (рис. 1.1.10г). Марказит по направлению вовнутрь оболочек трубок иногда переходит в субгедральный пирит. Это может свидетельствовать в пользу повышения температуры минералообразования [Mugowchick, Barnes, 1986].

Таблица 1.1.7

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. ВТА9-4679-9

Зона	Минерал	n	ЛКК										
			Ni	Mn	Tl	U	W	Cr	Fe				
A1	Py1	6	6.1	5.5	5.4	5.4	3.5	2.5	1.6				
A1	Py2	4	W	Tl	Fe	Mn	U	Cr	As	Ni			
A3	Py3	7	2.3	1.8	1.6	1.5	1.3	1.1	1.1	1.1			
A3	Py3	7	As	Fe	Co	Au							
A	Chp	5	2.3	1.6	1.1	1.1							
A	Chp	5	Cu	Ag	V	Ti	Fe	Sn	Se				
A	Chp	5	2.9	1.7	1.4	1.3	1.1	1.1	1.1				
B	Chp	10	Bi	Te	Sn	Mo	Se	V	Cu	Ti	Sb	Fe	Cr
B	Chp	10	4.5	4.4	3.8	3.8	3.3	3.0	2.9	1.5	1.5	1.1	1.1
A	Sph	10	Cd	Zn	Hg	Sb	Ag	Pb	Co	As	Au		
A	Sph	10	3.5	3.4	3.0	2.5	2.3	2.1	1.8	1.3	1.1		
B-C	Sph	3	Ba	Hg	Au	Pb	Zn	Cd	Co	Ag	Sb		
B-C	Sph	3	9.6	4.9	4.6	4.3	3.5	3.2	2.6	1.9	1.3		

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.1.2.

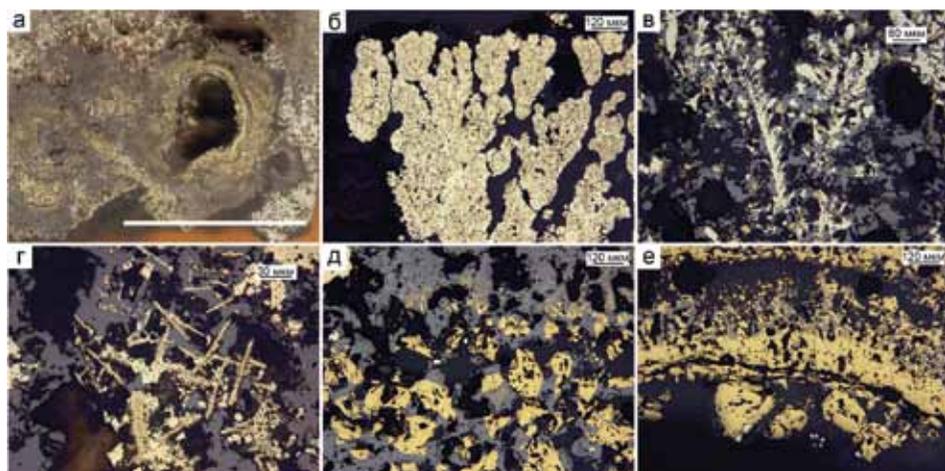


Рис. 1.1.10. Халькопирит-пирит-сфалеритовые трубки бесцветных курильщиков, гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш.: а — внешний вид фрагмента многоканальной трубы (поперечное сечение); б — колломорфный пирит (подзона А1); в — марказит дендритовидный в сфалерите (подзона А2); г — псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина в сфалерите (подзона А2); д — срастания субгедральных кристаллов халькопирита и сфалерита (подзона В1), е — сфалерит-халькопиритовая крустификация (подзоны В1 и В2) внутренней стенки одного из каналов с включениями кристаллов пирита (подзона В3); а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет: а, в, д, е — обр. 4668-6-BV-A3; б, г — обр. 4668-4-2.

Зона В. Крустификация внутри стенки трубы имеет мощность от 1 до 5 мм, реже более. Она представлена срастаниями сфалерита и халькопирита, в том числе деритовидными (рис. 1.1.10д, е). Очень редко встречаются моно-минеральные халькопиритовые слои с включениями кристаллов пирита.

Каждый из минералов, слагающих эти сульфидные трубки, имеет свои геохимические особенности, свидетельствующие в пользу низкотемпературных слабовосстановительных условиях. Об этом свидетельствуют относительно низкие содержания элементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Co, Bi, Te (табл. 1.1.8). Особенно это касается Se в халькопирите — индикаторе температур минералообразования. Все это на фоне повышенных концентраций Sn в халькопирите, в целом характерных для халькопирита бесцветных курильщиков из других регионов океана [Maslennikov et al., 2017]. На активное взаимодействие с океанской водой указывают повышенные содержания Mo в пирите.

Геохимическая зональность является типичной для курильщиков в целом. Элементы низкотемпературной (Tl, Ni) и гидрогенной (U, Mo, W, W) ассоциаций концентрируются в основном в колломорфном пирите (см. табл. рис.). Содержания Se, хотя и в целом низкие, гораздо выше в эвгедральном пирите и халькопирите, чем в колломорфном пирите и сфалерите.

Таблица 1.1.8

Химический состав минералов халькопирит-пирит-сфалеритовой многоканальной трубы, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4668-4-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	5	4.2	35	46.2	0.5	32	0.01	0.44	12	2.4	112	3.5
		σ	1.9	17	0.7	0.5	27	0.01	0.58	5.6	1.4	27	4.2
Py3	A3	7	0.09	1.6	46.5	0.6	1.1	0.02	0.05	543	10.9	42	3.1
		σ	0.12	3.0	0.0	0.8	1.9	0.03	0.09	310	9.5	30	2.8
Chp	B	8	0.04	1.4	32.5	0.4	0.6	31.9	0.10	0.6	17	0.09	172
		σ	0.05	0.6	0.7	0.4	1.1	0.7	0.02	0.7	3.4	0.14	31
Sph	A2	5	0.8	124	10.6	0.0	0.2	0.4	54.2	6.3	4.0	6.9	216
		σ	1.8	22	1.4	0.0	0.4	0.2	1.1	3.7	0.8	5.0	75
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	5	19.6	0.7	1.8	0.026	0.06	0.014	0.025	44	175	0.003	0.62
		σ	13.7	0.4	0.5	0.035	0.08	0.013	0.011	16	60	0.001	0.55
Py3	A3	7	0.7	0.7	5.2	0.025	0.01	0.004	0.035	3.3	75	0.002	0.02
		σ	1.4	0.2	3.7	0.028	0.02	0.005	0.036	8.1	160	0.002	0.04
Chp	B	8	6.7	114	0.11	0.027	0.02	0.004	0.011	0.01	1.8	0.004	0.002
		σ	2.2	35	0.14	0.024	0.04	0.005	0.004	0.01	3.3	0.004	0.001
Sph	A2	5	5526	83	99	0.019	0.03	0.002	0.368	0.02	137	0.002	0.008
		σ	1324	23	48	0.021	0.05	0.001	0.411	0.03	89	0.002	0.016

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.1.2.

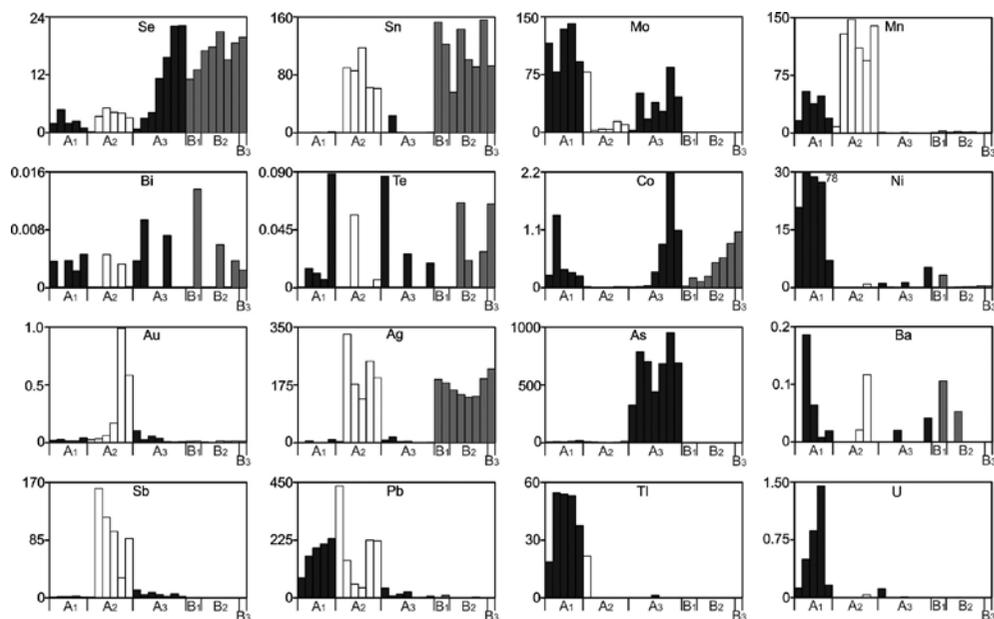


Рис. 1.1.11. Распределение химических элементов (г/т) по зонам многоканальной халькопирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле ВТП 9°50' с.ш. (обр. ВТП4868-4-2). Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Диффузеры изокубанит-пирротин-пирит-сфалеритовые и изокубанит-пирротин-пиритовые. На поле ВТП 9°50' с.ш. опробованы очень специфические разновидности гидротермальных труб, так называемые диффузеры. Это дынеобразные раздувы, напоминающие пчелиные соты [Богданов и др., 2006б]. Каналы диффузеров обычно заполнены рыхлым рудным веществом, а «ребра» фиксируют более плотные участки, переслаивающиеся с менее плотными. На поверхности диффузеров встречаются остатки альвинеллид диаметром до 1.5 см. В центральной части труб преобладает высокотемпературная пирротин-кубанит-халькопиритовая ассоциация, сменяющаяся по направлению к внешней зоне пирит-марказит-сфалеритовой. В одном из образцов (обр. 4625-13-2), почти полностью пропитанном лимонитом, в наружной зоне (A1) вместо ангидрита встречаются многочисленные кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом. Примечательно, 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 полихет.

В сфалерите концентрируются изоморфные Cd (1000–6100 г/т) и Sb (37–800 г/т) [Богданов и др., 2006б]. Изокубанит является одним из главных носителей Se (1330–1510 г/т), Co (3430–4290 г/т) и Ag (33–42 г/т) (табл. 1.1.9). В агрегатах изокубанита Ю.А. Богдановым и др. (2006б) установлены аномально высокие количества Ni (до 400–700, реже 2000 г/т), который также проявляется в сфалерите и пирите при минимальных содержаниях в халько-

пирите. Пирротин — основной носитель Co (4895–8800 г/т) и второй после изокубанита — Se (147–1246 г/т), при крайне низких количествах большинства других элементов-примесей (см. табл. 1.1.9). Высокие содержания Se отличают эти диффузеры от труб бесцветных курильщиков. Наряду со значительным содержанием Co в некоторых агрегатах пирротина выявлены аномально высокие концентрации As (600–5300 г/т) [Богдановым и др., 2006б], что, вероятно, связано с нановключениями сульфоарсенидов или арсенидов кобальта. Однако, по данным ЛА-ИСП-МС, содержание As в кристаллах пирротина крайне низкое (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.

Таблица 1.1.9

Химический состав минералов корки гетит-пирит-пирротин-изокубанитового диффузера, Восточно-Тихоокеанское поднятие 9°50' с.ш., обр. 4625-13-3. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Гетит	A	8	5.2	13	62	2127	1.5	0.38	0.1	29	697	449	1.9
		σ	4.5	4.1	0.9	1846	0.6	0.38	0.1	41	1272	420	1.6
Py1	A	3	1.4	90	46	76	12	0.07	0.1	181	29	111	10
		σ	0.2	35	0.1	15	5.8	0.04	0.2	28	41	42	6.8
Py2	A	3	0.1	4.4	46	17	0.8	0.00	0.2	147	76	5.2	0.2
		σ	0.1	4.6	0.2	5.1	0.3	0.01	0.2	42	36	7.7	0.3
Po	B	3	8.7	6.6	62	6075	0.5	0.43	0.03	0.2	624	53	0.9
		σ	2.4	2.5	0	1658	0.9	0.19	0.03	0.1	564	49	1.2
ISS	B	3	0.2	27	39	3892	0.3	23.6	0.4	0.5	1396	12	37
		σ	0.1	0.8	0.8	432	0.4	0.91	0.04	0.7	99	20	4.3
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Гетит	A	8	2.7	7.0	0.7	0.3	1.3	0.492	0.013	0.4	33.4	0.44	2.26
		σ	2.4	5.4	1.1	0.5	1.1	1.259	0.014	0.6	41.6	0.54	4.74
Py1	A	3	3.1	1.3	1.9	0.1	0.3	0.054	0.097	8.7	145.5	0.04	0.80
		σ	2.6	0.4	0.6	0.1	0.2	0.021	0.043	1.2	62.3	0.04	0.57
Py2	A	3	12.7	1.3	0.2	0.1	0.0	0.001	0.003	0.2	6.0	0.01	0.01
		σ	13.9	0.1	0.2	0.1	0.1	0.000	0.003	0.4	8.3	0.01	0.02
Po	B	3	1.8	2.9	0.0	0.5	0.1	0.029	0.015	0.3	8.9	0.48	0.71
		σ	1.8	2.2	0.0	0.3	0.1	0.023	0.013	0.4	6.3	0.77	0.96
ISS	B	3	22.7	4.2	0.0	1.0	0.4	0.001	0.067	0.0	1.8	0.55	0.01
		σ	1.6	1.1	0.0	1.1	0.2	0.000	0.058	0.0	2.0	0.65	0.02

Примечание. Py1 — колломорфный пирит, Py2 — ангедральный и субгедральный пирит, иногда с марказитом, Po — пирротин, ISS — изокубанит.

Дисульфиды железа не несут значительного количества элементов-примесей, за исключением умеренных содержаний As (147–208 г/т) (см. табл. 1.1.8). Отношение Co/Ni > 10–40 при невысоких содержаниях этих элементов-примесей. Содержание Pb (14–203 г/т) в пирите часто выше, чем в других сульфидах. В колломорфном пирите обнаружены редкие микровключения галенита.

Оксигидроксиды железа в диффузерах являются основными концентраторами элементов-примесей гидрогенной группы (г/т): U (0.1–2.7 до 13), V (3–14), W (0.01–3.6) и Mo (48–1214) (см. табл. 1.1.8). Распределение этих элементов крайне неравномерное. Возможно, часть из них сорбировалась на гидроксидах железа, другая часть поступала в составе литогенной взвеси совместно с минералами Ti (2–71 г/т). Интересно, что лимонит является также концентратором Co (759–4765 г/т) и Se (195–3794 г/т). Вероятно, Co сорбировался на оксигидроксидах железа. Формы концентрации Se остаются не выясненными. Обычно этот элемент входит в высокотемпературную геохимическую ассоциацию или концентрируется в зоне субмаринного гипергенеза в виде селенидов и самородного селена [Ауирова et al., 2015]. Поскольку лимонит является продуктом гальмиролиза сульфидных отложений, более вероятен последний вариант, предусматривающий поступление Se из высокотемпературных ассоциаций в низкотемпературные гипергенные. В зоне гипергенеза Se обычно концентрируется в составе ковеллина. На это указывают корреляции содержаний Se с широко варьирующими реликтовыми количествами Cu (0.08–1 мас. %) (см. табл. 1.1.8).

1.1.4. Второстепенные и редкие минералы. В отличие от курильщиков других гидротермальных полей охарактеризованные выше курильщики ВТП 9°50' с.ш. обеднены видимыми под микроскопом редкими минералами. В колломорфном пирите встречены единичные выделения галенита. По данным ЛА-ИСП-МС можно предполагать лишь незначительное количество самородного золота и теннантита.

1.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути для халькопирит-ангидритовой трубы (г/т) (обр. 4669/2–1р) выявлено пять устойчивых минерально-геохимических ассоциаций (табл. 1.1.10). Первая ассоциация соответствует борниту с микровключениями галенита. Присутствие в этой ассоциации W наводит на мысль об участии океанской воды в формировании борнита. Вторая ассоциация предполагает парагенезис самородного золота с микровключениями теннантита или мышьяковистого пирита. К этой же ассоциации примыкает третья ассоциация, в которой наряду с гидрогенными элементами (U, V), группируются элементы, соответствующие бариту (Ba) и блеклым рудам (Sb). В четвертую ассоциацию объединены элементы, концентрирующиеся в сфалерите. Присутствие Mo указывает на участие океанской воды в процессах отложения нановключений сфалерита. Пятая ассоциация включает никельсодержащий халькопирит.

Таблица 1.1.10

Ассоциации химических элементов в сульфидных трубах ВТП 9°50' с.ш. по данным ЛА-ИСП-МС

Номер образца	Зоны	Минералы	Ассоциации химических элементов
4669/2–1р	А, В, С	Халькопирит > борнит	I(Pb+W+Ag+Cu+Ti)+II(As+Au)+III(U+Sb+Ba+V) – IV(Zn+In+Sn+Hg+Mo)+Bi – V(Fe+Se+Ni) – Co – Mn – Cr – Te.
4658-3-2	А, В, С	Халькопирит > пирит > сфалерит,	I(Sn+Se+Cu+Ag+Te)+V+II(Fe+As+Au) – Co+III(Mo+W)+IV(Tl+Ni+Cr) – V(Bi+Ba+Ti) – U – Mn – Pb – VI(Zn+Sb+Cd+Hg)
4631-2-2-3	А, В, С	Пирит > халькопирит > сфалерит > марказит	I(Zn+Hg+Sb) + II(Bi+Ba) + III(Mo+Tl) +IV(Cr+Ni+Mn) + V(U+W+Ti) – VI(Fe+As+Au+Pb+Ag+Cd) – VII(Co+Se+Te+Sn+Cu) – V
ВТА-9-4679-9	А, В, С	Сфалерит > халькопирит > пирит	I(Sn+Se+Te+Bi+Mo+Cu) – II(V+Ti) – III(U+Mn+Tl+Ni+Cr+W+Fe) – IV(As+Co+Zn) + V(Pb+Ag+Au+Hg) – Sb
4668-4-2	А, В, С	Сфалерит > пирит+ марказит > халькопирит	I(Cd+Zn+Mn+Sb) + II(Ag+Sn+Cu+Se+Co+As+Fe) + III(Tl+Mo+U) + IV(Ni+V+Ba) – W – Bi – Te – Pb – Au
4625-13-3		Гетит, пирротин, изокубанит, пирит, марказит	I(U+W+Ti+Ba+Sn) – (Bi+Se+Te)+II(Cu+Ag+Cr) + Au+ III(Mn+Ni+Tl+Pb+Hg+As+Sb) – IV(Zn+Cd) – V(Co+V+Fe+Mo)

В сфалерит-пирит-халькопиритовой трубке (обр. 4658-3-2) выделены пять ассоциаций (см. табл. 1.1.10). Первая ассоциация соответствует халькопириту и его изоморфным примесям. Во вторую ассоциацию входит золотосодержащий мышьяковистый пирит. В третью ассоциацию попали гидрогенные элементы. К ним примыкают элементы четвертой ассоциации, свойственные колломорфному пириту. Пятая ассоциация не поддается простой интерпретации, в шестую входят элементы, характерные для сфалерита.

Для сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы (обр. 4631-2-2-3) рассчитаны семь минерально-геохимических ассоциаций (см. табл. 1.1.10). Первая ассоциация соответствует сфалериту, шестая — колломорфному пириту, седьмая — халькопириту. Остальные ассоциации не поддаются простой интерпретации.

Расчет, выполненный для пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы (обр. ВТА9-4679-9), показывает пять основных геохимических ассоциаций (см. табл. 1.1.10). Первая соответствует халькопириту, вторая и третья — колломорфному пириту. Четвертая и пятая ассоциации, вероятно, объединяют золото-галенит-сфалеритовый парагенезис.

Для халькопирит-пирит-сфалеритовых труб (обр. 4668-4-2) установлены четыре ассоциации: первая соответствует сфалериту, вторая — халькопириту с микровключениями эвгдрального пирита, в третью и четвертую ассоциации

входят элементы, относимые в гидрогенную и низкотемпературную группам.

Пирит-пирротин-изокубанитовый диффузер, по данным расчетов, включает пять минерально-геохимических ассоциаций (см. табл. 1.1.10). Первая ассоциация — литогенно-гидрогенная. Во вторую ассоциацию входит изокубанит. Третья ассоциация по составу ближе всего к колломорфному пириту, четвертая — сфалериту. Пятая ассоциация отражает химический состав гетита и пирротина, которые концентрируют Co, V и Mo.

1.1.6. Минерально-геохимические и генетические особенности. Выявляется минералогическая специализация различных типов труб. Черные курильщики обычно представлены халькопирит-ангидритовыми и пирит-халькопиритовыми разновидностями, в серых курильщиках преобладает сфалерит, тогда как пирротин оказывается неустойчивым. В диффузерах индикаторным минералом является эвгедральный пирротин. Полученные материалы подтверждают сделанные ранее выводы [Graham et al., 1988] об эволюции зональности гидротермальных труб в процессах их «созревания».

Важной особенностью гидротермальных отложений ВТП 9°50' с.ш., отличающих их от других гидротермальных отложений океанского дна, является аномально высокое содержание Co как в сульфидных отложениях в целом, так и в некоторых минералах. Они существенно превосходят концентрации этого элемента во всех исследованных гидротермальных отложениях, ассоциирующих с вулканитами, приближаясь к содержанию Co, характерному 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 обновлением сравнительно малоглубинной магматической камеры, в которой в значительно большей степени проявляется влияние мантийного вещества, по сравнению с 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 присутствует 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, Te. Сфалерит крустификаций каналов труб показывает более высокие содержания Co, по сравнению со сфалеритом оболочки труб. Последний обогащен As, Sb, Pb и Ag — элементами-примесями галенит-блеклорудной ассоциации. Некоторые элементы (Se, Co), показывают двойственную природу: могут концентрироваться как в высокотемпературных гидротермальных, так и в низкотемпературных гипергенных микрофациях.

Особый интерес для диагностики представляет собой сравнение типохимизма халькопирита черных с халькопиритом серых и бесцветных курильщиков (табл. 1.1.11). Халькопирит черных курильщиков относительно халь-

копирита серых курильщиков содержит больше Ni и Co при меньших содержаниях Sb, Bi, Mn, V, Mo, Mn, W, Ba. Последние 5 элементов, указывают на большее влияние океанской воды на формирование серых курильщиков. Обогащение висмутом — характерная черта халькопирита почти всех серых курильщиков вне зависимости от обстановки формирования [Maslennikov et al., 2017]. Однако, по сравнению с бесцветными курильщиками, халькопирит черных курильщиков значительно богаче Te, Bi, Mo, Co, V, Se и As при более низких содержаниях Ag и Sn. Обогащение последними двумя элементами является типичным для халькопирита бесцветных курильщиков Атлантического хребта [Maslennikov et al., 2017].

Таблица 1.1.11

Ряды коэффициентов концентрации применительно к главным сульфидам черных курильщиков относительно сульфидов курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Халькопирит											
Черный/серый	Ni	Co	Sn	Te	Se	Cd	Fe	Cu	Zn	U	Ag	
	20	6.2	4.0	2.5	2.4	1.1	1.0	1.0	0.7	0.7	0.6	
Черный/ бесцветный	As	Pb	Au	Tl	Ba	W	Mn	Mo	Bi	V	Sb	
	0.5	0.4	0.29	0.28	0.17	0.15	0.12	0.09	0.07	0.07	0.03	
Черный/ бесцветный	Te	Bi	Mo	Co	V	Se	As	U	Tl	Sb	Pb	
	992	539	466	155	130	76	62	44	25	19	14	
Черный/серый	Ni	Ba	Mn	W	Au	Cd	Zn	Cu	Fe	Ag	Sn	
	12	11	10	5.5	2.6	2.4	2.3	1.0	1.0	0.3	0.3	
Пирит колломорфный												
Черный/серый	Te	Se	Cu	Sn	As	Bi	Co	Sb	Mo	Ag	Au	
	53	24	16	7.3	5.3	3.5	3.1	3.1	3.0	2.1	1.7	
Черный/ бесцветный	V	Zn	Pb	Cd	Ni	W	U	Tl	Ba	Mn		
	1.3	1.2	0.9	0.8	0.3	0.2	0.11	0.11	0.11	0.08		
Черный/ бесцветный	Te	Co	As	Cu	Se	Mn	W	Ag	Au	Bi	Ba	
	148	93	45	35	21	11	8.2	8.0	4.5	2.9	2.6	
Черный/серый	Pb	V	Sb	Zn	Mo	Sn	Cd	Tl	U	Ni		
	1.8	1.6	1.4	0.9	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2		
Сфалерит												
Черный/серый	Sn	U	Te	As	Ni	Se	Fe	Sb	Mn	Mo	Cu	
	6.1	4.2	3.1	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	
Черный/ бесцветный	Cd	Co	W	Pb	Ag	V	Bi	Au	Ba	Tl		
	0.7	0.6	0.6	0.4	0.33	0.30	0.21	0.21	0.02	0.02		
Черный/ бесцветный	Co	Te	As	Se	W	Ba	U	Pb	Bi	V	Cu	
	2381	53	35	22	7.1	6.9	5.2	3.5	2.4	1.3	1.2	
Черный/серый	Sb	Ni	Tl	Mn	Ag	Cd	Mo	Fe	Au	Sn		
	0.83	0.78	0.77	0.73	0.41	0.36	0.33	0.30	0.13	0.02		

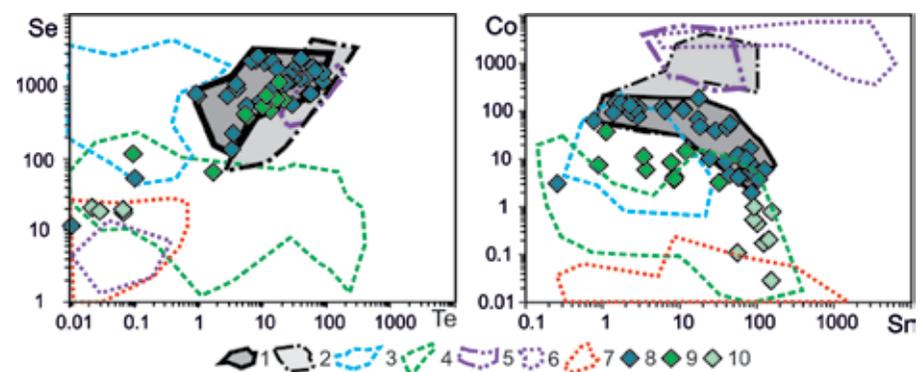


Рис. 1.1.12. Диаграммы Se–Te, Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб ВТП 9°50' с.ш. в сравнении с халькопиритом курильщиков из других полей: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8–10 — курильщики ВТП 9°50' с.ш.: 8 — черные, 9 — серые, 10 — бесцветные мерцающие курильщики.

На диаграммах халькопирит черных курильщиков характеризуется повышенными содержаниями Se, Te и Co, по сравнению с халькопиритом серых и бесцветных курильщиков (рис. 1.1.12). Особыми признаками халькопирита серых курильщиков являются повышенные содержания Ag, Mo и Bi. Халькопирит бесцветных курильщиков характеризуется максимальными содержаниями Sn, что является типичным для бесцветных мерцающих курильщиков и диффузеров САХ [Maslennikov et al., 2017]. Сульфиды бесцветных курильщиков несут повышенные содержания элементов-примесей гидрогенной ассоциации (U, V, Mo).

Колломорфный пирит пирит-сфалерит-халькопиритовых труб черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. характеризуется более высокими содержаниями Te, Se, Cu, Sn, As и Bi, по сравнению с аналогичным пиритом серых курильщиков. Наряду с этими элементами, в колломорфном пирите бесцветных курильщиков меньше Co, по сравнению с пиритом черных и серых курильщиков (см. табл. 1.1.11).

Фигуративные точки колломорфного пирита черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. локализуется в области минимальных содержаний Mn и Tl (рис. 1.1.13). Сильно восстановительные свойства гидротермальных флюидов сдерживали осаждение гидроксидов марганца совместно с сульфидами железа. Низкие содержания Tl объясняются незрелостью гидротермальной системы, которая не достигла стадии разложения полевых шпатов. Такие незрелые гидротермальные системы, вероятно, могли периодически подновляться в условиях быстрого спрединга и поступления новых порций базальтов. Однако колломорфный пирит пирит-халькопирит-сфалеритовых труб характеризуется на порядок

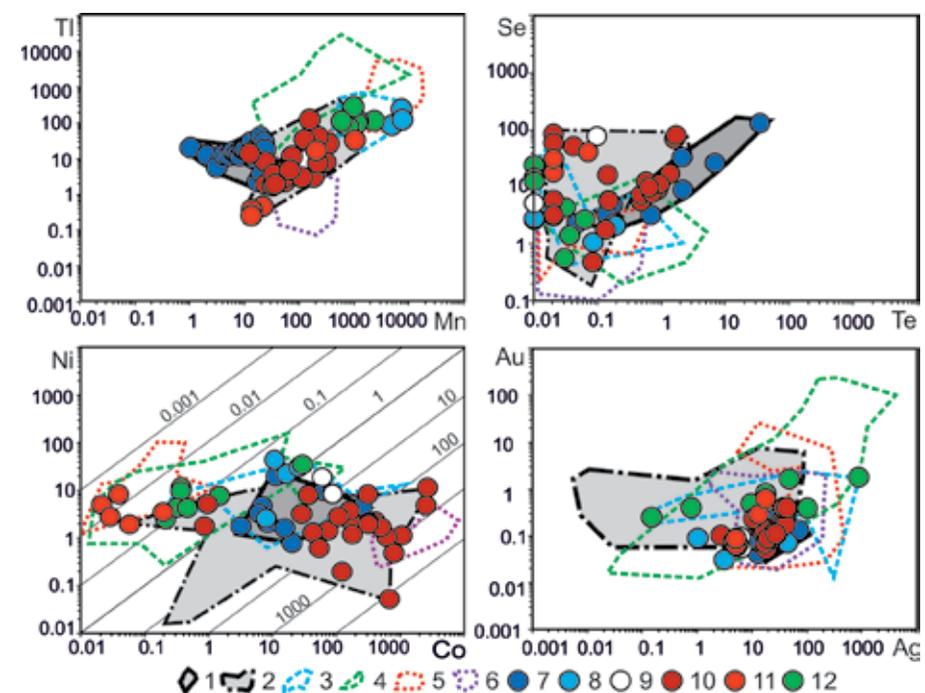


Рис. 1.1.13. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб курильщиков Восточной Пацифики (7–12) на фоне контуров, ограничивающих поля фигуративных точек колломорфного пирита этих же и других современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Фигуративные точки: 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7–9 — курильщики ВТП 9°50' с.ш.: 7 — черные, 8 — серые, 9 — бесцветные; 10–11 — курильщики Галапагосского хребта: 10 — черные и 11 — серые (?); 12 — серые курильщики Горы Осевой.

более высокими содержаниями Mn и Tl, что может указывать на влияние температуры и редокс-потенциала на совместное накопление этих элементов.

Поле колломорфного пирита черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. показывает отчетливую прямо пропорциональную зависимость содержаний Se и Te. Оба элемента, вероятно, изоморфно входят в состав пирита, что возможно при высоких температурах минералообразования — >300°C [Auclair et al., 1987; Keith et al., 2016; Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015]. Низкие содержания Se и Te в колломорфном пирите пирит-халькопирит-сфалеритовых труб, которые относятся к серым или белым курильщикам второго рода, подтверждают меньшие температуры их формирования: поле фигуративных точек, относящихся к этим курильщикам, совпадает с полями диффузеров и серых курильщиков.

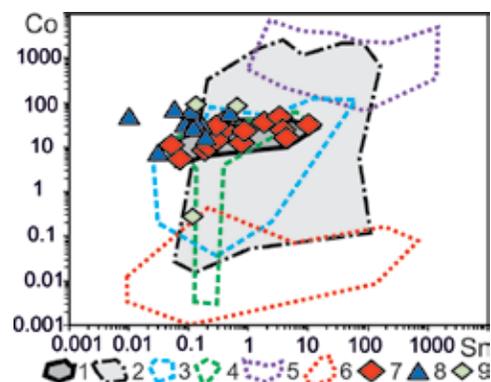


Рис. 1.1.14. Диаграмма Co–Sn для сфалерита курильщиков ВТП 9°50′ с.ш. (7-9) в сравнении с другими современными курильщиками (1-6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50′ с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме полей Рейнбоу и ВТП 9°50′ с.ш.; 7-9 — сфалерит ВТП 9°50′ с.ш.: 7 — пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы черных курильщиков, 8 — пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы серых курильщиков, 9 — халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы бесцветных курильщиков. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С.

Содержания Co в колломорфном пирите черных, серых курильщиков и диффузеров ВТП 9°50′ с.ш. в большинстве анализов выше, чем в островодужных серых курильщиках. На диаграмме Co–Ni видно, что по сравнению с островодужными серыми курильщиками, колломорфный пирит которых в основном характеризуется отношениями $Co/Ni < 1$, большинство значений Co/Ni колломорфного пирита ВТП 9°50′ с.ш. локализуется в интервале 1–100 (рис. 1.1.13). Это же отмечается и для диффузеров. Однако эти значения на 2–3 порядка ниже, чем в колломорфном пирите диффузеров Рейнбоу. Таким образом, колломорфный пирит ВТП 9°50′ с.ш. занимает промежуточное положение между разновидностями, сформированными на островодужном основании и на ультрамафитах.

Колломорфный пирит по содержаниям Au и Ag на 1–2 порядка уступает колломорфному пириту островодужных серых курильщиков. В целом содержания Au в сульфидах ВТП 9°50′ с.ш. ниже, чем в сульфидах курильщиков низкоспредиговых хребтов САХ и островодужных бассейнов Западной Пацифики [Knight et al., 2018].

Сфалерит черных и серых курильщиков поля ВТП 9°50′ с.ш. существенно не отличается по составу. Исключение представляют более низкие содержания Ва и Тl в сфалерите черных курильщиков. Содержания Co, Se, As и Te в сфалерите черных курильщиков в среднем выше, чем в сфалерите бесцветных курильщиков при меньших количествах Sn (см. табл. 1.1.11). Однако, содержания Co в сфалерите бесцветных курильщиков сильно варьируют.

На диаграмме Sn–Co почти фигуративные точки всех разновидностей курильщиков занимают одно поле (рис. 1.1.14). Для него характерны ста-

бильно высокие содержания Co, что свидетельствует в пользу того, что рудогенерирующая гидротермальная система является незрелой, то есть не прошла стадию разложения кобальтсодержащих минералов, таких как пироксены и оливин.

1.2. Гора Осевая

1.2.1. Геологическая позиция. Хребет Хуан де Фука как составная часть Тихоокеанской рифтовой системы располагается в восточной окраине Тихоокеанской плиты, отделенной от Северо-Американского континента Каскадной зоной субдукции (см. рис. 1.1.1). Протяженность хребта 525 км. С севера и с юга он ограничен двумя трансформными разломами Саванко и Бланко, соответственно. Скорость спрединга в районе хребта составляет 6 см/год. Хребет разделен на 6 сегментов. Центральный сегмент получил название гора Осевая. Этот сегмент длиной 110 км представляет собой обширный щитовой вулкан, образовавшийся, вероятно, в результате воздействия горячей точки, сформировавшей цепочку гор системы Кобб [Зоненшайн и др., 1990; Дубинин, Ушаков, 2001]. Гора Осевая является самой молодой в цепочке вулканов, возникших над горячей точкой. Гора имеет форму правильного усеченного конуса размером в поперечнике 10–15 км. Вершина горы приподнята над основным хребтом, что является результатом влияния дополнительных потоков магматического вещества при формировании вулканической постройки над горячей точкой [Богданов и др., 2006б]. На вершине горы расположена подковообразная кальдера, открытая с юга (рис. 1.2.1).

Длина кальдеры 7 км, ширина 2.5 км. Крутые стенки кальдеры, образованные системой уступов, поднимаются над ее дном на 100–150 м. В северной части кальдера имеет широкий проход (700 м), где высота стенок не превышает 60 м. Кальдера формировалась расколом при спрединге, а не простым обрушением при частичном опустошении магматической камеры и ориентирована под углом по отношению к направлению спрединга и простиранию хребта за счет сдвиговой компоненты. Дно кальдеры Осевого вулкана площадью до 21 км² расположено на глубинах 1560–1600 м. В местах пересечения осевого рифта со стенками кальдеры находятся впадины обрушения, к которым приурочены выходы гидротерм [Богданов и др., 2006б].

В пределах кальдеры выявлены несколько разновозрастных комплексов вулканических пород, в основном разнообразными по форме лавами базальтового и андезито-базальтового состава (см. рис. 1.2.1). Отмечается большая степень дифференцированности магмы, формировавшей вулканы горы Осевой, а также значительная интенсивность и продолжительность вулканизма, приведшие к аномально высокому гипсометрическому положению вершины горы [Зоненшайн, Кузьмин, 1990]. В целом кальдера по форме напоминает Маканскую, реконструированную во внутридуговом рифте среднедевонской Восточно-Магнитогорской дуги на Урале [Серавкин, 1986;

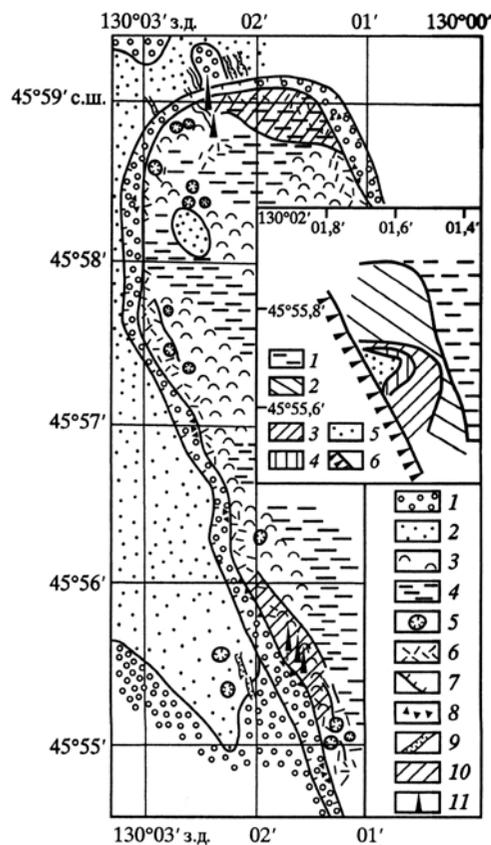


Рис. 1.2.1. Геологическая карта горы Осевой [Богданов и др., 2006б]: 1 — лавы, возраст которых более 30 тыс. лет (лавовые трубы); 2 — лавы, возраст которых 4.5–10 тыс. лет (докальдерные покрывные базальты); 3–6 — лавы, возраст которых менее 4.5 тыс. лет (кальдерные базальты): 3 — лопастные лавы, 4 — ровные участки покровных базальтов («аэродромы»), 5 — лавовые колодцы и колонные залы, 6 — лавовые торосы; 7 — верхняя бровка стенки кальдеры; 8 — глыбовые осыпи у подножия стенки кальдеры; 9 — зияющие трещины; 10 — гидротермальные поля; 11 — горячие источники.

На врезке — зональность гидротермальных проявлений в пределах гидротермального поля: 1 — гидротермальные проявления отсутствуют; 2 — охристые налеты на базальтах; 3 — холмики и колонны из окисных минералов железа и опала; 4 — налеты опала на базальтах; 5 — горячие источники; 6 — подошва стенки кальдеры.

Масленников, 1999]. Отличия заключаются лишь в составе вулканитов — в Маканской кальдере развит риолит-базальтовый рудоносный комплекс.

Гидротермальные проявления встречены на горе Осевой только в пределах кальдеры, главным образом, у подножия западной ее стенки, сложенной самыми молодыми вулканитами, разбитыми местами трещинами отрыва — гьярами. В пределах кальдеры обнаружены два гидротермальных поля КАСМ (CASM Field) и ЭШЕС (ASHES Field) [Hammond, 1990] с концентрированными потоками средне- и высокотемпературных гидротермальных растворов.

Поле КАСМ приурочено к трещине шириной 10 м и глубиной 15–20 м, которая простирается от северной стенки кальдеры на юг на 300 м. Выходы низкотемпературных термальных вод и скопления донных организмов обнаружены лишь на склонах и на дне этой трещины [Леин и др., 1990; Hannington, Scott, 1988]. Предполагается, что гидротермальное поле приурочено к области пересечения двух систем тектонических нарушений: первой, формирующей уступы кальдеры, и второй, образующей разломы гьярового простирания параллельно оси спрединга [Богданов и др., 2006б].

Поле ЭШЕС расположено у подножия самой южной части юго-западного уступа кальдеры. На поверхность дна этого поля в настоящее время изливаются высокотемпературные гидротермальные растворы. Область развития этих источников размером 80×80 м окружена полем низкотемпературных диффузных сочений, простирающихся параллельно стенке кальдеры на 1000 м [Богданов и др., 2006б].

1.2.2. Строение и состав гидротермальных построек. Поле КАСМ имеет зональное строение: в центре выделяются сульфидные трубы — колонны, по периферии рассеяны низкотемпературные кремнисто-железистые диффузные холмики и «султанчики», переходящие в красно-коричневые охры (рис. 1.2.2). Единичные колонны имеют высоту около 10 м и диаметр 5 м. Поверхность колонн неровная, осложнена многочисленными козырьками, вздутиями и кавернами. Вершины колонн состоят из многочисленных трубообразных выростов. Поверхности козырьков покрыты белоснежными бактериальными матами и мелкими оранжевыми полихетами и вестиментиферами вблизи муаров [Леин и др., 1990]. В трещинах

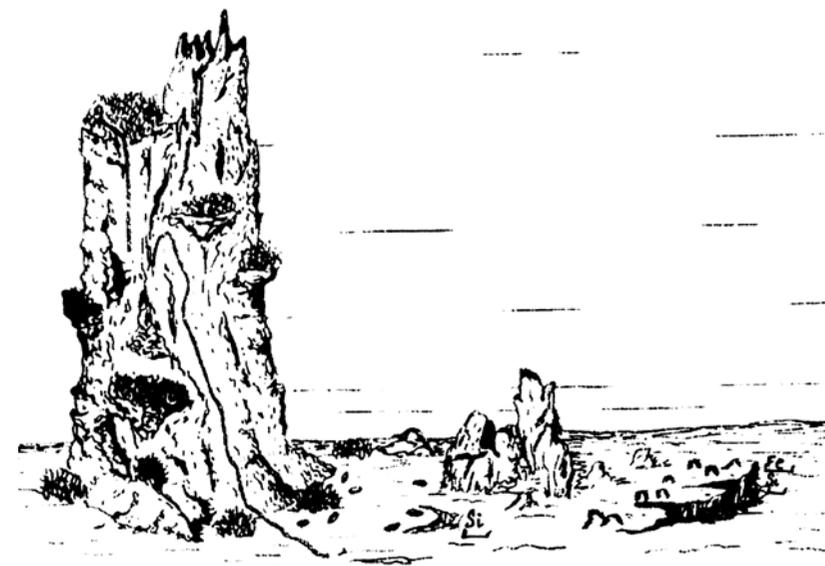


Рис. 1.2.2. Сульфидные трубы на поле КАСМ [Богданов и др., 2006б].

температуры могли достигать 100–150 °С. Преобладающими минералами, слагающими гидротермальные колонны, являются дисульфиды железа (пирит и марказит) и сфалерит. Из нерудных минералов в равных количествах присутствуют барит и опал, играющие в целом подчиненную роль [Леин и др., 1988; Геологическое строение ..., 1990; Богданов и др., 2006б]. Состав козырьков одной из колонн существенно отличается от состава ее основного тела: они сложены преимущественно баритом и опалом, содержащими тонкую рассеянную вкрапленность сульфидов, среди которых нами определены пирротин, пирит, марказит, реже сфалерит и халькопирит. Кроме перечисленных минералов, в кремнисто-сульфидно-сульфатных трубах поля определены более редкие тетраэдрит-теннантит, галенит, иорданит и самородная сера [Hannington, Scott, 1988]. При сравнении с гидротермальными отложениями, исследованными в других районах Мировой рифтовой системы, рудопоявления гидротермального поля КАСМ являются типичными среднетемпературными образованиями, характерными для отложений белых курильщиков: они обогащены элементами среднетемпературной ассоциации (Pb, As), и обеднены спутниками высокотемпературных рудопоявлений (Co, Ni) [Богданов и др., 2006б]

Здесь же, в центральной части поля КАСМ встречаются небольшие (высотой до 0.5 м при ширине 0.5–2 м) холмообразные постройки с шарообразными наростами, сложенные баритом, опалом и в меньших количествах марказитом и сфалеритом. Они представляют собой систему трубок диаметром от 1 до 70 мм, являющихся минерализованными остатками вестиментифера и полихета [Богданов и др., 1990].

Высота кремнисто-охристых построек вблизи центра поля КАСМ достигает 1 м, на удалении уменьшается до 5 см. В их составе преобладают оксигидроксиды железа и опал, содержащие многочисленные бактериоморфные структуры [Богданов и др., 1990]. Максимальная измеренная температура растворов не превышает 35 °С [Hannington, Scott, 1988]. Непосредственно на выходах термальных вод появляются скопления донных животных.

Поле ЭШЕС включает выходы высокотемпературных (250–330 °С) черных и серых курильщиков на площади 8080 м. Почти все сульфидные сооружения второго поля располагаются на свежих лавовых потоках, а не на разрушенных сульфидных холмах. Активные выходы гидротерм образуют сульфидные трубы черных и серых курильщиков с размерами у основания 2 м при высоте 4–5 м. В составе вещества построек преобладают сульфиды цинка. Содержание сульфидов меди низкое [Hammond, 1990]. Некоторые трубы сложены ангидритом. Вокруг них присутствуют многочисленные ангидритовые обломки.

Сульфидные руды этих гидротермальных полей богаты Zn и обеднены Cu, при относительно высоких содержаниях Au и Ag [Hannington et al., 1986]. Замечательной особенностью курильщиков горы Осевой является широкое распространение баритовых и сфалерит-баритовых труб, ранее охарактеризованных в известной статье [Hannington, Scott, 1988]. Трубы, содержащие халькопирит, до сих пор не были охарактеризованы.

1.2.3. Минеральная и химическая зональность гидротермальных труб.

Исследованный образец (обр. AS-2090-1) представляет собой поперечный срез барит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы диаметром 10–15 см (рис. 1.2.3а), в которой отмечается несколько полых каналов, отороченных халькопиритом. Очевидно, что это несколько сросшихся труб курильщиков, вследствие чего для изучения было отобрано несколько фрагментов из разных частей. Основными сульфидными минералами гидротермальной трубы являются пирит, халькопирит и сфалерит. В отличие от ранее охарактеризованных барит-сфалеритовых труб кальдеры горы Осевой [Hannington, Scott, 1988], в изученном образце барит содержится в небольших количествах и в основном в оболочке трубы. В результате исследования были установлены гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и гидротермально-крустификационные микрофации труб [Масленников, Масленникова, 2010].

Зона А. Для этой зоны типичными являются гидротермально-инкрустационные микрофации, которые образуют поверхностную часть оболочки трубы (подзона А1) и представлены метакolloидным колломорфным пиритом и грубозернистым баритом (рис. 1.2.3б–в). Позиция почек и дендритов свидетельствует в пользу центробежного обрастания труб колломорфными агрегатами в условиях сильного переохлаждения гидротермального раствора при взаимодействии с холодной морской водой. По направлению к внутренней части оболочки трубы колломорфный пирит сменяется дендритовидными агрегатами пирита и марказита или сфалерита (подзона А1/А2) (рис. 1.2.3г–е). В средней части оболочки трубы встречаются эвгедральные пластинчатые кристаллы пирротина (подзона А2) (рис. 1.2.3ж), как это было ранее обнаружено в других сфалерит-баритовых трубах [Hannington, Scott, 1988]. Во внутренней части оболочки трубы место колломорфных и дендритовидных сульфидов занимают агрегаты субгедральных и эвгедральных кристаллов пирита, сцементированные как опалом, так и сфалеритом, иногда в ассоциации с халькопиритом (рис. 1.2.3з–и). Дендриты преобразованы в зернистые агрегаты ангедрального пирита и частично замещены сфалеритом.

В профиле точек ЛА-ИСП-МС (рис. 1.2.4) наружный слой (подзона А1) оболочки трубы, сложенный колломорфным пиритом, обогащен большинством из проанализированных элементов-примесей, за исключением Bi, Se, Te и Sn — типичных химических элементов высокотемпературной ассоциации. Особенно отчетливо проявлены аномалии (г/т): Mn (117–1100), Ni (1–31), Pb (0.1–0.9 мас. %), Tl (11–301), Hg (3–135), которые являются представителями химических элементов низкотемпературной ассоциации (табл. 1.2.1). Достаточно высокими оказываются содержания химических элементов среднетемпературной ассоциации (г/т): Au (0.1–6.1), Ag (100–871) и Mo (31–119). Колломорфный пирит концентрирует U (0.6–0.9 г/т), V (1.6–7.6 г/т) и W (до 0.11–0.17 г/т). Эта группа химических элементов является водородной. Содержания As (131–850 г/т) выше содержаний Sb (10–191 г/т). В подзонах А2–3, представляющих внутреннюю часть оболочки трубы, преобладает пористый сфалерит. Содержания большинства элементов-примесей в сфалерите ниже, чем в колломорфном пирите. Относительно высокие концентрации (г/т) отмечаются для Sb (111–1818), As (135–1715), Pb (179–1100) и Ag (11–301). Эпизодически встречаются ано-

мальные количества Au (до 1.9 г/т), коррелирующие с Ag. Концентрации Cd в сфалерите являются умеренными (663–3753 г/т) (см. табл. 1.2.1).

Зона В. В этой зоне гидротермально-крустификационные микрофацции располагаются на внутренней стенке трубы. В основном они сложены агрегатами кристаллов халькопирита, имеющими специфическую

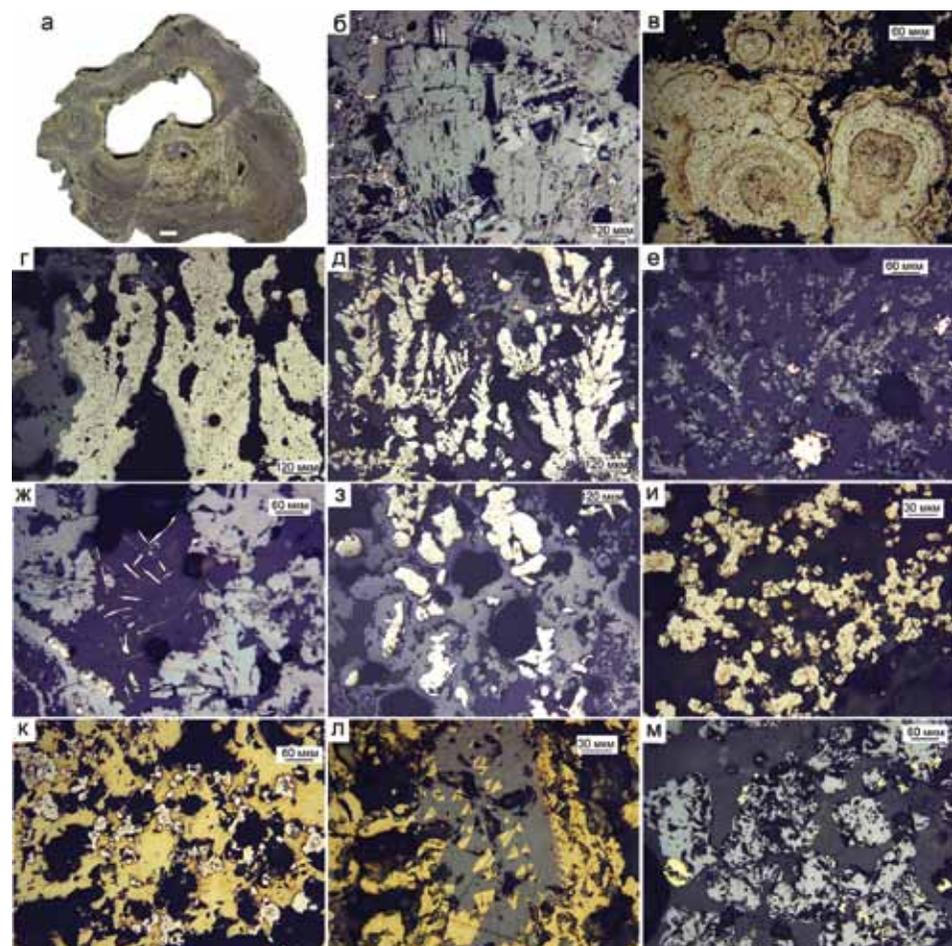


Рис. 1.2.3. Барит-халькопирит-пирит-сфалеритовая труба, гидротермальное поле гора Осевая, обр. AS-09-1 и AS-2090-1A2B: а — поперечный срез трубы: А1 — пиритовая оболочка, А2 — сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовая крустификация; б — крупнозернистые агрегаты барита в оболочке трубы (подзона А1); в — почковидные выделения метаколлоидного колломорфного пирита (подзона А1); г-д — дендритовидные агрегаты смеси пирита и марказита с обрастаниями сфалерита (подзона А1/А2); е — дендритовидные агрегаты кристаллов сфалерита (подзона А1/А2); ж — пластинчатые кристаллы пирротина среди пористых агрегатов сфалерита (подзона А2); з — суб- и эвгедральные кристаллы пирита в сфалерите (подзона А3); и — суб- и эвгедральные кристаллы пирита (подзона А3); к — кристаллы субгедрального и эвгедрального пирита в халькопирите (подзона В1); л — сростания сфалерита и халькопирита (подзона В3); м — субгедральные кристаллы сфалерита (вюртцита) в сростании с одиночными кристаллами халькопирита (зона С). а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-м — отраженный свет.

Таблица 1.2.1

Химический состав минералов пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, гидротермальное поле Гора Осевая, обр. AS-2090-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	7	3.2	1066	44.81	4	10	0.03	1.77	560	10	67	217
		σ	2.6	544	4.00	10	10	0.04	3.44	195	9.4	30	352
Py2	A2	5	3.4	371	45.60	0.4	4.2	0.01	1.13	591	15	68	79
		σ	2.4	244	0.82	0.3	2.6	0.01	0.81	129	11	33	71
Sph	A23	18	15	380	6.19	14	0.2	0.66	59.67	476	260	24	453
		σ	61	152	2.57	26	0.2	0.40	2.51	451	380	22	774
Chp	A3	3	0.4	19	32.20	13	2.2	32.51	0.32	82	520	12	83
		σ	0.2	13	0.69	7.4	1.5	1.45	0.18	46	64	6.9	9.3
Sph	B1	1	0.1	507	9.13	143	0.3	0.89	57.10	4	1437	37	14
Chp	B1	7	0.4	28	32.54	50	0.7	30.34	2.19	51	1219	38	116
		σ	0.4	28	2.37	51	0.6	3.64	4.38	82	844	44	82
Chp	B3	7	0.1	10	32.04	20	0.4	32.84	0.16	1.4	1301	2	135
		σ	0.1	3	0.56	15	0.4	0.97	0.07	2.2	916	5	129
Py23	B3	3	3.0	483	44.83	76	11	0.17	1.73	661	145	75	6.6
		σ	3.3	405	2.47	36	15	0.09	2.44	444	61	71	3.3
Sph	C	2	0.1	465	8.52	147	0	0.10	57.30	0	1870	0	5
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	7	14	0.09	72	0.03	1.0	0.08	1.51	123	1539	0.006	0.21
		σ	22	0.13	171	0.01	1.7	0.09	2.06	79	3239	0.007	0.35
Py2	A2	5	15	0.04	23	0.05	0.1	0.08	1.28	137	1341	0.001	0.01
		σ	14	0.03	16	0.04	0.1	0.08	0.47	120	827	0.000	0.01
Sph	A23	18	1952	1.0	689	0.10	3.6	0.01	1.19	0.3	1063	0.024	0.02
		σ	1078	1.6	674	0.1	9.4	0.01	1.22	0.6	1060	0.056	0.04
Chp	A3	3	19	19	12	1.7	0.7	0.01	0.16	0.3	47	0.016	0.02
		σ	9	5.5	9	0.7	0.9	0.01	0.22	0.2	29	0.005	0.02
Sph	B1	1	3647	16	5.5	0.3	1.5	0.01	0.00	0.0	8	0.009	0.02
Chp	B1	7	86	9.4	7.2	1.9	3.1	0.00	0.12	0.3	38	0.019	0.04
		σ	133	8.5	8.8	1.9	4.9	0.01	0.13	0.5	65	0.025	0.06
Chp	B3	7	14	6.9	0.2	0.6	1.2	0.01	0.01	0.1	7.0	0.006	0.01
		σ	7	4.0	0.3	0.8	2.1	0.02	0.01	0.1	13	0.007	0.02
Py23	B3	3	66	0.3	6.0	2.1	1.1	0.05	0.53	29.2	207	0.010	0.04
		σ	107	0.1	5.7	2.4	1.5	0.08	0.37	41.3	175	0.004	0.05
Sph	C	2	9049	38	4.3	0.0	0.6	0.00	0.01	0.0	1.1	0.003	0.00

Примечание. Условные обозначения минералов см. 1.1.2.

копьевидную форму. В наружной части халькопиритовой крустификации (подзона В1) наблюдаются рассеянные суб- и эвгдральные кристаллы пирита (рис. 1.2.3к). В средней части (подзона В2) эвгдральный пирит отсутствует. Во внутренней части халькопиритового слоя (подзона В3) появляется сфалерит, цементирующий тетраэдры халькопирита (рис. 1.2.3л).

Крупнозернистый халькопирит выделяется повышенными содержаниями химических элементов высокотемпературной ассоциации (г/т): Se (198–808), Sn (7–11), Bi (до 0.07), Te (1.1–5.6) и Co (1–63) (рис. 1.2.4, табл. 1.2.2). Единичные кристаллы субгдрального пирита характеризуются повышенными содержаниями Co (13 г/т) и крайне низкими — Ni (менее 1 мг/т). Это свидетельствует о достижении равновесия с твердым раствором «пирит-катьерит» [Еремин, 1983; Maslennikov et al., 2009]. В слое крупнозернистого друзового халькопирита в незначительных количествах встречаются элементы-примеси низкотемпературной (Tl, Ni, Mn) и среднетемпературной (Pb, As, Ag, Sb) ассоциаций. Их место занимают химические элементы высокотемпературной ассоциации (г/т): Se (1109–1171), Te (0.8–1) и Co (30–151) (см. табл. 1.2.1).

Таблица 1.2.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, гидротермальное поле гора Осевая, обр. AS-2009-1

Зона	Минерал	n	ЛКК											
			U	Tl	Ni	Mn	W	Pb	Mo	Au	Fe	As	Hg	Cr
A1	Pyk	7	4.2	3.8	3.5	2.8	2.7	2.1	1.9	1.9	1.7	1.6	1.4	1.4
A2	Py2	5	Tl	W	Mo	Pb	Fe	As	Au	Ni				
			4.2	2.8	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5				
A23	Sph	18	Sb	Zn	V	Ag	Hg	Cd	Ba	Bi	Au	Pb	As	
			2.8	2.5	2.5	2.0	1.9	1.8	1.7	1.7	1.5	1.5	1.4	
A3	Chp	3	Sn	Cu	Te	Fe	Bi							
			3.6	3.2	3.0	1.2	1.1							
B1	Sph	1	Co	Cd	Sn	Se	Zn	Hg	Mn					
			5.2	3.4	3.1	2.6	2.4	2.2	1.3					
B1	Chp	7	Te	Cu	Se	Co	Sn	Ba	Ti	Bi	Fe	Mo		
			3.2	3.0	2.2	1.8	1.8	1.5	1.5	1.3	1.2	1.1		
B3	Chp	7	Cu	Se	Ti	Sn	Fe	Te						
			3.2	2.4	1.7	1.3	1.2	1.1						
B3	Py23	3	Cr	Ni	Te	Co	Mo	As	Fe	W	Mn	Ti		
			5.5	4.0	3.6	2.8	2.1	1.9	1.7	1.7	1.3	1.1		
C	Sph	2	Cd	Sn	Co	Se	Zn	Mn						
			8.4	7.2	5.3	3.4	2.4	1.2						

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 1.1.2.

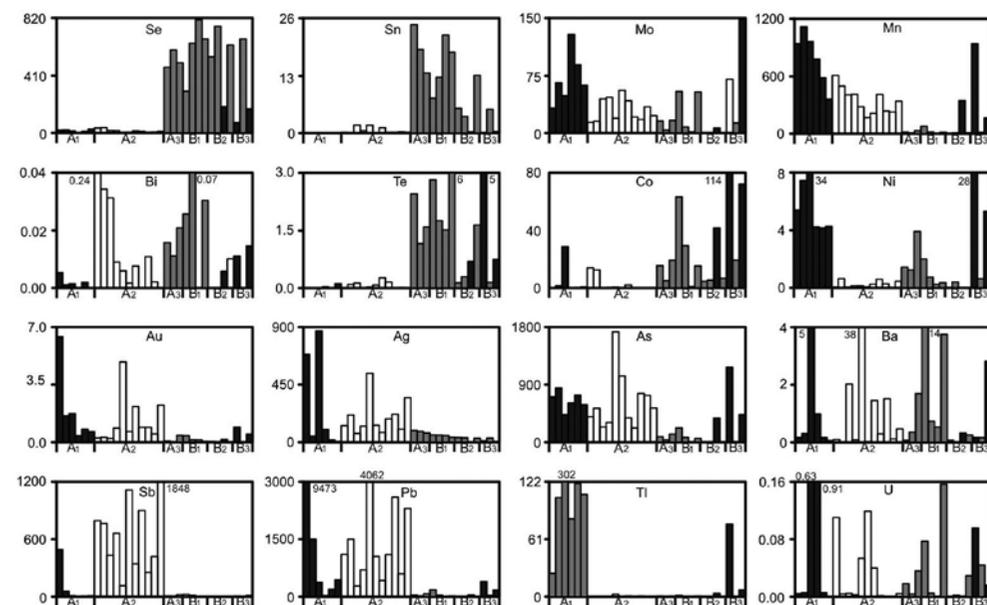


Рис. 1.2.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам барит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле гора Осевая, хр. Хуанде-Фука, обр. AS-2090-1A2B+ASPV-A, Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Зона С. Эта зона образована друзовыми агрегатами кристаллов сфалерита (рис. 1.2.3м), покрывающими внутреннюю стенку халькопиритового слоя. Типичные особенности друзового сфалерита характерны для современных черных курильщиков: тончайшая эмульсия халькопирита, известная как «халькопиритовая болезнь» сфалерита, а также параморфозы сфалерита по вюртциту [Шадлун, 1991]. Со сфалеритом иногда ассоциируют кристаллы халькопирита и пирита. Нерудные минералы (барит, кварц, ангидрит), заполняющие каналы черных курильщиков, в данном образце отсутствуют. В осевой зоне каналы полые.

В профиле ЛА-ИСП-МС пирит, по сравнению с пиритом зоны В, содержит значительные количества элементов-примесей низкотемпературной ассоциации (г/т): Pb (175–395), Tl (7–77), Ni (5–18), Mo (70–118), Au (0.5–0.9) (см. рис. 1.2.4). При этом содержание Co так же, как и в субгдральном пирите зоны В, остается высоким (71–113 г/т) по сравнению с колломорфным пиритом оболочки трубы (см. табл. 1.2.1). Появление V (1.5–6.7 г/т) свидетельствует об участии морской воды в процессах формирования этого пирита.

Изученная труба имеет простое строение и является идеальным объектом для иллюстрации результатов гидротермально-осадочного минералообразования с резкими температурными и химическими градиентами в зоне смешения раствор — морская вода. Многими исследователями изучалась последовательность осаждения минералов и на этой основе создава-

лись модели формирования черных курильщиков [Janecky, Seyfried, 1984; Tivey, 1995; Haymon, 1983; Graham et al., 1988]. Р. Хеймон [Haymon, 1983] предложила двустадийную модель роста труб черных курильщиков. Во время первой стадии происходит как центробежное, так и центростремительное разрастание ангидритовой трубы. Во внешнем слое трубы, кроме ангидрита, отлагаются мелкозернистые агрегаты пирротина, пирита и некоторое количество сфалерита. Пирит, марказит, сфалерит и/или вюртцит становятся преобладающими минералами в оболочке трубы, второстепенное значение имеют барит и силикатные фазы. Во второй стадии после запечатывания пор в оболочке трубы смешение гидротермального флюида с морской водой уменьшается. С этого момента на внутренней стенке трубы из высокотемпературного раствора осаждаются халькопирит и изокубанит, а также в меньшей степени сфалерит, пирит и/или пирротин. Одновременно продолжается замещение ангидрита и пирротина пиритом, сфалеритом и халькопиритом во внешнем слое трубы. Отношение сульфид/сульфат возрастает во время второй стадии, так как зерна FeS_2 и $(Zn, Fe)S$ растут на месте ангидрита. У. Грэхем с соавторами [Graham et al., 1988] отметили сходство моделей формирования сульфидных труб и скарнов. Согласно модели роста замещения и растворения происходит последовательная смена преобладающих сульфидов: марказит + вюртцит → пирит → борнит → халькопирит. Затем с поверхности труба начинает окисляться и разрушаться, а осевая часть канала зарастает в последовательности: пирит → марказит → сфалерит → опал.

Рост труб белых курильщиков начинается при температурах 100–300°C. В отличие от ангидрита, который характеризуется регрессивной растворимостью, кремнезем и барит не растворяются в холодной морской воде и, следовательно, могут стать основой для сульфидных труб [Hannington et al., 1995]. Часто трубы черных и белых курильщиков принадлежат одному крупному каналному комплексу, что указывает на то, что они поддерживаются одними и теми же высокотемпературными растворами на глубине. Однако наблюдаются локальные различия в путях прохождения растворов: прямой поток высокотемпературных флюидов с извержением черных курильщиков и низкотемпературное излияние в структурах белых курильщиков вследствие локального смешивания и кондуктивного охлаждения внутри сульфидной постройки. Предполагается, что при формировании труб белых курильщиков основная разгрузка высокотемпературных концентрированных растворов происходит при смешении их с морской водой ниже поверхности дна с осаждением халькопирита, кубанита или железистого сфалерита ниже поверхности дна [Tivey, 1995]. Остывающие окисленные растворы, формирующие трубы белых курильщиков, несут небольшие количества металлов и восстановленной серы, недостаточные для осаждения обильных сульфидов.

Нами предполагается, что модель роста изученной трубы являлась промежуточной между моделями роста черного и белого курильщиков. Вероятно, рост труб начинался с образования барит-сфалеритовой «скорлупы» с не-

значительной примесью тонкодисперсных дисульфидов железа. По мере ее разрастания канал заполнялся халькопиритом, затем пиритом и сфалеритом, а процесс образования наружной части оболочки трубы — колломорфным пиритом. Возможно, отложение «скорлупы» ангидрита не происходило ввиду первоначально низких температур гидротермальных струй (<160°C), которые были благоприятны для отложения барита. Богатые баритом трубы курильщиков, не содержащие реликтов ангидрита, описанные на одном из гидротермальных полей горы Осевой [Hannington, Scott, 1988], установлены также в рудах месторождений типа куроко [Shimazaki, Horikoshi, 1990]. Нарастание количества барита в колчеданных рудах и уменьшение количества сульфидов железа — закономерный процесс эволюции колчеданообразующих гидротермальных систем, на начальной стадии развития которых основным источником металлов (Fe, Cu, Zn) были темноцветные минералы, тогда как на последующих — плагиоклаз (Ba, Pb) и цинковистые хлориты. Вероятно, что появление барита связано с большей зрелостью гидротермальных систем горы Осевой, по сравнению с системами других быстроспрединговых срединно-океанических хребтов (COX), где черные курильщики обеднены баритом и свинцом.

Изучение труб с помощью оптического микроскопа не позволило выявить акцессорную минерализацию. Некоторые представления о минералогическо-геохимической зональности изученной трубы, типохимизме сульфидов и о «скрытых» для оптических исследований акцессорных минералах дают результаты ЛА–ИСП–МС. Сравнение отношений средних содержаний элементов в каждой типоморфной разновидности сульфидов к средним содержаниям этих же элементов во всех сульфидах позволяет выявить геохимическую специализацию микрофаций. Построены ряды по убыванию таких отношений концентраций для каждой микрофации (табл. 1.2.2).

Колломорфный пирит отличается аномально высокими содержаниями большинства элементов-примесей среднетемпературной (Au, As, Pb, Mo), низкотемпературной (Mn, Tl, Ni, Hg) и гидрогенной (U, W) ассоциаций. Почти все эти элементы, за исключением U, сохраняются в продуктах частичной перекристаллизации пирита при переходе в среднетемпературную зону к средней части оболочки трубы. По мере перехода к внутренней части оболочки трубы в сфалерите возрастает роль элементов среднетемпературной ассоциации (с добавкой Sb, Cd, Bi), и появляются элементы высокотемпературной ассоциации, такие как Se, Sn, Te и Co. Последняя группа элементов является индикаторной для высокотемпературной халькопиритовой микрофации. Интересно, что в эту же группу входит титан. Рутил, распространенный в измененных вулканогенных породах, может растворяться, и титан поступает в раствор при $pH < 2.5$ [Масленников, 1991], значения которого ниже, чем у растворов, формирующих черные курильщики, и соответствуют растворам, из которых образуются серые курильщики. В среднетемпературных пиритовых и сфалеритовых микрофациях, сменяющих халькопиритовые при остывании курильщика, роль

элементов высокотемпературных ассоциаций не столь отчетливая за счет появления элементов среднетемпературной (Zn, As, Cd) и низкотемпературной (Mn) ассоциаций.

1.2.4. Второстепенные и редкие минералы. Кроме второстепенных минералов, таких как галенит и пирротин, встреченные в изученной нами трубе, в кремнисто-сульфидно-сульфатных трубах этого поля определены более редкие тетраэдрит-теннантит, иорданит и самородная сера [Hannington, Scott, 1988]. Вероятно, в изученной нами трубе эти минералы образуют нановключения, не различимые под оптическим микроскопом.

1.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Геохимическая специализация разновидностей сульфидов наводит на мысль о существовании устойчивых ассоциаций элементов-примесей. Методами корреляционного анализа данных ЛА–ИСП–МС определены геохимические ассоциации химических элементов. Статистические расчеты проводились на ПЭВМ с помощью программы «Statistica 6». Результаты корреляционного анализа систематизированы методом максимального корреляционного пути, предусматривающим построение ряда с уменьшением силы связи корреляций. Рассчитанный корреляционный ряд включает следующие ассоциации, выделенные по наиболее сильным корреляционным зависимостям (заключены в скобки): I(Pb+Au+Hg+As+Ba+Ag+Sb+Zn+Cd+Sn) + II(Co+Se+Ti+Cu+Te) — III(Fe+Ni+Mn+Tl+Mo) + IV(W+U) — V — Bi. Для первой (I) ассоциации можно предполагать, что ртутистое золото ассоциирует с галенитом, который содержит Ag^+ . Сильная корреляция Ag с Sb может указывать на существование гетеровалентного изоморфизма (Pb^{2+} , Ag^+ , Sb^{3+})S. Постоянная примесь Ag характерна для PbS, не содержащего видимых микроскопических включений серебряных минералов. Серебро является главным компенсационным элементом из всех одновалентных элементов и должно входить в решетку PbS в количествах, эквивалентных Bi^{3+} и Sb^{3+} [Минералы ..., 1986]. Появление в этой же ассоциации As свидетельствует в пользу блеклых руд. Корреляция Zn с Cd и Sn появляется за счет изоморфизма элементов этой группы в сфалерите. Корреляция этих элементов с баритом указывает на среднетемпературную барит-золото-галенит-блекловорудно-сфалеритовую минеральную ассоциацию, характерную для барит-полиметаллических колчеданных месторождений.

Вторая (II) ассоциация химических элементов связана с высокотемпературной халькопиритовой фацией. Изоморфно входящий Se — является типичным индикатором высокотемпературных условий формирования халькопирита [Hannington et al., 1999]. Теллур может быть связан с невидимыми включениями теллуридов, например, кобальта. Последнее характерно для палеозойских черных и серых курильщиков из колчеданных месторождений Урала.

Третья (III) группа объединяет химические элементы низкотемпературной ассоциации, связанной с колломорфным пиритом. В четвертой (IV) группе U и W — типичные водородные элементы [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009], часть из которых, скорее всего, связана с нефелоидами.

1.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Таким образом, изученная труба обр. AS-2009-1 по преобладанию сфалерита над халькопиритом, отсутствию псевдоморфоз пирита по пирротину и появлению барита не соответствует черным курильщикам. Присутствие халькопирита не позволяет отнести ее к группе белых курильщиков. Возможно, мы имеем дело с переходной разновидностью — серыми курильщиками. Труба характеризуется отчетливой минеральной зональностью, включающей гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и гидротермально-крустификационные микрофации. Сочетание микрофаций свидетельствует о центробежно-центростремительном росте трубы.

Геохимическая зональность трубы отражает температурные условия минералообразования различных микрофаций. Колломорфный пирит отличается аномально высокими содержаниями большинства элементов-примесей среднетемпературной (Au, As, Pb, Mo), низкотемпературной (Mn, Tl, Ni, Hg) и водородной (U, W) ассоциаций. Почти все эти элементы, за исключением U, сохраняются в продуктах частичной перекристаллизации пирита при переходе в среднетемпературную зону к средней части оболочки трубы. По мере перехода к внутренней части оболочки трубы в сфалерите возрастает роль элементов среднетемпературной ассоциации (с добавкой Sb, Cd, Bi) и появляются элементы высокотемпературной ассоциации такие, как Se, Sn, Te и Co.

Сравнение труб черных и белых курильщиков свидетельствует о преимущественной концентрации Co, Se и Mo в черных курильщиках, а Ag, As, Sb, Pb, Cd, иногда Au в белых или светло-серых [Halbach et al., 2003]. В изученной трубе соседствуют обе ассоциации, что еще раз подтверждает отнесение ее к промежуточному типу, называемому серые курильщики. По сравнению с курильщиками ВТП, курильщики горы Осевой содержат обильный барит, галенит и сульфосоли свинца. Гидротермальная система горы Осевой является, вероятно, более зрелой, поскольку барий и свинец выщелачиваются из полевых шпатов в последнюю очередь, после разложения темноцветных минералов [Масленников и др., 2010]. Об этом же свидетельствует высокая степень дифференцированности вулканитов.

Халькопирит подразделяется на две разновидности по содержаниям Se и Te (рис. 1.2.5). На диаграмме Se–Te позиция первой разновидности совпадает с полем халькопирита черных и серых курильщиков горячих точек, включая халькопирит курильщиков поля Гора Осевая, Менез Гвен и Лаки Страйк.

Халькопирит изученной трубы (обр. AS-2009-1) мало отличается от халькопирита серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. В обоих случаях содержания в халькопирите Bi, V, W, Mo, Sb — минимальные (табл. 1.2.3).

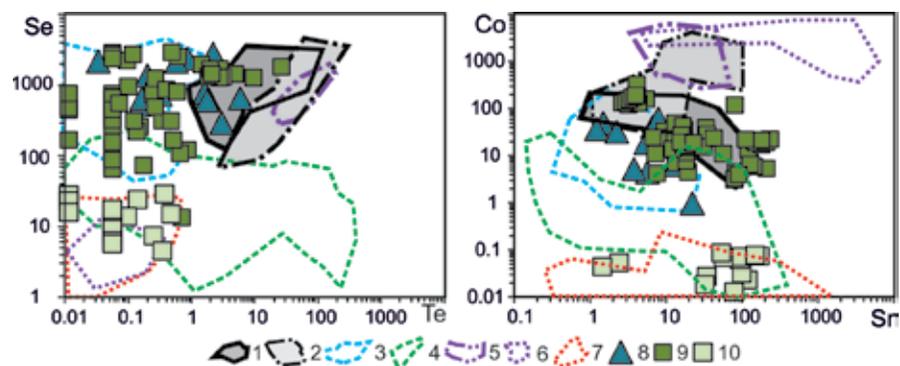


Рис. 1.2.5. Диаграммы Se–Te и Co–Sn халькопирита пирит-сфалерит-халькопиритовых курильщиков горы Осевой (7) и Галапагосского рифта (8, 9) в сравнении с халькопиритом других современных курильщиков (1-7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузоры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Фигуративные точки: 7 — серые курильщики поля Гора Осевая; 8, 9 — курильщики Галапагосского хребта: предположительно черные (8) и бесцветные или белые (9).

Таблица 1.2.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту серых курильщиков горы Осевая относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Zn	Cd	Au	Ag	Sb	Mn	Tl	Fe	Se	Cu
Черные	10	4.9	3.1	2.3	2.1	1.8	1.3	1.1	1.0	0.99	0.96
	Pb	As	Co	Mo	U	Sn	W	Ni	V	Te	Bi
	0.86	0.70	0.51	0.49	0.33	0.23	0.23	0.07	0.05	0.04	0.006
Серые	Zn	Cd	Co	Se	Ba	Ni	Ag	Fe	Sn	Cu	Au
	As	Tl	Pb	U	Mn	Te	Sb	Mo	W	V	Bi
	3.5	3.3	3.2	2.3	1.7	1.4	1.3	1.0	0.94	0.92	0.69
	0.34	0.30	0.30	0.22	0.16	0.11	0.05	0.04	0.03	0.004	0.0001

Колломорфный пирит отличается аномально высокими содержаниями большинства элементов-примесей среднетемпературной (Au, As, Pb, Mo), низкотемпературной (Mn, Tl, Ni, Hg) и гидрогенной (U, W) ассоциаций. Почти все эти элементы, за исключением U, сохраняются в продуктах ча-

Таблица 1.2.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту серых курильщиков горы Осевая относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Sb	Au	Ag	Tl	Ba	Pb	Zn	Mn	Cd	U	
Черные	27	13	7.8	7.5	7.0	4.8	4.4	2.7	1.6	1.3	
	Ni	As	Mo	W	Bi	V	Sn	Se	Co	Cu	Te
	1.2	1.0	0.80	0.71	0.68	0.46	0.24	0.19	0.087	0.073	0.008
Серые	Sb	Au	Ag	As	Zn	Se	Pb	Mo	Bi	Sn	
	86	22	16	5.8	5.2	4.7	4.5	2.3	2.3	1.8	
	Cd	Cu	Tl	Ba	V	Ni	Te	Co	Mn	W	U
	1.3	1.1	0.85	0.77	0.60	0.41	0.40	0.26	0.20	0.16	0.15

стичной перекристаллизации пирита при переходе в среднетемпературную зону к средней части оболочки трубы. По мере перехода к внутренней части оболочки трубы в сфалерите возрастает роль элементов среднетемпературной ассоциации (с добавкой Sb, Cd, Bi) и появляются элементы высокотемпературной ассоциации, такие как Se, Sn, Te и Co. На диаграммах Mn–Tl и Se–Te колломорфный пирит серых курильщиков Горы Осевой попадает в поля черных и серых курильщиков полей Лаки Страйк и Менез Гвен, локализующихся над горячими точками (см. рис. 1.1.13). По соотношениям Co/Ni 1–0.03 он также соответствует перекрывающимся полям островодужных серых курильщиков и курильщиков горячих точек (см. рис. 1.1.13). Содержание Au содержания Au в колломорфном пирите Горы Осевой в среднем на порядок выше, чем в аналогичном пирите ВТП 9°50' с.ш. (см. рис. 1.1.13).

По сравнению с колломорфным пиритом черных и серых курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., колломорфный пирит серых курильщиков горы Осевая обогащен Sb, Au, Ag, Ba и Tl при минимальных содержаниях Co, что свидетельствует о большей зрелости рудогенерирующей системы (табл. 1.2.4).

Сфалерит — высокожелезистый, характеризуется доминированием Fe над Cu. Характерная черта сфалерита серых курильщиков поля гора Осевая — присутствие сфалерита как с высокими, так и низкими содержаниями Co (рис. 1.2.6). Фигуративные точки сфалерита захватывают поля серых, черных и бесцветных курильщиков. При этом содержания Sn также сильно варьируют при высоких содержаниях Au. Это свидетельствует о широких вариациях редокс-потенциала и pH растворов [Hannington et al., 1999].

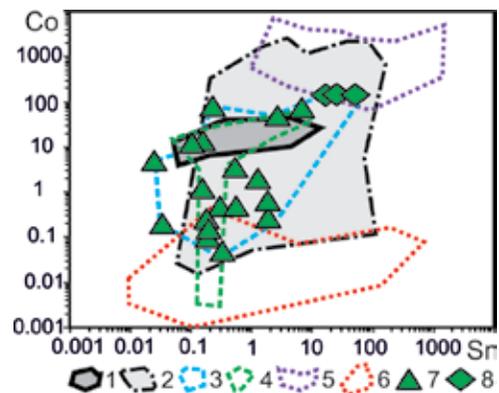


Рис. 1.2.6. Диаграмма Co–Sn сфалерита серых курильщиков горы Осевая (7, 8) в сравнении с другими современными курильщиками: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50'; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С.

В сфалерите серых курильщиков горы Осевая, по сравнению со сфалеритом черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. содержится на порядок больше Se и Sn при небольших отличиях других элементов (табл. 1.2.5).

Таблица 1.2.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту серых курильщиков горы Осевая относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Se	Sn	Ba	Mo	Au	Tl	Mn	V	Co	Sb	
Черные	13	11	9.2	8.8	8.4	6.5	4.9	4.8	4.2	2.8	
	Bi	Fe	Cd	Ag	Cu	Ni	Pb	As	W	U	Te
	2.5	2.4	2.4	1.7	1.1	1.0	0.73	0.72	0.46	0.31	0.13
Серые	Sn	Se	Mo	Mn	Co	Sb	Fe	Au	Cd	V	
	67	13	6	3.7	2.3	2.2	2.2	1.7	1.5	1.4	
	U	Ni	As	Cu	Ag	Bi	Te	Pb	W	Ba	Tl
	1.3	1.1	0.80	0.79	0.58	0.51	0.41	0.28	0.26	0.22	0.12

1.3. Галапагосский центр

1.3.1. Геологическая позиция. Галапагосский металлогенический пояс имеет длину 1500 км и охватывает одноименный хребет у побережья Южной Америки (см. рис. 1.1). Осевая часть пояса представлена рифтовой долиной шириной 1–5 км и глубиной 40–250 м. Скорость спрединга средняя — 4.1 см/год [Malahoff, 1982] или 2.2–3.6 см/год [Johnson et al., 1976]. Однако по целому ряду признаков, в частности, по морфологии, характеру вулканизма и развитию гидротермальной деятельности Галапагосский хребет ближе к низкоспрединовым, чем к высокоспрединовым [Богданов и др., 2006б]. Галапагосский рифт — один из первых районов, где была обнаружена и изучена современная подводная гидротермальная деятельность [Lonsdale, 1977; Corliss et al., 1979]. Детальное картирование дна с помощью придонных буксируемых систем, а также подводные исследования с использованием глубоководных обитаемых аппаратов позволили на участке субширотно ориентированного Галапагосского рифта между 8550 и 8610 з.д. обнаружить систему активных и реликтовых гидротермальных построек [Van Andel, Ballard, 1979; Ballard et al., 1982; Malahoff, 1982; Malahoff et al., 1983] (рис. 1.3.1).

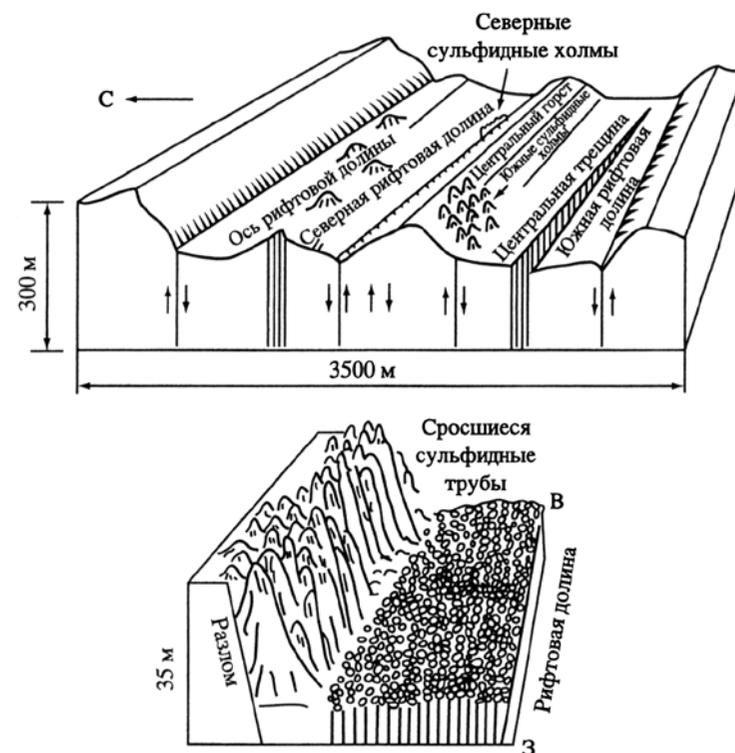


Рис. 1.3.1. Структурная схема Галапагосского рифта в районе 85°50' з.д. [Malahoff, 1985].

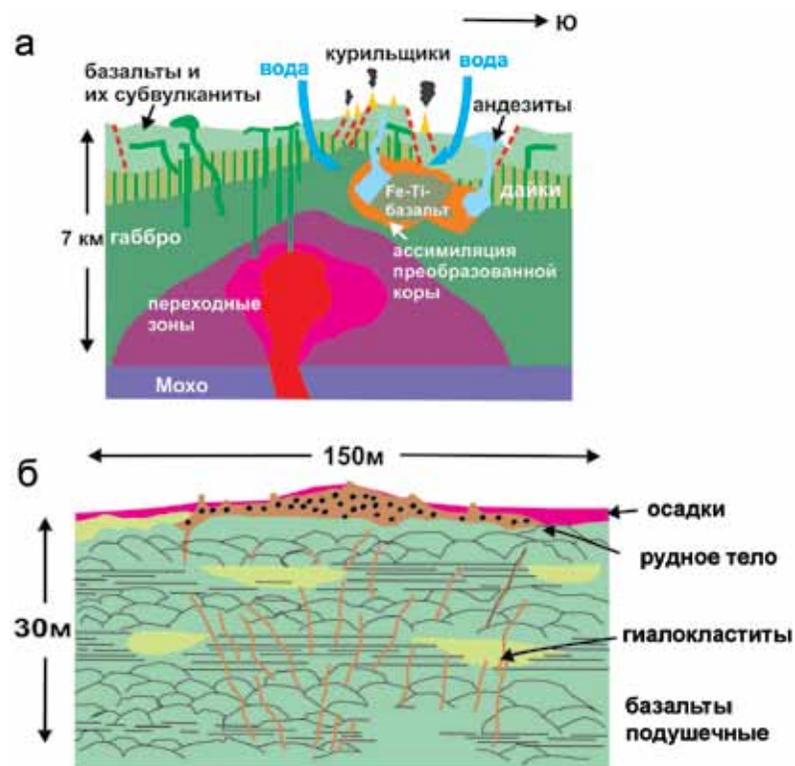


Рис. 1.3.2. Колчеданоносная система Галапагосского центра (а) и сильно разрушенная гидротермальная сульфидная постройка (б) [по Perfit, Chadwick, 1998].

Галапагосский рифт разделен осевым горстом на две рифтовые долины — северную и южную (рис. 1.3.2). Рифтовые долины ограничены с обеих сторон тектоническими уступами. Дно рифтовой долины находится на глубине 2600 м.

Колчеданное оруденение связано с древним Галапагосским гидротермальным полем, локализующимся между 0°45' с.ш. и 85°49' з.д. к югу от неовулканической зоны. В пределах северной части установлена низкотемпературная гидротермальная деятельность с накоплением марганцевой минерализации [Perfit et al., 1998].

Вулканыты, слагающие рифтовую структуру, представлены толеитовыми ферробазальтами, включающими высокотитанистые базальты и андезиты (SiO₂ 53–63 мас. %) [Perfit et al., 1983, 1998; Embley et al., 1988]. Эти продукты извержений, свидетельствующие о сильной эволюции магматического очага, являются необычными для других систем COX. Геохимическое изучение вулкаников свидетельствует о доминирующей роли низких давлений при кристаллизационной дифференциации магмы, совмещенной с ассимиляцией преобразованной океанической коры. Предполагается, что колчеданоносная система сформирована небольшой магматической камерой, располагающейся на глубинах около 2 км [Perfit et al., 1998]. Примечательно, что северная более молодая рифтовая зона представлена менее дифференцированными вулканиками, среди

которых распространены базальты. Большинство проявлений андезитов связано с южной зоной и осевым горстом, где преобладает колчеданная минерализация. Предполагается, что на этом участке малоглубинный магматизм и интенсивное кристаллизационное фракционирование расплавов комбинировалось с ассимиляцией преобразованной коры [Perfit et al., 1998].

1.3.2. Состав и строение сульфидных построек. На склонах и вершине центрального горста, разделяющего северную и южную рифтовые долины, встречены многочисленные реликтовые гидротермальные постройки, в том числе и сложенные высокотемпературными сульфидами (см. рис. 1.3.2). Действительно, на этих участках вулканическая толща содержит штокверковую халькопирит-пиритовую минерализацию, сопровождающуюся сильными гидротермальными преобразованиями вмещающих пород, сохранивших отдельность подушечных лав. Продукты преобразований представлены железистыми смектитами, хлоритами, каолинитами, окварцеванием, лейкоксенизацией, формированием рутила и вторичного плагиоклаза [Perfit et al., 1998]. Предполагается, что разломы, ограничивающие горст, являлись подводными каналами для рудоносных растворов [Богданов и др., 2006б].

Сульфидные постройки имеют высоту 15–35 м, диаметр до 50 м и образуют вытянутые гряды параллельно оси спрединга. Наиболее крупное тело представлено валом высотой 35–43 м, шириной 150–200 м, длиной около 0.5–1 км. Из некоторых построек, увенчанных пирит-халькопиритовыми и сфалерит-пиритовыми трубами диаметром 1–2 м, высотой 2–5 м и окруженных скоплениями фауны, изливаются низкотемпературные растворы. Сфалеритсодержащие трубы и холмы находятся на флангах гидротермального поля [Tufar et al., 1986]. Массивные колчеданные руды представлены пористыми сфалерит-пиритовыми и халькопиритовыми разностями и образуют ульевидные выступы. Пирит в таких выступах — кавернозный и пористый колломорфный и гроздьевидный, типичный для низкотемпературных пиритовых обрамлений сульфидных построек. В пирите наблюдаются минерализованные остатки трубчатых червей. В ряде образцов выявлены признаки замещения пирита и сфалерита халькопиритом. В большинстве случаев окисляются преимущественно руды, богатые сфалеритом, с выносом значительной части цинка. Вместе с тем в сульфидных трубах встречаются поздние прожилки сфалерита. Переотложение сфалерита связывают с развитием кислотного выщелачивания в ядрах сульфидных холмов [Perfit et al., 1998].

Сульфидные постройки, формировавшиеся в течение 8000–12000 лет [Lalou et al., 1989], подвергались субмаринному гипергенезу (гальмиролизу), разрушению с переотложением рудокластического материала между отдельными столбами труб. Это способствовало слиянию сульфидных построек в единую колчеданную залежь, имеющую линзовидную пластообразную форму. Руды характеризуются высокими содержаниями Cu (6.5–26 мас. %) и Zn (0.1–1.45, реже до 28 мас. %) с небольшим количеством Ag, Pb, Mo и Sn. Повышенные содержания Se положительно коррелируют с Cu, Zn, Co и Mo. Более редкие цинксоодержащие руды содержат значительные

концентрации Cd, Sb, Hg, Ag и Au и обеднены Co, As, Se и Mo, по сравнению с рудами обогащенными медью [Perfit et al., 1998].

В обломочных рудах встречаются многочисленные обломки массивных халькопирит-пиритовых руд, фрагменты сульфидных труб, островершинных шпилей, осколки окисленных пиритовых корок и фрагменты отложений лимонитовых и смектитовых илов [Tufar et al., 1986; Embley et al., 1988; Perfit et al., 1998]. Осевая часть труб заполнена халькопиритом, пиритом и сфалеритом, в оболочках преобладает колломорфный пирит, иногда встречаются опал, сфалерит, ковеллин и барит. При исследовании поперечных и продольных срезов труб обнаружены многочисленные остатки вестиментифер, замещенные пиритом и халькопиритом. В целом массивные колчеданные руды представлены преимущественно пиритом (>50%), халькопиритом и сфалеритом и второстепенными марказитом, изокубанитом, а также следами пирротина и галенита. Наряду с сульфидами в значительных количествах присутствуют аморфный кремнезем (кристобалит и слабо окристаллизованный кварц) и иногда барит, рентгеноаморфные оксигидроксиды железа. На поверхности холмов отмечены ковеллин и халькантит, также являющиеся продуктами подводного окисления халькопирита [Malahoff, 1982]. Гораздо реже встречаются борнит, дигенит, роксбиит, атакамит и идаит, которые, очевидно, также являются продуктами гальмиролиза колчеданных руд [Perfit et al., 1998; Knott et al., 1995]. Залежь и ее осыпи перекрыты и окружены черными или желтыми осадками, представляющими сульфидные илы и нонтронит (железистый сапонит), как предполагается отложенные теми же, но охлажденными рудоносными гидротермами.

Ориентировочные подсчеты показывают, что в галапагосской рудной залежи содержится 8–25 млн т [Bornhold et al., 1982], что примерно соответствует рудным залежам древних медноколчеданных месторождений кипрского типа. По другим оценкам, запасы сульфидов составляют 1.6 млн т [Knott et al., 1995].

Наряду с крупными сульфидными постройками были также встречены холмики и небольшие бугорки, сложенные оранжевыми оксидами железа. В пределах Галапагосского рифта обнаружены поля с гидротермальными трубами, почти полностью состоящими из аморфного кремнезема, иногда содержащие марказит, пирит и гидроксиды железа. Столбики и трубы кремнезема достигают высоты 2 м, характеризуются многочисленными каналцами, по которым происходило истечение гидротермального раствора с температурами 40–100°C [Богданов и др., 2006б].

Сплошные колчеданные руды и низкотемпературные гидротермальные отложения обнаружены и в других частях Галапагосского рифта. В 18–32 км к югу от оси рифта над субширотными разломами выявлено гидротермальное поле Холмистое, на котором располагаются глинистые холмы [Corliss et al., 1978]. Высота холмов достигает 1–5 до 15–20 м, диаметр 5–50 м. Внутренняя часть сложена нонтронитом или железистым сапонитом, содержащим реликты известковистых гиалокластитов базальтового состава. На поверхности холмов развиты корки тодорокита, бернессита и гидроксидов железа [Herzig et al., 1988].

1.3.3. Минерально-геохимическая зональность гидротермальных труб. В образцах, переданных нам И. Джонассоном, встречаются в основном фрагменты небольших (от 1 до 10 см) медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных труб, часть из которых, вероятно, являлась потухшими черными или серыми курильщиками. В поперечных сечениях трех труб методом ЛА–ИСП–МС изучена минералого-геохимическая зональность. Для сульфида каждой из зон посчитаны локальные коэффициенты концентрации или коэффициенты зональности — отношения средних содержаний элемента в минерале данной зоны к среднему содержанию элемента в сульфидах данной трубы в целом. Трубы сравнивались по типохимизму одноименных минералов, среди которых особое значение имеет халькопирит, встречающийся во всех трубах.

Сфалерит-халькопирит-пиритовая труба (рис. 1.3.3а) (обр. gR1651–1Аб). Эта разновидность представлена фрагментом трубы, в котором ковеллин-сфалерит-халькопирит-пиритовая оболочка сохранилась частично (зона А). Канал трубы — щелевидный, полый, оброс кристаллами халькопирита (зона В), пирита и сфалерита (зона С). Каждая из зон (подзон) имеет свои минералогические и геохимические особенности.

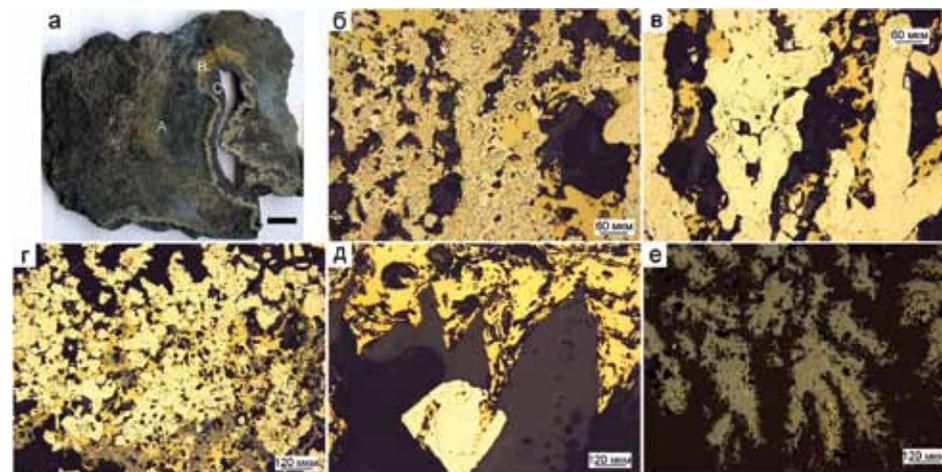


Рис. 1.3.3. Сфалерит-халькопирит-пиритовая труба, Галапагосский хребет, обр. gR1651–1Аб: а — общий вид в поперечном срезе, зоны: А — ковеллин-сфалерит-халькопирит-пиритовая оболочка, В — халькопиритовая кристификация стенки, С — сфалеритовая кристификация; б — дендритовидные агрегаты колломорфного пирита, сцементированные халькопиритом (желтый) (подзона А1); в — дендритовидные агрегаты субгедральных кристаллов пирита, сцементированные халькопиритом (подзона А2); г — эвгедральные кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом и сфалеритом (серый) (подзона А3); д — обрастание копьевидных кристаллов друзового халькопирита субгедральными кристаллами пирита, в ядре кристалла пирита сохранилось (более светлое) ядро марказита (граница подзон В3 и С1); е — сфалерит дендритовидный с включениями халькопирита (подзона С2). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Зона А. Самая внешняя часть оболочки тубы (подзона А1) толщиной до 0.5 мм представлена дендритовидными агрегатами: колломорфный пирит составляет каркас дендритов, а по краям присутствуют мелкие кристаллики суб- и эвгедрального пирита и халькопиритовые выделения (рис. 1.3.3б). На многих участках колломорфный пирит частично перекристаллизован. Далее, к центру трубки, место колломорфного пирита занимают удлиненные дендритовидные агрегаты субгедральных кристаллов пирита. В некоторых из них проявляется зональность (рис. 1.3.3в). Эвгедральные кристаллы пирита обычно составляют подзону А3, в которой увеличивается количество халькопирита и появляется сфалерит (рис. 1.3.3г).

Колломорфный пирит является наиболее обогащенным микроэлементами. Относительно высокие содержания в нем установлены для Mn (300–1050 г/т) (табл. 1.3.1, рис. 1.3.4). Содержание Co сильно варьирует (от 0.87 до 1050 г/т) при повышенных средних значениях (167 г/т). Повышенные содержания Co при низких содержаниях Ni (1–8 г/т) являются характерными для колломорфного пирита черных курильщиков, сформированных на базальтовом основании [Масленников и др., 2010; Maslennikov et al., 2017]. Коэффициенты концентрации зональности (ККз) образуют ряд: Tl (7.1) > Mn (6.1) > Ni (3.8) > V (1.9) > Au (1.6) > Co (1.1) > Mo (1.9) > Pb (1.7) > Cr (1.5) > U (1.1) > Ba (1.1). Большинство этих элементов относится к низкотемпературной гидротермальной (Mn, Ni, Tl, Pb, Ba) ассоциации, устойчивой в окислительных условиях. Представителями гидрогенных элементов являются U и V, поступавшие из морской воды на поверхность окислившихся сульфидов [Butler, Nesbitt, 1999]. К этой же группе, вероятно, относятся Cr и Mo.

Ангедральный и субгедральный пирит, образовавшийся в подзоне А1 или близко к ней, имеет сильно варьирующие содержания Ni (1–5 г/т), Tl (9–19 до 131 г/т), Pb (100–771 г/т), Mo (1–39 г/т) за счет реликтовых микровключений колломорфного пирита-1 (см. табл. 1.3.1). Однако содержания Co в пирите оказались крайне низкими (0.01–0.08). В пирите так же, как и в колломорфном пирите, концентрируются в основном элементы низкотемпературной гидротермальной и гидрогенной ассоциаций. Коэффициент концентрации зональности имеет следующий ряд: Ni (3.6) > Tl (3.3) > Pb. Mo (1.6) > V (1.3) > Au (1.1) > Mn (1.1) > Cr (1.7) > U (1.6) > W (1.5) > Ti (1.1).

Эвгедральный пирит, распространенный в подзоне А3, по сравнению с предыдущими разновидностями пирита, обеднен микроэлементами, за исключением Se (до 151 г/т) и As (до 1371 г/т) (см. табл. 1.3.1).

Таблица 1.3.1

Химический состав сульфидов сфалерит-халькопирит-пиритовая тубы, Галапагосский центр, обр. gR1651–1Аб. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	12	1.96	151	45.3	223	3.13	0.05	0.19	121	20.7	35.4	12.5
		σ	1.11	103	0.91	326	2.47	0.05	0.13	62.5	28.7	14.2	12.6
Py	A	15	1.24	28.5	44.9	418	2.23	0.17	0.39	516	118	31.4	4.64
		σ	1.05	31.7	1.00	821	1.92	0.26	0.51	457	158	31.6	5.06

Продолжение таблицы 1.3.1

Py	B	7	2.99	0.27	45.9	451	1.15	0.32	0.01	643	417	117	1.68
		σ	5.71	0.53	1.02	570	1.18	0.14	0.01	596	477	155	1.28
Py	C	5	0.08	0.02	46.0	5.63	0.03	0.35	0.00	98.6	1.38	6.89	2.28
		σ	0.03	0.04	1.12	4.76	0.03	0.38	0.00	85.7	1.27	6.65	2.95
Chp	A	25	0.63	1.42	30.3	22.0	0.32	33.5	0.41	2.70	526	3.39	103
		σ	2.78	1.22	1.60	12.8	0.89	1.26	0.96	6.76	234	8.29	49.2
Chp	B	22	0.02	0.48	31.1	15.1	0.11	33.4	0.02	0.74	1221	0.28	20.6
		σ	0.03	0.89	0.66	7.39	0.15	0.54	0.01	0.99	1260	0.84	10.1
Sph	A	5	0.01	23.7	2.32	19.6	0.02	0.27	63.3	26.2	3.86	0.12	20.4
		σ	0.01	8.74	0.46	27.1	0.03	0.17	0.45	12.2	2.49	0.12	15.2
Sph	C	14	0.02	29.3	3.25	1.46	0.04	0.84	39.7	69.8	5.22	46.6	859
		σ	0.02	8.59	1.63	0.96	0.05	0.24	30.7	96.8	4.89	69.2	1118
Dig	A1	7	0.14	14.6	1.04	48.6	0.45	65.4	3.67	30.6	862	17.9	220
		σ	0.20	13.9	0.80	36.9	0.38	8.30	7.25	33.9	1495	8.58	26.7
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	12	2.43	0.38	1.79	0.03	0.21	0.02	0.14	24.9	250	0.00	0.014
		σ	1.63	0.45	1.39	0.04	0.58	0.02	0.07	36.4	296	0.00	0.028
Py	A	15	6.55	0.44	2.54	0.06	0.03	0.02	0.10	7.29	180	0.10	0.012
		σ	15.5	0.53	2.36	0.08	0.03	0.03	0.08	9.60	264	0.29	0.025
Py	B	7	0.27	1.89	2.00	0.05	0.02	0.01	0.03	0.31	16.1	1.08	0.001
		σ	0.29	1.65	1.30	0.07	0.02	0.01	0.03	0.67	12.1	1.54	0.001
Py	C	5	0.09	0.09	1.65	0.06	0.01	0.01	0.10	0.03	24.9	0.00	0.001
		σ	0.05	0.04	1.52	0.08	0.01	0.01	0.11	0.03	31.0	0.00	0.000
Chp	A	25	13.1	15.7	2.12	0.15	0.62	0.03	0.02	0.05	11.4	0.15	0.007
		σ	23.6	7.49	4.60	0.23	2.18	0.05	0.03	0.12	18.6	0.24	0.014
Chp	B	22	1.57	116	0.19	0.12	0.05	0.02	0.01	0.01	1.03	0.13	0.002
		σ	0.93	68.4	0.44	0.17	0.06	0.02	0.01	0.00	2.35	0.25	0.002
Sph	A	5	3272	0.19	298	0.04	0.06	0.02	0.02	0.01	169	0.03	0.000
		σ	1741	0.29	135	0.05	0.07	0.02	0.01	0.01	187	0.02	0.001
Sph	C	14	2341	58.9	81.9	0.04	0.02	0.04	5.18	394	411	0.03	0.000
		σ	2403	43.1	72.5	0.06	0.01	0.05	7.11	656	645	0.03	0.001
Dig	A1	7	91.6	20.3	37.9	0.09	0.29	0.03	0.06	0.60	115	0.03	0.088
		σ	187	12.5	27.6	0.14	0.23	0.02	0.05	0.16	16.3	0.03	0.054

Примечание. Py — пирит, Chp — халькопирит, Sph — сфалерит, Dig — дигенит. Условные обозначения см. табл. 1.1.1.

Нормирование эвгдрального пирита к общей массе сульфидов данной трубы показывает следующий ряд ККз: Co (7.1) > As (6.6) > Au (1.3) > Bi (1.3).

В халькопирите зоны А, по сравнению с халькопиритом зоны В, доминируют элементы-примеси средне- (Zn, Sb, As, Cd, Au, Ag), низкотемпературной (Ba, Pb, Tl, Mn, Ni) и гидрогенной (U, V, Mo, W) ассоциаций (см. рис. 1.3.4). Нормирование этого халькопирита к халькопириту зоны В показывает следующий ряд ККз: Zn (11.7) > V (11.1) > Mo (11.1) > Ba (11.6) > Sb (11.1) > Pb (11.1) > Cd (8.1) > Tl (8.1) > Ag (3.7) > U (1.8) > As (3.7) > Mn (1.9) > Ni (1.8) > Au (1.1) > W (1). Судя по этому ряду, в халькопирите оболочки трубы больше «невидимых» включений сфалерита (Cd, Zn), блеклых руд (Sb, As), галенита (Pb, Tl, Ag), барита (Ba), самородного золота и серебра (Au, Ag). Высокие содержания Ag (до 190 г/т) при более умеренных Se (от 110 до 900 г/т) и Sn (6–31 г/т) — характерная черта среднетемпературных разновидностей халькопирита (см. табл. 1.3.1).

Сфалерит относится к умеренно железистой разновидности (1.8–1.7 мас. %). В составе сфалерита отмечаются повышенные содержания Cu (0.1–0.5 мас. %), связанные с «эмульсионной» вкрапленностью халькопирита. Среди других элементов-примесей можно отметить Sb (до 508 г/т) и Pb (до 186 г/т), отражающие «невидимые» включения галенит-блеклорудной ассоциации (см. табл. 1.3.1).

Единичные аномально высокие содержания Se (0.1–0.1 мас. %) присутствуют в ковеллине (Cu₂S₃), по-видимому, в форме (Se)₁⁺. Аналогичные содержания Se описаны в ковеллине палеогидротермальных сульфидных труб Валенторского месторождения [Масленникова, Масленников, 2007]. Этот же минерал обогащен Ag (до 150 г/т), Th (0.8 г/т), Mo (10–11 г/т) и U (до 0.1 г/т) (см. табл. 1.3.1). Последние два элемента, вероятно, поступали из морской воды на поверхность окислявшегося халькопирита [Butler, Nesbitt, 1999] или совместно с Th осаждались в составе глинистых нефелоидов, диспергированных в морской воде. Ковеллин, нормированный на халькопирит оболочки трубы, показывает следующий ряд ККз: Hg (16.5) > Sb (17.9) > Tl (13.5) > U (11.6) > As (11.1) > Mn (10.3) > Pb (10.1) > Zn (9) > Mo (5.3) > Au (1.9) > Co (1.1) > Ag (1.1) > Se (1.6) > Ni (1.1) > Sn (1.3). Этот ряд характеризует золото-галенит-сфалерит-блеклорудную ассоциацию, которая, вероятно, представлена в виде реликтовых включений в ковеллине. Все минералы этой ассоциации обладают устойчивостью в морской воде. По отношению к другим сульфидам данной трубы ковеллин дает следующий ряд ККз: U (8) > Hg (5) > Ag (1.1) > Se (1.8) > Ba (1.1) > Sb (1.3) > W (1.3) > Au (1.1) > Tl (1.1). Накопление U, связанное с процессами осаждения этого элемента на окисляющихся сульфидах, проявлено наиболее контрастно. Серебро и Se, вероятно, входят в структуру ковеллина. Ртуть, скорее всего, представлена в самородной форме за счет восстановления на окисляющихся сульфидах. Барий характеризует окислительные условия среды минералообразования.

Зона В. Внешняя часть халькопиритовой крустификации (подзона В1), имеющая мелкозернистую структуру, четко различается от крупнокристаллической основной составляющей стенки (подзона В1) (рис. 1.3.4д). Эвгдральные кристаллы пирита повсеместно рассеяны в халькопиритовом агрегате. Их количество возрастает в подзоне В3.

Друзовой халькопирит, образующий крустификацию стенок канала трубы, отличается от халькопирита оболочки трубы на порядок более высокими содержаниями Se и Sn, количество которых начинает увеличиваться уже в подзоне В1 и достигает своего максимума в подзоне В1 (Se до 3000 г/т и Sn до 137 г/т) (см. табл. 1.3.1). При этом содержание Ag в друзовом халькопирите оказывается на порядок ниже, по сравнению с халькопиритом оболочки трубы. Повышенное содержание Se — характерная черта высокотемпературных разновидностей халькопирита [Hannington et al., 1999], сформированных в сильно восстановительных условиях [Maslennikov et al., 2009]. Ag-содержащий халькопирит оболочки, вероятно, характеризует условия с более высоким окислительным потенциалом и более низкими температурами, по сравнению с условиями роста Se-содержащего халькопирита, крустифицировавшего канал трубы.

В эвгдральных кристаллах пирита наблюдается следующий набор микроэлементов, г/т: Co (30–1585), As (150–1900), Mo (11–111), Se (60–1100), слегка возрастают концентрации Bi (0.30–1.1 г/т). Очевидно, что эвгдральный пирит относится к высокотемпературной Co-As-Mo-Se-разновидности. ККз образуют следующий ряд: Bi (7) > Mo (6.1) > As (1.1) > V (3.9) > Co (3.6) > Ni (1.3).

Зона С. Формирование друзовых копьевидных кристаллов халькопирита (подзоны В1) завершается нарастаниями марказита (подзона С1), который образует ядра-затравки крупных субэвгдральных кристаллов пирита (рис. 1.3.3д). Участками слой халькопирита зоны В почти полностью исче-

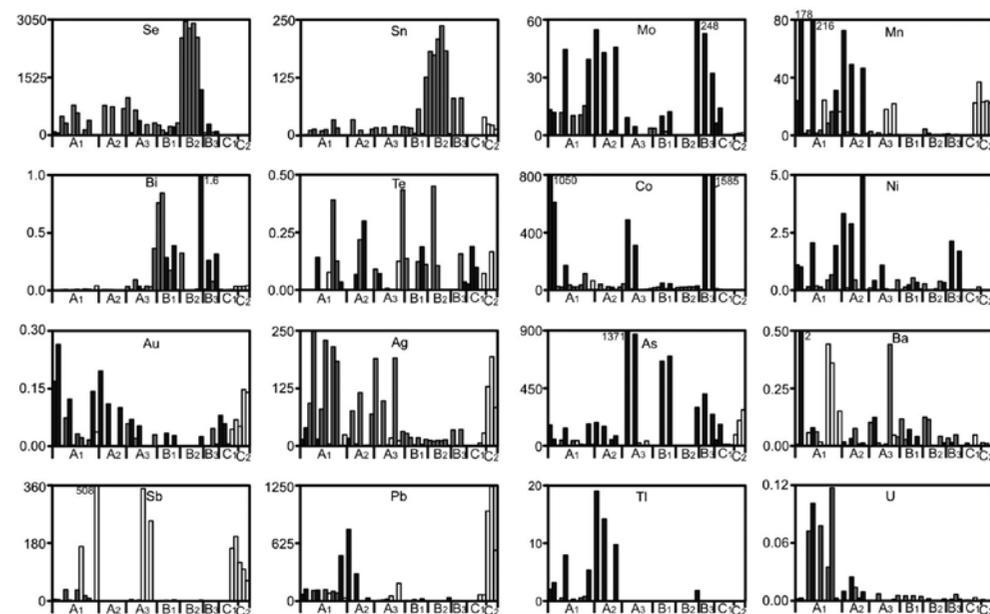


Рис. 1.3.4. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Галапагосский центр, обр. gR-1651-1Аб. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

зает, и его место занимают именно эти субгедральные кристаллы пирита. Вслед за этим пиритом появляются дендритовидные агрегаты сфалерита с явно различимыми включениями халькопирита (рис. 1.3.4е).

В геохимическом плане субгедральные кристаллы пирита подзоны С1 ничем не примечательны (рис. 1.3.4). В отличие от пирита предыдущих зон, содержание элементов-примесей в них незначительно. Лишь в некоторых из них содержание Au достигает 0.30 г/т. Это единственный элемент, который характеризуется повышенным ККЗ (1.9).

В составе сфалерита содержится Fe (до 6 мас. %) и Cu (до 1.3 мас. %) (см. табл. 1.3.1). Медь и часть железа входят в состав тонкодисперсной вкрапленности халькопирита. Остальная часть, наряду с Cd, Mn, Sn и Co, входит в сфалерит в качестве изоморфной структурной примеси, что подтверждается прямолинейными ЛА–ИСП–МС трендами этих элементов. Содержания Sn (11–101 г/т) в дендритовидном сфалерите канала трубы на один-два порядка больше, чем в сфалерите оболочки трубы. Дендритовидный сфалерит характеризуется аномальными концентрациями Pb (0.1 мас. %), Sb (до 100 г/т), As (до 180 г/т) и Ag (до 118–183 г/т), вероятно, за счет невидимых включений галенита или сульфосолей. Серебро обнаруживает сильную связь со свинцом. Повышенные содержания этих элементов являются типичными для дендритовидных разновидностей сфалерита, встречающегося в каналах труб черных курильщиков других гидротермальных полей современных и древних океанов. ККЗ образует следующий ряд: Cd (7.7) > Pb (5) > Sb (1.5) > Hg (1.7) > Ag (1.6) > Au (1.1) > Mn (1.1) > Sn (1.1), который характеризует невидимую золото-галенит-блекловорудную ассоциацию в сфалерите (табл. 1.3.2).

Пирит-сфалерит-халькопиритовая трубка почти полностью сохранилась, имеет овальный облик (обр. gR–1648–7ABC). Наибольшей сохранностью отличается халькопиритовая стенка мощностью чуть менее 1 см (рис. 1.3.5а). Даже невооруженным глазом видно центростремительное направление роста крупных и длинных (до 5 мм) кристаллов халькопирита.

Зона А. Наружная часть оболочки трубы (подзона А1) представлена коркой почти массивного тонкозернистого пирита, образовавшегося по колломорфному пириту, вероятно, в стадию субмаринного гипергенеза (диагенеза). Часть пирита замещена диагенетическим халькопиритом. Отдельные фрагменты колломорфного пирита (рис. 1.3.5б), испещренные мелкими включениями халькопирита и точечными ковеллина, сохраняются в средней части оболочки трубы. На соседних участках встречаются агрегаты кристаллического вюртцита и суб- и эвгедральный пирит в виде включений в барите (рис. 1.3.5в). Степень кристалличности пирита и содержания сфалерита (вюртцита) возрастают по направлению к внутренней части оболочки трубы.

Тонкозернистый пирит, образовавшийся по колломорфному пириту в наружной части оболочки трубы, характеризуется повышенными содержаниями элементов-примесей гидротермальной средне- и низкотемпературной (Co, Sb, As, Au и Pb), и водородной (U, V, W, Ni, Mo и Cr) ассоциаций. Очевидно, что U (до 11 г/т) и V (до 0.6 г/т) (табл. 1.3.3) могли концентрироваться

Таблица 1.3.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы, Галапагосский центр (обр. gR1651–1Аб).

Зона	Минерал	n	ЛКК											
			Tl	Mn	Ni	V	Au	Pb	Mo	Co	Fe	Cr	U	Ba
A1	Py1	12	6.4	5.8	3.6	2.6	2.4	2.0	1.9	1.8	1.5	1.5	1.2	1.0
A2	Py2	15	As	Co	Ni	Tl	Au	Mo	V	Fe	Pb	Cr	Mn	U
B	Py3	7	3.5	3.3	2.6	1.9	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4	1.1	1.1	1.1
C	Py2,3	5	Bi	Mo	As	V	Co	Fe	Ni	Ti				
A	Chp	25	6.9	6.4	4.4	3.9	3.6	1.5	1.3	1.0				
B	Chp	22	Au	Fe										
A	Sph	5	1.8	1.5										
C	Sph	14	Ba	Ag	Cu	Te	W	Ti	Se	Fe	Cr	Bi		
A1	Dig	7	3.0	1.9	1.8	1.7	1.5	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0		
			Sn	Se	Cu	Cr	Ti	Te	Fe					
			3.6	2.6	1.7	1.6	1.4	1.3	1.0					
			Sb	Zn	Cd	Hg	Pb	W						
			10.5	7.4	7.0	6.3	1.3	1.0						
			Tl	Au	Ag	Cd	Zn	Pb	Sb	Mo	W	Sn	Hg	Mn
			101.3	90.6	16.2	5.0	4.6	3.2	2.9	2.5	2.0	1.8	1.8	1.1
			U	Hg	Ag	Cu	Se	Ba	Sb	W	Au	Ti	Te	Mo
			7.7	5.0	4.1	3.4	1.8	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.1.2.

ся в процессе субмаринного гипергенеза оболочки трубы на восстановительном барьере, возникавшем при окислении сульфидов [Butler, Nesbitt, 1999]. Часть сидерофильных элементов, таких как Co, Ni и Cr, вероятно, сорбировалась в процессе гидротермально-осадочного формирования исходного колломорфного пирита и гидроксидов железа, а также, как и W, могла поступать из глинистой гиалокластогенной нефелоидной взвеси. Содержание Cr (3–5 г/т) в тонкозернистом пирите на один-два порядка меньше, чем во вмещающих андезитах и базальтах (10–30 до 300 г/т по [Perfit et al., 1998]), поэтому содержание глинистой составляющей в тонкозернистом пирите, скорее всего, не превышает 1–10 %. Данные по Ti (1–3 г/т) свидетельствуют о незначительной примеси гиалокластогенного материала (менее $n \times 10^{-5} \%$) (см. табл. 1.3.3).

Гораздо выше по содержанию и разнообразней спектр элементов-примесей в реликтовом колломорфном пирите. Разнообразию и высокие содержания элементов-примесей в колломорфном пирите обеспечивались массовым осаждением при резком снижении температуры среды мине-

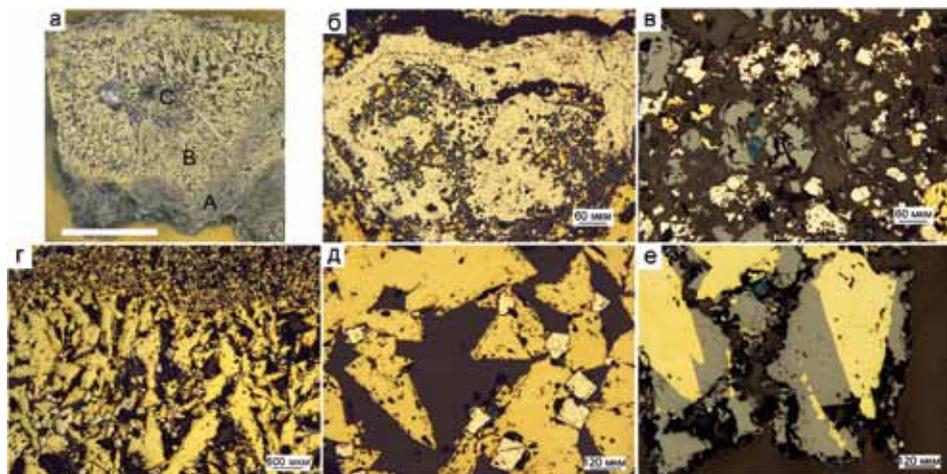


Рис. 1.3.5. Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба черного курильщика, Галапагосский центр, обр. gR-1648-7ABC: а — поперечное сечение трубы с зонами: А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая крустификация стенки, С — сфалеритовый канал; б — корка тонкозернистого пирита наружной части оболочки (подзона А1), развивавшегося по колломорфному пириту; в — включения вюртцита, ангедрального и эвгедрального пирита, халькопирита и ковеллина (синее) в барите (подзона А2); г — переход мелкозернистого пирит-халькопиритового агрегата (подзона В1) в крупнозернистый халькопирит (подзона В2); д — друзовый халькопирит с субгедральным и эвгедральным пиритом (подзона В3); е — обрастание друзового халькопирита сфалеритом (на границе с каналом). а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет.

ралообразования на выходе гидротермальных флюидов. Барий (до 70 г/т) присутствует в виде микровключений барита, присутствие Pb, Tl, Sb и Ag, очевидно, связано с микровключениями галенита. Типично для колломорфного пирита высокое содержание Au (до 9 г/т). Золото может входить в структуру этого минерала в ассоциации с повышенным содержанием As и Tl. Марганец, поступавший в составе гидротерм, осаждался совместно с Ni. Влияние U и V, типичных гидрогенных элементов, проявлено меньше, чем в пирите наружной части оболочки трубы. Вместе с тем значительную роль играют гидрогенные элементы другой группы (Mo, W и Cr).

Эвгедральные кристаллы пирита-3 подзоны А3 обеднены элементами-примесями, по сравнению с колломорфным пиритом, за исключением единичных необычно высоких содержаний Tl (до 60 г/т). Ассоциация Co-Bi-As является типичной для высокотемпературных разновидностей пирита [Maslennikov et al., 2009]. Обогащение Tl является не обычным для этого пирита.

Сфалерит (вюртцит) относится к маложелезистой разновидности (Fe до 1.6 мас. %), напоминающей сфалерит серых курильщиков. Большинство зерен почти полностью лишено элементов-примесей, за исключением единичных умеренных содержаний Sb (до 110 г/т). Обращают на себя внимание крайне низкие содержания элементов изоморфной группы, таких как Co, Mn и Sn. В сфалерите черных курильщиков содержания этих

Таблица 1.3.3

Химический состав сульфидов пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, Галапагосский центр, обр. gR-1648-7ABC. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	3	7.67	7.50	46.5	9.21	3.98	0.26	0.05	552	1.33	47.5	87.0
		σ	4.05	4.92	0.00	5.44	2.35	0.12	0.02	106	0.63	27.8	20.7
Py	A	6	5.95	433	46.3	5.91	5.89	0.30	0.16	350	3.13	90.0	422
		σ	3.50	400	0.61	3.11	5.13	0.18	0.25	278	2.74	69.8	320
Py3	B	7	2.06	0.45	46.4	1.60	0.09	0.20	0.00	746	1.61	34.5	3.88
		σ	2.97	0.29	0.19	1.67	0.18	0.17	0.00	302	1.62	36.2	3.98
Chp	B3	8	0.50	0.17	30.6	0.06	0.24	34.9	0.02	0.40	18.0	3.64	229
		σ	0.28	0.12	0.23	0.03	0.30	0.54	0.01	0.30	6.86	5.12	23.4
Sph	A	3	0.13	12.4	1.03	0.15	0.03	0.11	65.5	63.3	0.69	0.50	10.0
		σ	0.17	10.2	0.54	0.11	0.00	0.05	0.50	103	0.38	0.51	8.48
Sph	C	4	0.02	26.9	1.69	0.03	0.03	0.20	64.8	20.5	1.16	1.16	60.1
		σ	0.02	10.6	0.53	0.02	0.01	0.15	0.50	7.29	1.04	1.62	87.2
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	3	4.28	0.33	27.1	0.02	0.65	0.08	2.06	3.58	565	0.00	0.407
		σ	4.73	0.24	5.81	0.02	0.31	0.02	0.52	1.17	86.0	0.00	0.150
Py	A	6	7.96	0.82	54.9	0.02	22.8	0.10	4.96	22.7	773	0.01	0.106
		σ	8.06	0.59	37.6	0.01	26.7	0.11	3.85	25.2	508	0.02	0.166
Py3	B	7	0.15	1.05	12.5	0.04	0.03	0.01	0.34	0.04	114	0.03	0.002
		σ	0.12	1.78	13.2	0.06	0.03	0.00	0.39	0.08	187	0.03	0.004
Chp	B3	8	1.33	95.3	2.83	0.11	0.03	0.05	0.03	0.01	0.17	0.06	0.005
		σ	0.81	38.0	5.65	0.15	0.04	0.01	0.02	0.00	0.18	0.09	0.004
Sph	A	3	2294	0.50	50.1	0.01	1.19	0.03	0.02	0.01	63.8	0.01	0.003
		σ	2344	0.35	78.0	0.01	2.02	0.04	0.01	0.01	89.8	0.00	0.002
Sph	C	4	3815	0.64	162	0.01	0.03	0.01	0.05	0.03	383	0.00	0.001
		σ	2181	1.06	178	0.00	0.01	0.00	0.07	0.04	586	0.00	0.001

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.1.2.

элементов обычно на один-два порядка выше. Исключение составляют изоморфные Cd (1165-1700 г/т), который содержится в небольших для сфалерита количествах. Ряд локальных коэффициентов зональности короткий: Hg (3.5) > Cd, Sb (1) (табл. 1.3.4). В среднем содержания Pb и Sb в сфалерите оболочки трубы гораздо ниже, чем в сфалеритовой крустификации стенок канала трубы.

Таблица 1.3.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, Галапагосский центр (обр. gR-1648-7ABC)

Зоны	Минералы	n	ЛКК										
			U	Co	V	Ni	Pb	As	Cr	W	Au	Mo	Fe
A1	Py1	3	6.5	3.8	3.1	2.5	2.0	1.8	1.8	1.7	1.6	1.5	1.4
A	Py	6	Ba	Mn	Tl	Au	Ni	Mo	Cr	Pb	Ag	Co	V
			4.9	4.8	4.8	4.0	3.6	2.9	2.8	2.7	2.7	2.4	2.4
			W	U	Fe	Sb	As	Ti					
B	Py3	7	2.2	1.7	1.4	1.3	1.2	1.1					
			As	Fe	Ti	Bi	Mo						
B3	Chp	8	2.5	1.4	1.2	1.2	1.1						
			Cu	Sn	Se	Te	Bi	Ag	Ti	W	Fe		
A	Sph	3	3.8	3.8	3.0	2.4	2.3	1.4	1.2	1.1	1.0		
			Zn	Hg	Cd	Sb							
C	Sph	4	4.4	3.5	3.2	1.2							
			Cd	Hg	Zn	Sb	Pb						
			5.3	4.8	4.4	3.8	1.3						

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.1.2.

Зона В. Халькопиритовая стенка четко делится на мелкозернистую маломощную внешнюю часть (подзона В1) с развитием мелких кристалликов суб- и эвгдрального пирита и крупнозернистую основную часть (подзона В1) (рис. 1.3.5г). В интерстициях между кристаллами халькопирита встречается кубический пирит, иногда в ассоциации с ковеллином (рис. 1.3.5д).

Пирит отличается повышенными концентрациями As (181–1151 г/т), а содержания Mo (111–17 г/т) и V (8–0.16 г/т) уменьшаются по направлению к каналу (см. табл. 1.3.3).

Халькопирит обогащен Ag (190–156 г/т), и Sn (60–173 г/т) (см. табл. 1.3.3). Содержания Se невысокие (7–18 г/т), характерные для халькопирита серых курильщиков [Масленников и др., 2010]. Количество Se и Sn одновременно снижается по направлению к осевой части канала. Это может свидетельствовать о снижении температур минералообразования и нарастании окислительного потенциала по мере зарастания трубы халькопиритом. Содержания Te (0.13 и 0.13 г/т), Bi (0.10 и 0.11 г/т) очень низкие, хотя и выше, чем в соседних сульфидах. Вероятно, в халькопирите присутствует незначительная примесь теллуридов висмута, которая более контрастно представлена в халькопирите погребенных каналов, наследующих трубки вестиментифер.

Эвгдральный и субэвгдральные разновидности пирита отличаются повышенными концентрациями As (181–1151 г/т), Mo (111–17 г/т) (см. табл. 1.3.3).

Ряд ККз — As (1.5) > Bi (1.1) > Mo (1.1) — относится к средне-высокотемпературной ассоциации (см. табл. 1.3.4). Содержания V (8–0.16 г/т) в эвгдральном пирите ниже, чем в колломорфной разновидности. Последнее, наряду с низкими содержаниями U, может указывать на снижение роли морской воды в процессах минералообразования в канале трубы по сравнению с оболочкой.

Зона С. Остроконечные кристаллы халькопирита предыдущей зоны окаймлены умеренно железистым (Fe 1.6–1.1 мас. %) сфалеритом (вюртцитом), не содержащим тонкодисперсной вкрапленности халькопирита. На границе сфалерита и халькопирита встречаются зерна ковеллина (рис. 1.3.5е).

В сфалерите обнаружены единичные повышенные концентрации лишь Sb (до 116 г/т) и Pb (до 1151 г/т), вероятно, связанные с микровключениями галенит-тетраэдритовой ассоциации (см. табл. 1.3.3). Содержания элементов изоморфной ассоциации (Sn, Co, Mn), за исключением Hg и Cd, такие же низкие, как и в сфалерите оболочки трубы.

Точечный ЛА-ИСП-МС анализ выявляет химическую зональность (рис. 1.3.6). В пиритовой оболочке трубы традиционно концентрируются элементы гидрогенной (U, V, W, Mo), средне- (As, Au, Ag) и низкотемпературной (Pb, Tl, Mn, Ba, Ni) ассоциаций. Исключение представляет Co, обычно концентрирующийся в высокотемпературных разновидностях сульфидов, таких как субэвгдральный халькопирит и эвгдральный пирит. За исключением As, содержания всех этих химических элементов значительно

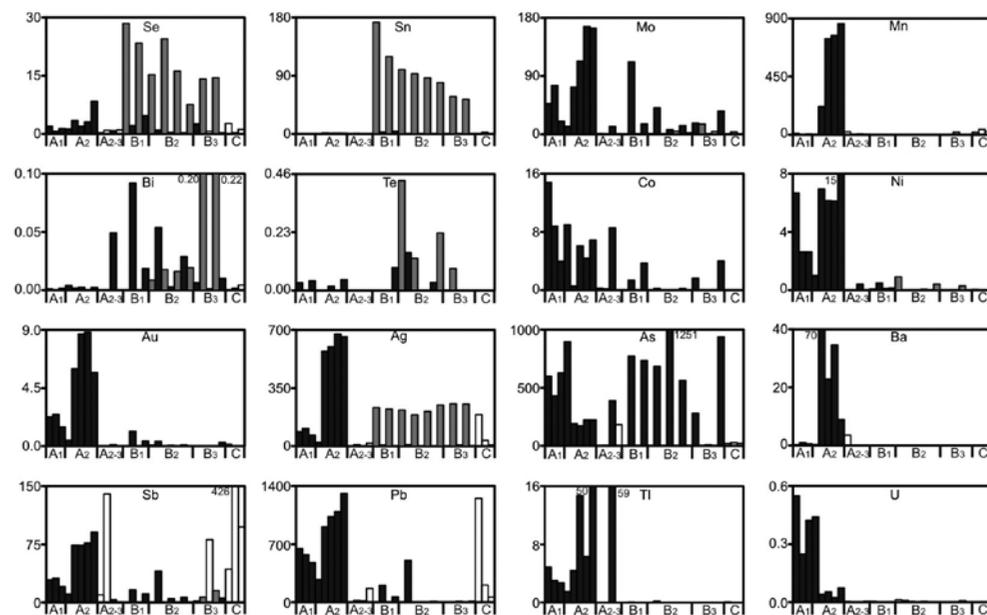


Рис. 1.3.6. Распределение элементов-примесей по зонам в пирит-сфалерит-халькопиритовой трубе по данным ЛА-ИСП МС. Галапагосский центр (обр. GR-1648-7ABC). Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

ниже во внутренней части оболочки трубы. В халькопиритовом слое содержания Sn и Se постепенно падают по направлению вовнутрь канала трубы. Получается, что халькопиритовая кристификация росла в условиях падения температуры гидротермальных растворов. При этом не изменяются стабильно высокие содержания Ag. Высоким содержаниям Ag, вероятно, способствовал дефицит сероводорода. Очевидно, дефицит сероводорода оставался постоянным. В целом, исходя из общей геохимической зональности, можно предположить, что гидротермальные флюиды в высокотемпературных условиях были ненасыщены большинством химических элементов, за исключением Cu, Fe, Sn и Ag. При резком снижении температуры раствор достигал насыщения, и на поверхности трубы происходило массовое отложение значительной части химических элементов. Отложение Sb в сфалерите и As в эвгедральном пирите, вероятно, началось уже в среднетемпературных условиях.

Расчеты локальных коэффициентов концентрации подтверждают выявленные закономерности в геохимической зональности трубы (табл. 1.3.4). Из таблицы следует, что большинство химических элементов отложилось на поверхности трубы в составе колломорфного и тонкозернистого пирита. Халькопирит характеризуется типичными элементами высокотемпературной ассоциации (Sn, Se, Te, Bi), хотя абсолютные содержания их не очень высокие.

Гетит-опал-халькопирит-пиритовая труба (обр. gR-1661-7C1) состоит из маломощной (до 3 мм) халькопиритовой стенки и пиритовой оболочки толщиной до 1 см (рис. 1.3.7а).

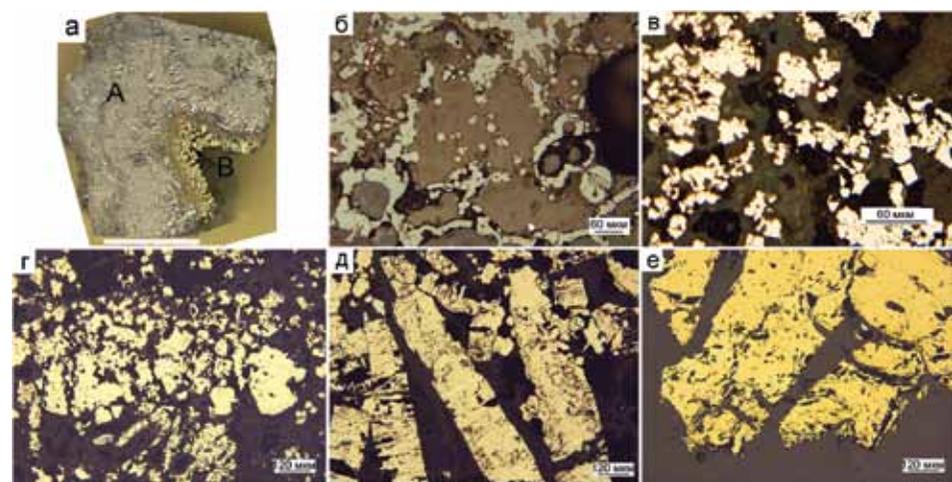


Рис. 1.3.7. Гетит-опал-халькопирит-пиритовая труба, Галапагосский рифт, обр. gR-1661-7C1: а — фрагмент поперечного среза трубы, зоны: А — гетит-опаловая оболочка, В — халькопиритовая кристификация; б — почковидные и глобулярные агрегаты гетита в опаловом цементе (подзона А1); в — опал-пиритовый агрегат подзоны А2; г — крупнозернистый пирит на границе со стенкой трубы (подзона А3); д — удлиненные друзовые кристаллы параморфоз пирита по марказиту на внутренней стенке канала трубы (подзона В1); е — друзовый халькопирит (подзона В2). а — полированный образец (масштабная линейка 1 см), б-е — отраженный свет.

Зона А. Вокруг трубы развита гетит-опаловая оболочка. Гетит представлен почковидными и глобулярными агрегатами. Возможно, часть гетита развивалась по колломорфному пириту. В опале и гетите встречены мелкие включения халькопирита, сфалерита и пирита (рис. 1.3.7б). Некоторые зерна и сростки зерен субгедрального пирита, погруженные в опал, достигают 100 мкм. Далее следует слой колломорфного почковидного пористого пирита, частично превращенного в тонкозернистые агрегаты. В тонкозернистых участках более позднего ангедрального пирита угадываются реликты колломорфных пиритовых глобулей. Средняя часть оболочки сложена мелкозернистыми ангедральными или субгедральными разновидностями пирита, сцементированными опалом (рис. 1.3.7в). По мере приближения к границе с запечатанным каналом трубы увеличиваются размеры кристаллов пирита, среди которых преобладающими становятся удлиненные эвгедральные разновидности, возможно, образовавшиеся по марказиту (рис. 1.3.7г).

Гетит характеризуется высокими содержаниями большинства элементов-примесей. Тонкодисперсные реликтовые микровключения халькопирита или блеклых руд фиксируются единичными аномалиями Cu (до 3 мас. %) и Sb (до 168 г/т) (табл. 1.3.5). Судя по повышенным содержаниям Ba (до 105 г/т), в гетите содержится примесь барита. Сравнительный анализ гетита с сульфидами данной трубы в среднем показывает следующий ряд ККЗ: V (351.8) > U (167.9) > Co (75.5) > Ba (71.1) > Sb (69.1) — Bi (35.9) — W (33.9) — Cr (16.7) > Hg (13.7) > Tl (9.7) > Mn (9.1) > Mo (7.7) > Au (3.3) > Pb > Te (1.8) > Zn (1.7) > As (1.3) > Sn (1.1). Наиболее выраженной, по сравнению с сульфидами является концентрация U и V, которые абсорбировались гидроксидами железа на поверхности окислявшегося колломорфного пирита. Висмут и теллур, обычно концентрирующиеся в халькопирите, в данном случае накапливались в гетите, что свидетельствует об их двойственной природе. Часть элементов-примесей, за исключением Bi и Te, вероятно, унаследована от колломорфного пирита. Вместе с тем следует отметить, что по сравнению с колломорфным пиритом, содержания многих элементов-примесей в гетите гораздо выше. Нормирование гетита по колломорфному пириту дает следующий ряд: V (8317) > Sb (910) > Ba (391) > Mo (311) > Mn (161) > W (115) > Co (60) > Hg (59) > Bi (39) > Sn (33) > Tl (18) > U (16) > Au (15.8) > Cr (9) > Ti (8.1) > Zn (7.7) > Pb (7.3) > Ag (7.1) > As (6.3) > Cd (6) > Te (5.1) > Cu (3.3). Аномальное проявление большинства элементов-примесей, по-видимому, связано с сорбцией из морской воды (V, W, Cr, Co), а также с процессами вторичного обогащения при гальмиролизе колломорфного пирита. Не исключено, что геохимическая дифференциация происходила уже на стадии гидротермального седиментогенеза-гальмиролиза.

Относительно крупные кристаллы субгедрального пирита, погруженные в опал, характеризуются повышенными содержаниями Ni (11–11 г/т) (см. табл. 1.3.5). Повышенные содержания Ni при постоянном количестве Co свойственны пириту, образовавшемуся при низких температурах [Еремин, 1983] и, возможно, при относительно высоком окислительном потенциале.

Таблица 1.3.5

Химический состав минералов гетит-опал-халькопирит-пиритовой трубы, Галапагосский центр (обр. gR-1661-7C1). Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Гетит	A0	6	835	753	60.8	3.38	20.8	1.79	0.10	337	13.3	305	13.4
		σ	999	439	0.69	4.95	26.7	0.70	0.14	256	12.7	213	14.0
Py1-2	A1	7	2.41	182	46.5	0.06	11.4	0.60	0.02	145	23.9	21.7	7.02
		σ	2.99	377	0.00	0.06	14.4	0.21	0.02	74.5	10.8	18.0	5.92
Py2	A	10	3.87	77.2	46.1	0.04	3.18	0.65	0.03	263	6.76	82.3	8.93
		σ	5.89	146	0.72	0.04	6.59	0.52	0.04	221	10.6	62.6	10.0
Chr	B	8	0.47	0.56	31.1	0.04	0.04	33.9	0.06	0.26	11.5	1.99	49.8
		σ	1.14	0.69	0.35	0.03	0.05	0.24	0.03	0.15	8.31	5.34	3.68
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Гетит	A0	6	6.25	30.2	62.3	0.23	33.4	1.37	0.37	2.69	135	0.15	3.118
		σ	9.78	62.4	53.5	0.25	44.4	1.17	0.37	2.82	181	0.21	2.494
Py1-2	A1	7	1.57	1.63	0.81	0.04	0.57	0.05	0.17	7.75	73.3	0.01	0.059
		σ	1.22	1.27	0.84	0.02	0.57	0.07	0.21	13.7	59.8	0.01	0.119
Py	A	10	1.99	0.14	1.43	0.09	0.66	0.05	0.16	3.82	50.0	0.00	0.002
		σ	2.44	0.19	1.52	0.06	1.15	0.09	0.15	7.98	54.2	0.00	0.004
Chr	B	8	13.8	43.6	0.32	0.11	0.09	0.02	0.01	0.02	0.55	0.01	0.004
		σ	6.54	51.65	0.77	0.14	0.12	0.04	0.01	0.03	1.16	0.00	0.003

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.1.2.

Частично перекристаллизованный колломорфный пирит (подзоны A1 и A2) характеризуется значительными вариациями содержаний Mn (от 13 до 1000 г/т), Tl (от 0.8 до 35 г/т) и Pb (от 11 до 190 г/т) — элементов низкотемпературной минеральной ассоциации (см. табл. 1.3.5). Высокие содержания Mo (до 110 г/т), W (до 3 г/т), U (0.3 г/т) и V (до 17 г/т) могут указывать на участие морской воды в образовании колломорфного пирита. На окислительные условия осаждения колломорфного пирита указывают повышенные содержания Ba (до 3 г/т). В эвгедральном пирите (подзона A3) содержания большинства элементов-примесей, включая Co (0.01–0.03 г/т) и Ni (0.01–0.51 г/т), относительно низкие, что свидетельствует о низкой фугтивности серы [Еремин, 1983]. Исключение представляют Mo 15–116 (г/т) и As (55–807 г/т).

Все разновидности пирита, участвующие в строении оболочки трубы характеризуются низким отношением Co/Ni, которое увеличивается по мере приближения к границе с каналом трубы от 0.0005 до 0.6.

Зона B. На границе с халькопиритовой стенкой даже невооруженным глазом различаются удлинённые кристаллы (3–5 мм) пирита (рис. 1.3.7д), возможно, образовавшиеся по копьевидным кристаллам марказита. Очевидно, эти кристаллы начинали процесс зарастания канала трубы в начальную среднетемпературную стадию при температурах, обеспечивающих устойчивость марказита (до 110 °С [Murowchick, Barnes, 1986]). Далее идет слой, представленный крупными удлинёнными (до 1 мм) копьевидными кристаллами халькопирита (рис. 1.3.7е).

Максимальные содержания Ag (11–53 г/т) и Sn (31–150 г/т) характерны для халькопирита (см. табл. 1.3.5). В отличие от типичных черных курильщиков, в халькопирите этой трубы на два порядка ниже содержания Se (до 19 г/т), что, скорее всего, соответствует халькопириту бесцветных курильщиков.

Методом точечного ЛА-ИСП-МС анализа изучена геохимическая зональность стенки трубки (рис. 1.3.8). Максимальные содержания элементов-примесей концентрируются в гетите. Второе место занимает колломорфный пирит. При его перекристаллизации в подзоне A3 основное количество элементов уменьшается. В халькопирите концентрируются Ag и Sn, по сравнению с Se. Это указывает на менее восстановительные условия минералообразования, по сравнению с условиями формирования типичных черных курильщиков.

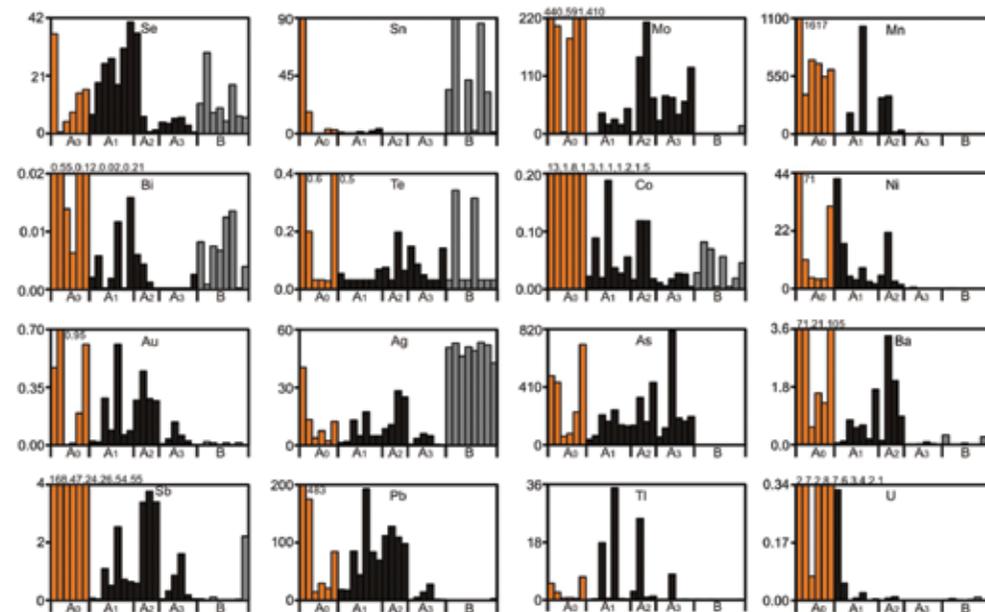


Рис. 1.3.8. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам гетит-опал-халькопирит-пиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Галапагосский центр, обр. gR1661-7c1. Оранжевое — гетит (подзона A0), черное — пирит, серое — халькопирит.

Таблица 1.3.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность гетит-опал-халькопирит-пиритовой трубы, Галапагосский центр (обр. gR-1661-7C1).

Зона	Минерал	n	ЛКК										
			V	U	Co	Ba	Sb	Bi	W	Cr	Hg	Ti	Mn
A0	Гетит	6	5.1	5.0	4.9	4.9	4.9	4.6	4.6	4.5	4.4	3.6	3.6
A1	Py1-2		Mo	Ni	Au	Pb	Te	Zn	As	Sn	Fe	Cd	Se
A	Py2	7	3.4	2.7	2.3	2.3	2.1	2.0	1.8	1.7	1.3	1.1	1.0
B	Py3		Tl	Se	Ni	Pb	Au	Fe					
B	Chp	8	2.2	1.8	1.5	1.2	1.0	1.0					
B	Chp		As	Tl	Fe	Au							
B	Chp	8	1.4	1.1	1.0	1.0							
B	Chp		Cu	Ag	Sn	Cd	Zn	Te					
B	Chp	8	3.6	2.5	2.5	2.4	1.3	1.0					

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.1.2.

Анализ локальных коэффициентов концентрации позволяет количественно уточнить выявленную геохимическую зональность (табл. 1.3.6). Максимальное количество элементов-примесей концентрируется в гетите. Среди них преобладают элементы водородной ассоциации. Однако здесь же можно встретить химические элементы, которые могут быть отнесены к средне- и высокотемпературной ассоциации. Очевидно, они концентрируются в иных минеральных формах. В пирите оболочка концентрируется не только типичный Tl, но и Se — элемент, характерный для высокотемпературного халькопирита. Напротив, содержания Se в халькопирите ниже, чем в пирите. Это может свидетельствовать о более окислительных условиях формирования данного курильщика, по сравнению с типичными черными курильщиками.

1.3.4. Второстепенные редкие минералы. Видимых под оптическим микроскопом второстепенных и редких минералов не обнаружено, за исключением ковеллина. Методом изучения ЛА-ИСП-МС трендов удается диагностировать присутствие барита, блеклых руд, галенита и теллуридов висмута.

1.3.5. Минерально-геохимические ассоциации. Минерально-геохимические ассоциации пирит-сфалерит-халькопиритовой трубки (обр. gR-1648-7ABC) установлены методом максимального корреляционного пути (по смирнову, 1981): I(Se+Sn+Cu+Te) + II(Ti+Fe+Co+V+U+Cr) + III(Ba+W+Au+Mn+Mo+Ni+Pb+Ag+Tl) — As — IV(Zn-Cd-Sb-Hg)—6Bi. Первая ассоциация связана с высокотемпературным халькопиритом, образующим крусти-

фикацию канала трубы. Вторая ассоциация указывает на концентрацию элементов литогенно-водородной группы в колломорфном пирите. Третья ассоциация характеризует совместное накопление барита с галенитом (Pb, Ag, Tl), самородным золотом и Mn-Ni в колломорфном пирите оболочки трубы. Мышьяк не образует значимых корреляций за счет двойственной природы: часть его концентрируется в пирите в виде изоморфной примеси, другая часть, вероятно, присутствует в виде изоморфной примеси в нановключениях блеклой руды. Четвертая ассоциация характерна для сфалерита, содержащего примесь блеклой руды. Висмут находится в конце корреляционного пути так же, как и мышьяк, за счет двойственной природы: часть этого элемента концентрируется в высокотемпературном халькопирите, другая часть — в высокотемпературном эвгедральном пирите. Единственная положительная корреляция Bi с Cu позволяет считать, что более сильным его концентратом является халькопирит.

В результатах расчетов сфалерит-халькопирит-пиритовой трубки (обр. gR1651-1A6) выделяются следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+Sb+Hg) + II(U+Ag+Cu+Se+Sn) — Ti — Te — III(V-Mo-Bi) — IV(Fe+Ni+Mn+Tl+Au+Pb) — V(W+Ba+Cr) — VI(Co+As). Первая ассоциация соответствует сфалериту, в котором содержатся изоморфные примеси Cd и Hg, а также невидимая примесь блеклых руд (Sb). Вторая ассоциация отражает геохимическую специализацию халькопирита. При этом высокотемпературный халькопирит показывает повышенные содержания Se и Sn, а в средне-низкотемпературном — возрастают содержания Ag и U. Последний элемент фиксирует участие морской воды в процессах окисления халькопирита до ковеллина. Очевидно, этот процесс сопровождается нарастанием содержания Ag, обладающим большим сродством к сере по сравнению с Cu. В ковеллине всегда выше содержания Ag и U, по сравнению с халькопиритом. Вероятно, урановая минерализация фиксировалась на поверхности окислявшихся сульфидов [Butler, Nesbitt, 1999]. Элементы третьей и пятой ассоциаций фиксируют окислительные условия минералообразования в присутствии морской воды. Вероятно, основным концентратом этих элементов является барит. По данным кластерного анализа эти две ассоциации объединяются в одну. Очевидной является четвертая ассоциация, отражающая главные элементы-примеси в колломорфном пирите. Интересной представляется тесная связь Au и Tl, свидетельствующая о вхождении, по крайней мере, части золота в структуру колломорфного пирита [Marcoux et al., 2008]. Шестая ассоциация соответствует эвгедральному пириту.

Для гетит-опал-халькопирит-пиритовой трубки (обр. gR-1661-7C1) рассчитаны следующие ассоциации химических элементов: I(Ba+Hg+Ti+Bi+Sb+Co+Zn+Pb+Mn) + II(Cr+V+W+Mo) + FeII(Au+As) — IV(Te+Ni+ Sn+Cd+Ag+Cu) — Tl — U. Первая и третья ассоциации, скорее всего, относятся к колломорфному пириту, вторая — к гетиту, четвертая — соответствует среднетемпературному халькопириту, крустифицировавшему канал трубы.

Так же, как и в предыдущей трубе, методом ЛА–ИСП–МС, выявляется невидимая Bi–Te минерализация. По совокупности признаков труба напоминает серые курильщики.

1.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Охарактеризованные трубы являются представителями единого медноколчеданного ряда, в котором возрастает количество опала, гетита и пирита. Конечными членами этого ряда являются гетит-опал-пирит-марказитовые трубки и диффузеры, встречающиеся на гидротермальных полях Галапагосского рифта. Вероятно, самым крайним членом этого ряда являются кремнистые трубки поля «Сад цветной капусты», сформированные на глубине 1600 м низкотемпературными гидротермами при участии значительной примеси морской воды [Herzig et al., 1988].

Одна из труб, судя по повышенным содержаниям Se в халькопирите, вероятно, являлась черным курильщиком. Охарактеризованные черные курильщики, скорее всего, занимают промежуточное положение в ряду черных курильщиков, сформированных на базальтовом и риолит-базальтовом основаниях. Возможно, этот тип курильщиков близок к курильщикам палеозойских колчеданных месторождений уральского типа, сформированных на андезибазальтах. Об этом же свидетельствуют следы теллуридов висмута, обычно широко представленные в курильщиках колчеданных месторождений уральского типа.

Другие две трубы, вероятно, могут быть отнесены к белым (светло-серым) или бесцветным курильщикам, формировавшимся в менее восстановительных и, возможно, низко- и среднетемпературных условиях. Халькопирит в предполагаемых светло-серых курильщиках характеризуется низкими содержаниями Se и высокими Ag, свидетельствующими об умеренном восстановительном потенциале минералообразующих флюидов. При возрастании окислительного потенциала в серых курильщиках значительная часть Se преобразуется в окисленную форму, неблагоприятную для изоморфного вхождения в структуру халькопирита.

Об этом же свидетельствует позиция фигуративных точек халькопирита двух разновидностей труб на диаграммах Se–Te и Co–Sn (см. рис. 1.2.5). На этих диаграммах выделяются две группы фигуративных точек: одна попадает в поле черных и серых курильщиков горячих точек, вторая — бесцветных или белых курильщиков базальтовых и риолит-базальтовых комплексов.

Сравнение халькопирита предполагаемых черных курильщиков Галапагосского рифта с халькопиритом ВТП 9°50' с.ш. приведено в табл. 1.3.7. Обогащение халькопирита черных курильщиков Галапагосского центра, по сравнению с халькопиритом поля ВТП 9°50' с.ш., оказалось не существенным. Обращают на себя внимание гораздо более низкие содержания некоторых элементов высокотемпературной (Bi, Te), низкотемпературной (Mn, Pb, Tl, As) и водородной (U, Ni, Mo, V) ассоциаций.

Таблица 1.3.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту черных курильщиков Галапагосского рифта относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Sn	Cu	Fe	Se	W	Au	Ag	Ba	Co	Cd	Sb
Черные	3.38	1.02	0.99	0.97	0.93	0.37	0.36	0.24	0.22	0.10	0.10
	Zn	Bi	Tl	Pb	Mn	U	As	Ni	Mo	Te	V
	0.08	0.06	0.06	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.004	0.004
Серые	Sn	Se	Co	Fe	Cu	Ni	Ag	W	Au	Cd	Zn
	13	2.29	1.40	1.02	0.98	0.29	0.23	0.14	0.11	0.11	0.06
	Ba	U	Tl	Pb	Te	As	Bi	Mn	Sb	Mo	V
	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.005	0.004	0.003	0.001	0.0001

Именно поэтому в трубах серых курильщиков чаще, чем в черных, основное количество Se концентрируется в колломорфном пирите.

По содержаниям Mn и Tl колломорфный пирит курильщиков Галапагосского Центра занимает промежуточное значение в ряду нарастающих значений от черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. к серым курильщикам Горы Осевой. По концентрации этих элементов они занимают все поле черных курильщиков низкосрединговых хребтов, опуская до еще более низких значений, чем колломорфный пирит курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (см. рис. 1.1.13). Отношения Se/Te в колломорфном пирите курильщиков Галапагосского Центра нередко попадают в поле черных и серых курильщиков горячих точек. Не исключено, что это отражает влияние горячей точки Галапагосских островов. По отношениям Co/Ni предполагаемые черные и серые курильщики сильно разделены. Большинство значений Co/Ni, рассчитанных для колломорфного пирита черных курильщиков, больше 1, тогда как такой же пирит в предполагаемых серых курильщиках показывает значения меньше, чем 0.1 (см. рис. 1.1.13). По содержаниям Au и Ag колломорфный пирит Галапагосского Центра попадает в поле аналогичного пирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (см. рис. 1.1.13).

При сравнении средних содержаний в колломорфном пирите сфалерит-халькопирит-пиритовых труб (обр. GR1651-1Аб) относительно черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. существенного обогащения какими-либо элементами не установлено, за исключением незначительного превышения содержаний Co (табл. 1.3.8). Однако в этих же рядах коэффициентов концентрации обнаруживается относительная бедность колломорфного пирита Галапагосского рифта такими элементами, как Bi, Te, As, U и W, несмотря на единичные высокие содержания Bi и Te в эвгедральном пирите.

Таблица 1.3.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы (GR1651–1Аб) Галапагосского рифта относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Co	Tl	Ba	Au	Sn	Pb	Sb	Zn	Ag	Mo	Bi
Черные	4.9	1.52	1.47	1.21	1.05	0.79	0.70	0.48	0.45	0.42	
	Se	Ni	Mn	Cd	V	As	W	Cu	U	Te	Bi
	0.41	0.40	0.39	0.29	0.29	0.24	0.18	0.14	0.088	0.008	0.0001
Серые	Co	Se	Sn	Cu	Sb	Au	Mo	As	Ag	Pb	
	15	9.77	7.65	2.16	2.15	2.09	1.26	1.25	0.95	0.75	
	Zn	Te	V	Cd	Tl	Ba	Ni	W	Mn	U	Bi
	0.56	0.41	0.37	0.23	0.17	0.16	0.13	0.040	0.029	0.010	0.0001

По содержаниям Co и Sn в сфалерите обе разновидности гидротермальных труб Галапагосского хребта отчетливо различаются: сфалерит трубы предполагаемого черного курильщика (обр. GR-1651-1Аб) попадает в поле черных и серых курильщиков СОХ, тогда как сфалерит остальных труб попадает в поле бесцветных курильщиков (рис. 1.3.9).

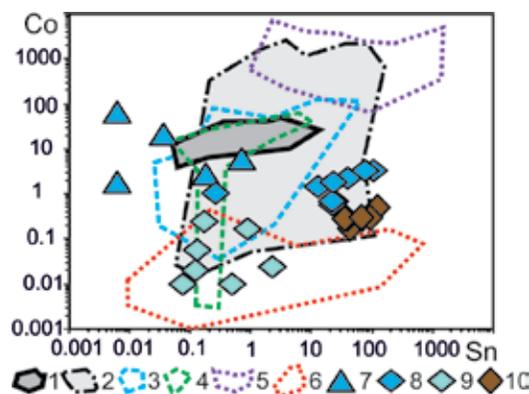


Рис. 1.3.9. Диаграмма Co–Sn сфалерита курильщиков Галапагосского центра (7-9) в сравнении с другими современными курильщиками: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50'; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Галапагосский центр; 7, 8 — пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы, вероятно, черных или темно-серых курильщиков; 9, 10 — халькопирит-пиритовые трубы, вероятно, бесцветных (9) и светло-серых (10) курильщиков. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С.

Таблица 1.3.9

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы (GR. 1651–1Аб) Галапагосского рифта относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Tl	Au	Sn	Mo	Bi	Ag	Sb	W	Cd	Cu	U
Черные	12874	55	18	10	6.26	5.00	2.32	2.11	1.41	1.18	
	Fe	Pb	Co	Mn	As	Ba	Ni	V	Se	Te	U
	0.87	0.60	0.44	0.29	0.22	0.19	0.19	0.01	0.05	0.04	0.00
Серые	Tl	Sn	Au	Mo	Sb	Ag	Bi	W	Cd	Cu	
	252	109	11	7.61	1.85	1.63	1.30	1.17	0.92	0.80	
	Fe	Co	As	Pb	Mn	Ni	Te	Se	U	Ba	V
	0.77	0.25	0.24	0.23	0.22	0.21	0.12	0.05	0.01	0.005	0.004

Сфалерит, охарактеризованной сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы (обр. gR1651–1Аб) по содержаниям Fe, Cu и Cd почти не отличается от сфалерита черных и серых курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. Исключение представляют Tl, Mo, Au и Sn (табл. 1.3.9). Сочетание двух последних элементов представляется проблематичным из-за разных условий переноса гидротермальными флюидами [Hannington et al., 1999]. Совместное обогащение сфалерита Tl и Au может свидетельствовать о высокой зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы, в которой предполагается участие кислых вулканитов [Масленников и др., 2016].

1.4. Гуаймас

1.4.1. Геологическая позиция. В отличие от охарактеризованных выше гидротермальных проявлений, сформированных на базальтовом основании океанических рифтов, сульфидные постройки гидротермального поля Гуаймас формируются на осадочном чехле, покрывающем рифты Калифорнийского залива, которые окружены континентальными массивами (см. рис. 1.1.1). Скорости осадконакопления в этом районе на несколько порядков превосходят скорости, наблюдаемые в рифтах открытой части Мирового океана. Калифорнийский залив — место, где совсем недавно произошел раскол континента и началось формирование новой океанической коры, наращивание которой происходит под мощной толщей донных осадков. Перемещение Калифорнийского полуострова от Северо-Американского континента наблюдается со скоростью 6 см/год [Богданов и др., 2006б]. Мощность осадков в рифте измеряется несколькими сотнями метров. Вулканические породы в рифте нигде не обнаружены. Соответственно, гидротермальные растворы, форми-

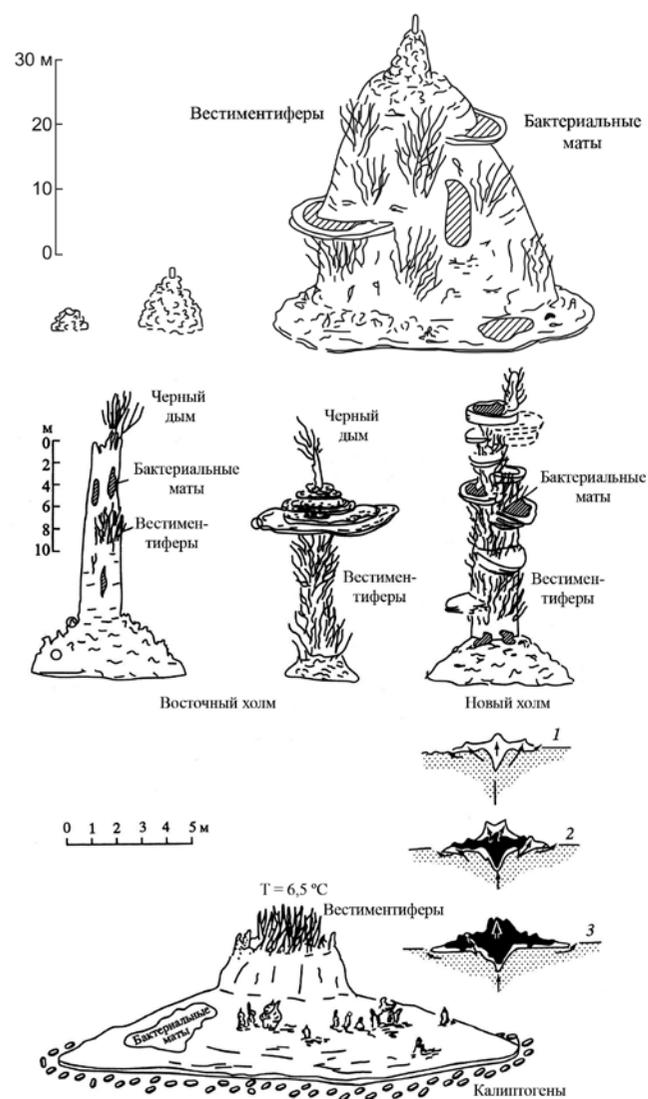


Рис. 1.4.1. (а) Морфология разных типов высокотемпературных гидротермальных построек океанической части рифта, (б) типы гидротермальных построек внутритроговых холмов и (в) морфология низкотемпературной гидротермальной постройки, справа показана последовательность роста постройки: вертикальные разрезы (стрелки указывают направление движения термальных вод) [Богданов и др., 2006б].

рующиеся в недрах океанической коры, прежде чем достигнуть дна, пересекают толщу осадков, насыщенных органическим веществом. Этим обусловлены особенности развития гидротермальных процессов.

Наиболее изученный южный трог впадины Гуаймас, где на поверхности дна обнаружены высокотемпературные гидротермальные постройки [Lonsdale et al., 1980], ограничен с запада крутой стенкой высотой 100 м, а с востока — си-

стемой ступеней высотой 20–25 м, образующих пологий склон высотой до 125 м. Дно трога находится на глубине 2000–2030 м и представляет собой плоскую равнину, покрытую рыхлыми осадками. Ширина трога на изобате 2000 м составляет 2500–2700 м. По материалам глубоководного бурения во впадине Гуаймас геологический разрез до глубины 400 м сложен осадками и базальтовыми sillами [Curray, Moore et al., 1982].

В центральной части трога по нарушенности отражающих горизонтов выделяется зона трещиноватости, которая на поверхности осадков фиксируется системой небольших гьяров шириной до 50 см, связанных с раздвижением плит в стороны от оси спрединга. По краям трога закартировано несколько холмов — поднятий, которые возвышаются над дном трога на 50–100 м и имеют размеры 0.5–1 км в ширину и 1.5 км в длину. Предполагается, что они возникли как выражение магматических тел лакколлитов, внедрившихся в осадки [Богданов и др., 2006б]. Гидротермальные проявления приурочены к осевой зоне трещиноватости, а также пространственно связаны с внутридуговыми поднятиями.

1.4.2. Состав и строение сульфидных построек. На гидротермальных полях впадины Гуаймас, в основном связанных с поднятиями, значительное место занимают постройки черных курильщиков, характеризующиеся прихотливой формой. Менее примечательными являются низкотемпературные гидротермальные постройки.

На поле «Гидротермальный холм» постройки черных курильщиков варьируют по высоте от 1 до 50 м и по форме близки к конусу (рис. 1.4.1) [Богданов и др., 2006б]. Небольшие постройки (до 10 м) состоят из пористых шлакоподобных рудных обломков плитчатой и веретенообразной формы. Каналами для вырывающихся на поверхность высокотемпературных растворов в таких постройках служат широкие (до 0.5 м в диаметре) отверстия. В постройках высотой 10 м появляются признаки цементации слагающего их материала. Однако верхняя часть, где выходят на поверхность гидротермальные растворы, сложена рыхлым материалом, а центральная часть на вершине постройки, в которой находится основной канал выхода растворов, имеет форму трубы высотой до 1 м и диаметром 15–20 см. Гигантские постройки сложены очень плотным материалом, хотя на вершинах напоминают небольшие шлакоподобные образования, которые венчаются трубой. На склонах гигантских построек часто присутствуют многочисленные горизонтальные карнизы толщиной от 5 до 20 см, отходящие от основного тела постройки более чем на 2 м. Иногда на поверхности этих карнизов встречаются небольшие причудливо устроенные столбики высотой до 1.5 м и диаметром 10–20 см. У подножий некоторых построек имеется цоколь в виде корки, залегающей на рыхлых осадках. Поверхность цоколя осложнена трубообразными образованиями и кавернами и покрыта черным искрящимся (кристаллы сульфидов) осадком. Через каналы труб поступает черный дым с максимальной температурой растворов $359\text{ }^{\circ}\text{C}$. На других гидротермальных полях (Восточном, Новом) постройки обладают некоторы-

ми чертами сходства с вышеописанными, или несколько отличаются от них по морфологии (см. рис. 1.4.1) [Богданов и др., 2006б]. Более выраженными элементами построек являются цоколь и многоканальная трубообразная колонна, осложненная многочисленными карнизами. Обычно колонны покрыты «зарослями» гигантских вестиментифер [Богданов и др., 2006б].

На периферии поля «Гидротермальный холм» встречаются небольшие низкотемпературные постройки с максимальным диаметром 30 м при высоте 3–10 м (см. рис. 1.4.1) [Богданов и др., 2006б]. Нижняя часть типичной постройки представляет собой пологий цоколь, осложненный гидротермальными трубками высотой 10–20 см и покрытый бактериальными матами [Леин и др., 1988]. В центре цоколя вершинная часть напоминает усеченный конус с крутыми склонами и плоской вершиной, покрытой трубообразными постройками с колониями вестиментифер. Некоторые постройки этого типа слабо возвышаются над окружающим дном. Их максимальная высота составляет 0.5 м.

Состав и свойства гидротермальных растворов впадины Гуаймас существенно отличаются от типичных растворов рифтов открытого океана очень низким (почти на порядок) содержанием растворенных металлов (Fe, Mn, Zn и Cu), обогащением K, Rb, Ca, Sr и Ba, более высоким значением pH и щелочности, значительным содержанием углеводов [Леин и др., 1998; Богданов, Сагалевиц, 2002]. В связи с этим гидротермальные образования впадины Гуаймас по составу существенно отличаются от образований других отрезков Мировой рифтовой системы [Peter, Scott, 1988]. Обнаружено большое разнообразие построек и их элементов с разными соотношениями рудных и нерудных минералов [Леин и др., 1988]. Наиболее часто наблюдаются опал, кальцит, ангидрит, барит, гипс, кварц и тальк. Реже встречаются гизингерит, стивенсит и хризотил. Основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит, сфалерит, вюртцит. Существенно реже наблюдаются постройки на разных этапах ее развития (постройка, сформировавшаяся в предыдущий этап выделена черными цветом, см. рис. 1.4.1в).

В гидротермальных отложениях установлены изокубанит, борнит, пирит, халькозин, ковеллин. Минералы часто образуют дендритовидные и радиально-лучистые агрегаты. Отличительной особенностью руд впадины Гуаймас является незначительное распространение ритмично-зональных колломорфных сростаний, характерных для гидротермальных отложений других участков Мировой рифтовой системы [Богданов и др., 2006б]. В низкотемпературных постройках отсутствует халькопирит, главными минералами являются опал, карбонаты кальция, аутигенные силикаты, пирротин и единичные мелкие кристаллы сфалерита, а также присутствуют жидкие углеводороды [Леин и др., 1988; Леин и др., 1990].

Запасы рудного вещества составляют несколько десятков миллионов тонн. В гидротермальных образованиях впадины Гуаймас из породообразующих элементов преобладают SiO₂, CaCO₃ и Ba. Во всех пробах присутствует железо, входящее, главным образом, в состав пирротина. Средние содержания Cu и Zn обычно невысокие — редко превышают

1 мас. %. В единичных пробах содержание Pb достигает 0.49 мас. % [Богданов и др., 2006б]. Отмечаются относительно высокие содержания Mn (до 4.33 мас. %), связанные с примесью сульфида марганца — алабандина [Koski et al., 1984]. Гидротермальные образования, по сравнению с образованиями других спрединговых центров, обогащены Sb, Ni, Co и Y, имеют примерно равные содержания As, Zr, St и обеднены Cd, Ag, Ge, Mo и Ga. Содержания органического вещества достигают 4.1 мас. % [Леин и др., 1990].

1.4.3. Минеральная и химическая зональность гидротермальных труб. Наиболее ярко минеральная зональность проявляется в стенках труб черных курильщиков. В одной из таких стенок толщиной 5 см наблюдалась следующая концентрическая зональность от центра к периферии карбонат-опал-халькопирит-сфалерит-пирротиновой трубы [Богданов и др., 2006б].

Зона А — внешняя, состоит преимущественно из опала и барита с небольшой примесью тонкой вкрапленности сфалерит-вюртцита и очень мелких пластинок пирротина, местами образующих микродендриты; халькопирит встречается крайне редко. Иногда во внешних зонах появляются глобулярные выделения пирита (рис. 1.4.2а).

Зона В — первый слой в ее внутренней зоне состоит в основном из опала и кальцита с примесью мелких (не более 1 мм) пластинок пирротина и рассеянной вкрапленности изокубанита, халькопирита и сфалерит-вюртцита. В ряде случаев наблюдается последовательное обрастание кристаллов пирротина сростами изокубанита, халькопирита и вюртцита (рис. 1.4.2б). Наи-

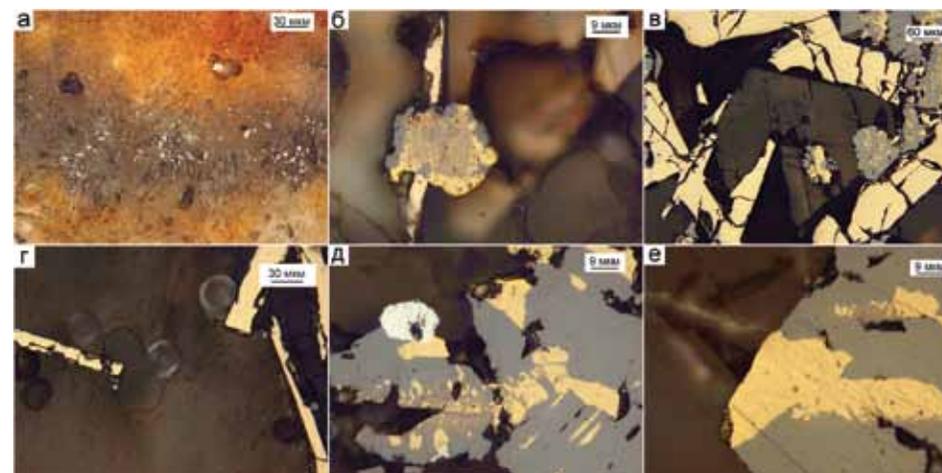


Рис. 1.4.2. Микроструктуры халькопирит-барит-карбонат-пирротиновой трубы черного курильщика, гидротермальное поле Гуаймас, обр. П — 1615–2г: а — радиально-лучистый барит с вкрапленностью пирита (белое) и гидрогематита (красное), подзона А1; б — обрастание кристаллов пирротина сростами халькопирита и вюртцита, а также эвгдральным кристаллом кальцита; в — эвгдральные кристаллы кальцита; г — радиоактивные дворники в опале; д — последовательное обрастание халькопирита вюртцитом и галенитом (белое); е — микровключение самородного золота (1 мкм) в халькопирите. Отраженный свет.

Таблица 1.4.1
Элементы-примеси в пирротине и вюрцитите гидротермальной трубы из впадины Гуаймас.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	n	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Po	10	0.10	0.6	282	63.60	0.62	0.14	0.05	0.01	0.34	239	0.89	0.50
Wrz	4	0.04	0.4	4294	16.37	0.36	0.16	0.57	50.25	0.38	205	0.27	17.89
Минерал	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	U
Po	10	1.1	1.1	1.6	6.2	0.2	0.014	0.007	4.4	0.17	278	5.8	0.004
Wrz	4	2628.6	79.7	1.7	7.6	1.3	0.001	0.002	4.9	0.02	31	1.4	0.011

Примечание. Po — пирротин; Wrz — вюрцитит.

более поздними являются эвгедральные кристаллы кальцита (рис. 1.4.2в). Очень часто встречаются радиоактивные дворики в опале (рис. 1.4.2г). Количество пирротина и халькопирита возрастает по мере перехода к внутренней части трубы, состоящей из крупных (до 8 мм в длину) кристаллов пирротина, промежутки между которыми заполнены опалом, баритом, кальцитом, сфалерит-вюрцитом и халькопиритом. В ассоциации с вюрцитом находятся зерна галенита (рис. 1.4.2д). В халькопирите встречаются мелкие зерна самородного золота (рис. 1.4.2е).

Сходная зональность трубы черного курильщика описана Ф.П. Буслаевым с соавторами [Буслаев и др., 1992]. Внешнее обрамление (зона А) трубки состоит из кальцита, барита, ангидрита или опала. Исследование флюидных включений в гидротермальном кальците свидетельствует о колебании температуры минералообразующего раствора от 190 до 290°C [Наумов и др., 1991]. По мере продвижения вовнутрь оболочки трубы появляются сульфиды цинка, рассеянные в кальцит-сульфатном матриксе. Внутренняя стенка (зона В) труб сложена халькопиритом/изокубанитом. Наряду с основными минералами в трубах обнаружены пирротин и марказит. Внутренняя часть некоторых труб сложена тонкими, почти несцементированными пластинками пирротина размером 1–3 до 5 мм в поперечнике.

Наиболее высокотемпературными минералами в трубах считаются пирротин, халькопирит и стивенсит. Температуры минералообразования постепенно уменьшаются в ряду: пирротин → халькопирит → вюрцитит → изокубанит → ангидрит → кальцит → барит → опал → пирит [Peter, Scott, 1988].

Отчетливой химической зональности трубы выявить не удалось из-за тесных прорастаний пирротина и вюрцитита. В наиболее крупных кристаллах вюрцитита и пирротина в зоне В, методом ЛА-ИСП-МС, удалось определить содержание элементов-примесей (табл. 1.4.1).

Вюрцитит относится к высокожелезистым минералам при умеренных содержаниях Cu. Очевидно, что он является основным концентратом Mn, Ag и Sn, которые могут совместно с Fe входить в его структуру в виде изоморфной примеси. Обращает на себя в 2–3 раза низкое содержание Cd, чем

в сульфидах цинка, слагающих курильщики других колчеданосных гидротермальных полей СОХ и задуговых бассейнов.

Пирротин, как обычно, содержит много Se (127–450 г/т) при минимальных содержаниях других элементов-примесей. Исключение составляет Mn (123–1185 г/т), который может присутствовать в виде изоморфной примеси или в виде микровключений алабандина, широко представленных в рудах. Следует также отметить повышенные содержания Te (1–17 г/т) и Bi (0.8–18 г/т), которые могут быть связаны с микровключениями тетраэдрита. Содержание Pb варьирует значительно. В единичных случаях они достигают 0.04–0.2 мас. %, что объясняется микровключениями галенита или алтаита (см. табл. 1.4.1). Дальнейшие исследования должны быть направлены на ЛА-ИСП-МС анализ халькопирита, которого оказалось мало в наших образцах.

1.4.4. Второстепенные и редкие минералы. В халькопирите изученных гидротермальных труб поля Гуаймас нами обнаружены многочисленные мелкие (2–3 мкм) включения низкопробного самородного золота и галенита. В гидротермальных отложениях установлены изокубанит, борнит, пирит, халькозин, ковеллин, галенит, алабандин, блеклые руды и сульфосоли. Обнаружены также теллуриды (алтаит, тетрадимит) и самородное серебро [Леин и др., 1988; Богданов, 2006б].

1.4.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] рассчитаны минерало-геохимические ассоциации: I(Sb+As+Ba+V+W+Ni+Co+Mo+U+Au) — II(Zn+Cd+Sn+Mn) — III(Cu+Ag) — IV(Tl+Pb+Bi) — Fe — V(Se+Te). Первая ассоциация объединяет в основном водородные элементы. С ними коррелируют Co, Ni и Au, содержания которых в сульфидах незначительны. Вторая ассоциация представлена вюрцитом, содержащим аномально высокие количества Mn. Третья ассоциация показывает, что халькопирит содержит микровключения серебра и низкопробного самородного золота. Висмут и Tl — характерные изоморфные примеси в галените. Корреляция Se и Te в пятой ассоциации — типичная черта высокотемпературных черных курильщиков.

1.4.6. Минерало-геохимические и генетические особенности. Формирование сульфидных труб поля Гуаймас на осадочном чехле накладывает отпечаток на их минералогию и геохимию. Главная особенность — обилие пирротина, ассоциирующего с высокожелезистым вюрцитом и карбонатами. Если черные курильщики, сформированные на базальтах СОХ, обеднены аксессуарными минералами, то в трубах поля Гуаймас обнаруживаются включения самородного золота, галенита и алтаита. Сульфиды обогащены не только Se, но и Te и Sn (см. рис. 1.3.9), что указывает на сильно восстановительные условия минералообразования при низкой фугитивности серы, которые обеспечивались, очевидно, участием углеводородов органического вещества. Эти условия способствовали сохранению в гидротермальных флюидах таких неустойчивых к окислению соединений, как HSe⁻ и HTe⁻.

Таблица 1.4.2

Ряды коэффициентов концентрации применительно к вюртциту черных курильщиков впадины Гуаймас относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Черные	Bi	Sn	Mn	Te	Ba	Fe	Se	Cd	Tl	Cu	
	292	48	47	7.61	6.33	5.10	2.36	1.32	1.31	1.22	
Серые	Ni	U	Ag	Mo	W	Pb	Au	V	Sb	Co	As
	1.02	0.26	0.20	0.12	0.07	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02	0.002
Серые	Sn	Bi	Mn	Te	Fe	Se	Ni	U	Cd	Cu	
	293	61	36	23	4.55	2.37	1.11	1.09	0.86	0.82	
Серые	Ba	Mo	Ag	W	Tl	Pb	Sb	V	Au	Co	As
	0.16	0.09	0.07	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.002

Отношения средних содержаний химических элементов в вюртците черных курильщиков впадины Гуаймас к средним содержаниям в сфалерите черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. с построением рядов коэффициентов концентрации (КК) дает некоторое представление о геохимических особенностях гидротермальной системы, сформированной на осадках (табл. 1.4.2).

Вюртцит черных курильщиков впадины Гуаймас, по сравнению со сфалеритом черных и серых курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш., обогащен такими элементами, как Bi, Sn, Mn, Te и Fe. Обогащение Bi типичная черта курильщиков, сформированных не только на внутридуговых вулканах [Dekov and Saveli, 2004; Berkenbosh et al., 2012], но и на осадках [Zierenberg et al., 1993; Monecke et al., 2016]. Обогащение Te и Sn (см. рис. 1.3.9) в присутствии пирротина может указывать на сильновосстановительные условия минералообразования при низкой фугитивности серы [Hannington et al., 1999a], которые обеспечивались, очевидно, участием углеводов органического вещества. На низкую фугитивность серы указывает высокая железистость вюртцита и наличие пирротина, низкие содержания Au. Эти условия способствовали сохранению в гидротермальных флюидах HTe⁻, неустойчивого к окислению, по сравнению с HS⁻ [Maslennikov et al., 2017]. Низкие содержания Co при повышенных количествах Ba могут свидетельствовать в пользу высокой зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы [Третьяков, 2015, Масленников и др., 2016]. Однако вюртцит черных курильщиков впадины Гуаймас относительно беден Tl, As, Sb и Pb, что не находит своего объяснения в рамках простой рециклинговой модели. Не исключено, что прохождению газов, обычно поставляющих эти элементы, препятствовали насыщенные холодной водой осадки.

Таким образом, на гидротермальном поле ВТП 9°50' с.ш. выявлены исходные белые халькопирит-ангидритовые курильщики, халькопирит которых характеризуется аномально высокими содержаниями Se, свидетельствующими о изначально высоких температурах минералообразования. Более зрелыми являются сфалерит-пирит-халькопиритовые черные курильщики, содержащие высокоселенистый халькопирит, так же, как и исходные белые курильщики. В трубах, богатых сфалеритом, содержания Se в халькопирите ниже, чем в черных курильщиках. Эту разновидность мы отнесли к типу серых курильщиков, образующихся, вероятно, из гидротермальных флюидов, разбавленных океанской водой. В конце этого ряда необходимо было выделить бесцветные курильщики, характеризующиеся минимальными содержаниями Se в халькопирите. Известные серые курильщики горы Осевой, в отличие от серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш., характеризуются присутствием барита, иорданита и галенита. Это особый тип серых курильщиков, формирующихся над горячими точками. Аналогичная разница в содержаниях Se позволила подразделить потухшие гидротермальные трубы поля Галапагосский центр на черные и серые курильщики, с одной стороны, и бесцветные разновидности курильщиков — с другой. По элементам-примесям в сульфидах гидротермальные трубы Галапагосского рифта, содержащие высокоселенистый халькопирит, мало отличаются от черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. за исключением более низких содержаний Te в халькопирите и аномально высоких содержаний Tl в сфалерите. Совершенно иной тип карбонатно-пирротин-вюртцитовых черных курильщиков имеется во впадине Гуаймас. В целом минералого-геохимические особенности и условия локализации свидетельствуют о том, что рудогенерирующая гидротермальная система ВТП является наименее зрелой по сравнению с системами других гидротермальных полей Восточной части Тихого океана.

ГЛАВА 2

Современные курильщики гидротермальных полей внутридуговых и задуговых бассейнов западной части Тихого океана

В Западной Пацифике колчеданосные гидротермальные поля формируются в осевых кальдерах вулканов подводных островных дуг и в проксимальных и дистальных рифтах задуговых бассейнов. Обычно трубы курильщиков, расположенные на гидротермальных полях задуговых бассейнов, образованы среднетемпературными источниками [Binns, Scott, 1993]. Однако и среди них встречены высокотемпературные проявления медной или медно-цинковой специализации (бассейн Лау) [Fouquet et al., 1993]. Особый интерес представляют курильщики, формирующиеся на кислых вулканиках (поле Хакуреи в трого Окинава, Пакманус в Восточной части бассейна Манус, вулкан Суийо в Идзу-Бонинской островной дуге), как наиболее близкие аналоги большинства древних колчеданных месторождений. Ниже будет показано, что свои особенности, по сравнению с курильщиками СОХ, имеют курильщики, формирующиеся в удаленных от вулканических дуг частях задуговых бассейнов Манус и Лау (см. рис. 1.1).

2.1. Трог Окинава

2.1.1. Геологическая позиция. Трог Окинава простирается в северо-восточном направлении от о. Тайвань до о. Киуши между островной дугой Рюкю и окраиной Евразийского континентального блока (см. рис. 1.1). Он возник в результате субдукции Филиппинской океанической плиты под Евроазиатский континент. Тектоническая активность здесь началась ~1.9 млн лет назад [Sibuet et al., 1987]. Считается, что трог Окинава представляет собой тектонически активный межконтинентальный задуговой бассейн [Halbach et al., 1993]. По степени развития задуговой бассейн является зарождающимся, в нем начался раскол континентальной коры [Зоненшайн и др., 1992].

Поверхность дна в пределах трого покрыта слоем голоценовых рыхлых алевро-пелитовых илов максимальной мощностью до 20–30 м. Они подстилаются позднеплейстоценовыми глинами, кислыми «туфами» и эффузивами мощностью несколько метров. Ниже залегает мощная (до нескольких километров) толща хорошо стратифицированных мелководных аргиллитов позднемиоценового-плейстоценового возраста с многочисленными базальтовыми силлами и дайками. Дотретичные осадочные породы континенталь-

ной коры включают песчаники, филлиты, черные сланцы, местами переслаивающиеся с известняками. Возможно также присутствие в составе коры позднемеловых гранитных интрузий. Мощность континентальной коры в средней части трого Окинава около 20 км [Sibuet et al., 1987]. В пределах трого обнаружены молодые вулканики бимодальных серий, представленные в основном базальтовыми андезитами и риолитами [Shinjo, Kato, 2000]. В ряде мест обнаружены дациты и богатые калием андезиты. В центральной части трого Окинава выделены два грабеновых сегмента, где обнаружены семь гидротермальных полей. Наиболее известными являются поля Джейд и Хакуреи, расположенные в 3 км друг от друга в кальдере Изена и отличающиеся общими характеристиками корневых гидротермальных зон [Glasby, Notsu et al., 2003; Noguchi et al., 2007; Kawagucci et al., 2010]. Поле Джейд располагается на глубинах 1400–1500 м у северного борта кальдеры, Хакуреи — на глубинах 1600–1650 м у ее южного борта. Гидротермальное поле Джейд подстилается осадками, имеющими мощность около нескольких метров, тогда как поле Хакуреи подстилается мощной (150 м) осадочной толщей [Kawagucci et al., 2010].

2.1.2. Состав и строение гидротермальных построек. На гидротермальном поле Хакуреи, имеющем размеры 500×700 м, встречены многочисленные гидротермальные трубы высотой меньше 10 м, а также холмообразные постройки диаметром до 1 м высотой до 80 см, сложенные барит-сфалеритовыми агрегатами с примесью тетраэдрита, халькопирита, галенита и реальгара.

На гидротермальном поле Джейд, имеющем размеры 1000×200 м, обнаружены сотни гидротермальных труб высотой от 0.1 до нескольких метров, среди которых преобладают черные (до 320°C) и бесцветные (до 220°C) курильщики или диффузные холмообразные постройки, состоящие в основном из сфалерита и барита при подчиненном количестве халькопирита, галенита и других сульфидов. Массивные сульфидные плиты, слагающие холмы, нередко богаты Zn и Cu [Halbach et al., 1993]. Гораздо реже встречаются гидротермальные постройки, обогащенные сульфидами железа. Полагают, что обогащение железом произошло в результате замещения полиметаллических сульфидов крупнозернистыми агрегатами пирита и марказита [Halbach et al., 1993]. Вместе с тем в некоторых постройках содержится колломорфный марказит. Наряду со сплошными сульфидными отложениями в вулканических породах встречаются жильные и вкрапленные сульфиды свинца и цинка. На участках с диффузными потоками наблюдаются корки самородной серы [Marumo, Hattori, 1999].

Химический состав гидротермальных отложений отличается от состава рудопоявлений рифтов открытого океана аномальными содержаниями Zn (до 38 мас. %) и Pb (до 25 мас. %). Внешние части полиметаллических гидротермальных построек характеризуются высокими содержаниями (мас. %): As (0.2–1.38), Ba (0.7–0.21), Sb (0.1–0.9), SiO₂ (0.1–12), Ag (0.3–1.1) и Au (2.3–24 г/т). Постройки, сложенные пиритом и марказитом, со-

держат на один-два порядка меньше этих химических элементов, за исключением Ва [Halbach et al., 1993].

На поле Хакуреи на глубине 1650 м высокотемпературный гидротермальный флюид, поступающий из трубы, имел температуру 326°C [Ishibashi et al., 2009]. В 3 км от него другой черный курильщик, располагающийся в северо-восточной части поля Джейд на глубине 1350 м, выделяет растворы с температурой 320°C, насыщенные суспензией сульфидных частиц. Из других трубок поступают светлые растворы с температурой от 220 до 110°C. Гомогенизация флюидных включений в барите поля Джейд дает температуры 150–200°C. Флюидные включения в сфалерите показывают температуру гомогенизации от 270 до 360°C и значительные вариаций солености (2–15 экв. % NaCl). Гидротермальные рассолы выносили значительные количества металлов с отложением тетраэдрита, теннантита и энаргита в штокверковой зоне. Флюидные включения в энаргите показывают в три раза большую соленость, по сравнению с океанской водой. Варьирующая соленость отражает двухфазовую сепарацию флюидов, которая, как предполагается, происходит в глубинных частях гидротермальной системы [Lüders et al., 2001]. По данным лазерной романовской спектроскопии, флюидные включения в сфалерите, кроме CO₂, H₂S и SO₂, содержат разнообразные по составу углеводороды, азот и водород [Hou, Zhang, 1998].

2.1.3. Минеральная и химическая зональность труб. Минеральная зональность сульфидных труб поля Джейд наиболее детально изучена в [Halbach et al., 1993]. Вблизи осевых частей каналов труб рудный материал более плотный и состоит из мелко- и крупнозернистого сфалерита с галенитом, иногда образующих тонкое прорастание (свидетельствует об одновременном осаждении) при подчиненном количестве пирита и халькопирита (в виде «халькопиритовой болезни»). Во внешнем кольце мощностью 1–10 см с относительно широкими концентрическими полосками развиты барит и аморфный кремнезем. Стилбнит, реальгар, аурипигмент, колломорфный марказит и фрамбоидальный пирит преобладают над другими сульфидными минералами. В некоторых случаях ковеллин замещает халькопирит и галенит. В промежуточной зоне толщиной несколько см в некоторых трубах появляется пирротин в ассоциации с марказитом и примесью аурипигмента, реальгара, стилбнита, Pb-As сульфосоли, киновари, барита и аморфного кремнезема. Пирротин проявлен в виде длинных субгедральных кристаллов, которые в основном замещены марказитом, реже гетитом. Стенки каналов труб покрыты кристаллами халькопирита. В трубах, богатых баритом, в промежуточной зоне преобладают обедненный железом сфалерит, теннантит и тетраэдрит. Крупные кристаллы барита по зонам роста включают сыпь реальгара, аурипигмента и киновари. В пустотках между кристаллами барита наблюдаются древовидные дендриты серебра. Есть свидетельства присутствия прустита (Ag₃AsS₃). Микроскопические округлые зерна золота редки и были обнаружены в ассоциации с баритом. Стенки каналов большинства труб образованы друзовидными агрегатами сфалерита или

халькопирита. В ряде случаев наблюдаются признаки замещения полиметаллических сульфидов средне- и крупнозернистым пиритом, пирротинном и марказитом. Пирит и марказит также замещают галенит и пирротин.

Профессор Т. Урабе предоставил авторам для изучения три фрагмента небольшой многоканальной постройки холмообразного диффузера (бесцветного курильщика), включающие оболочку и пористое ядро, из гидротермального поля Хакуреи. Диаметр холмообразного диффузера составляет 1 м, высота 80 см.

Зона А. Оболочка диффузера сложена баритом (рис. 2.1.1а), сцементированным опалом (рис. 2.1.1б). Вдоль границы с зоной В рассеяны многочисленные включения пирита и параморфоз пирита по марказиту (рис. 2.1.1в). Гораздо реже в оболочке встречаются выделения сфалерита и тетраэдрита в сростании с галенитом и присутствует реальгар.

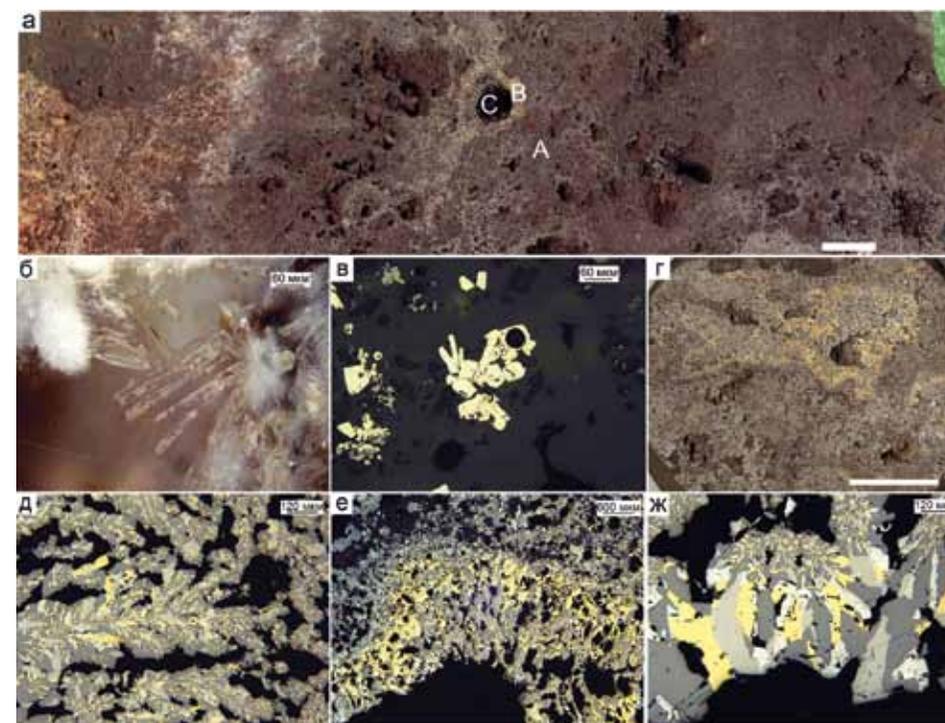


Рис. 2.1.1. Многоканальная опал-халькопирит-барит-сфалеритовая труба-диффузер, гидротермальное поле Хакуреи, кальдера Изена в троге Окинава (обр. ОК-1): а — срез трубы (слева направо зоны): А — баритовая оболочка; В — пористое заполнение канала; С — галенит-халькопирит-тетраэдрит-сфалеритовая крустификация одного из каналов трубы-диффузера; б — барит-опаловый агрегат (зона А); в — эвгедральные и субгедральные кристаллы пирита в опале (граница зон А и В); г — пористый агрегат сфалерита с многочисленными каналами (зона В); д — дендритовидные сростания сфалерита, халькопирита, тетраэдрита и галенита (зона В); е — граница пористого сфалеритового агрегата зоны В с зоной С; е — граница пористого сфалеритового агрегата зоны В с зоной С; ж — переход тонких сростаний сфалерита, халькопирита, галенита и тетраэдрита в друзовые агрегаты этих же минералов (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-ж — отраженный свет.

Зона В. В отличие от типичных труб черных курильщиков, зона В сложена дендритовидными сростаниями халькопирита, сфалерита в ассоциации с тетраэдритом и галенитом (рис. 2.1.1г, д). Мощность зоны более 20 см. На границе с предыдущей зоной встречаются эвгедральные сростки пирита и марказита, которые по химическим особенностям почти не отличаются от кристаллов пирита из зоны А. Изредка в халькопирите микрозернистые агрегаты пирита образуют атолловые структуры.

Зона С. В пределах пористой сфалеритовой массы локализуются многочисленные каналы, внутренние стенки которых обросли друзовыми агрегатами халькопирита или сфалерита, тетраэдрита и галенита (рис. 2.1.1е, ж).

ЛА-ИСП-МС анализы показывают в целом невысокие содержания большинства элементов-примесей в сульфидных минералах (табл. 2.1.1).

Количественная химическая зональность изучалась в поперечном сечении гидротермальной трубы по профилю точек методом ЛА-ИСП-МС (рис. 2.1.2).

Основное количество элементов-примесей (Se, Au, Sb, Ag, Tl) сконцентрировалось в реальгаре (подзона А2) и, в меньшей степени, в сростках марказита и пирита (подзона А3), в которых отмечаются основное количество Te, Se и Pb (табл. 2.1.2). Соответственно, по направлению от поверхности оболочки трубы к каналам убывает количество Se, Sn, As, Ag, Au, Sb, Tl и U. За счет сфалерита в зонах В и С возрастают содержания Mo, Mn, Co

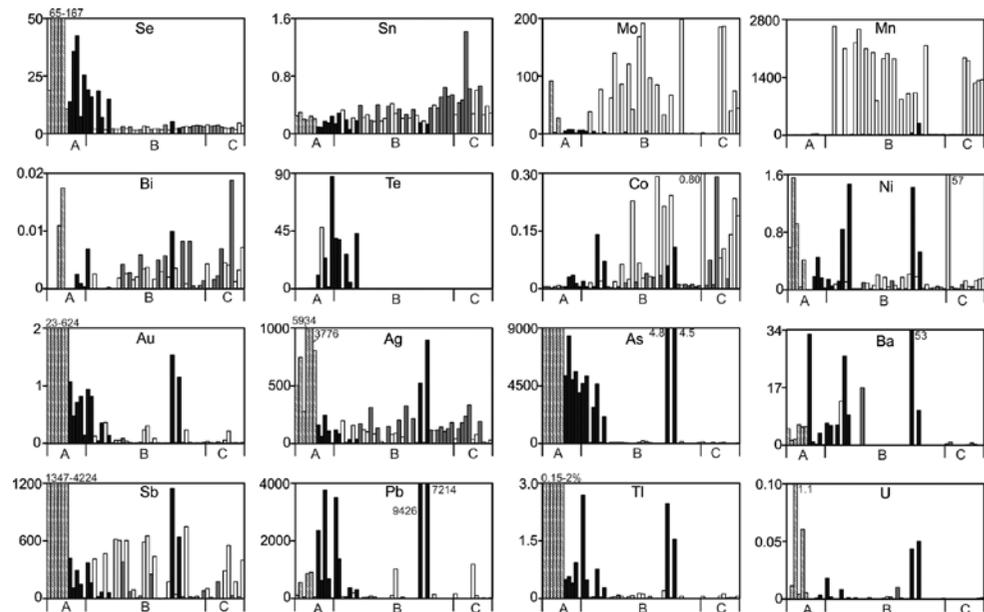


Рис. 2.1.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам в опал-халькопирит-барит-сфалеритовой трубе-диффузере по данным ЛА-ИСП-МС. Гидротермальное поле Хакуреи (трог Окинава), обр. ОК-1. Наклонные линии — реальгар (подзона А1), черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

и Sb. Халькопирит при этом, по сравнению с другими сульфидами, характеризуется минимальными содержаниями элементов-примесей, за исключением Ag и Sn, концентрации которых возрастают по направлению к осевой части трубы-диффузера (см. табл. 2.1.1 и 2.1.2).

Таблица 2.1.1

Химический состав главных сульфидов опал-халькопирит-барит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Хакуреи (трог Окинава), обр. ОК-1.

Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Chp	B1	11	0.8	17	30.2	0.02	0.04	34.8	0.09	57	2.6	1.0	243
		σ	1.0	6.6	0.5	0.01	0.06	0.5	0.11	60	0.8	1.4	99
Chp	B2	6	0.4	15	30.4	0.01	0.03	34.8	0.04	18	3.2	0.5	134
		σ	0.3	1.2	0.2	0.00	0.02	0.3	0.00	23	0.3	0.4	26
Chp	B3-C	6	0.8	14	30.3	0.07	0.82	35.0	0.05	31	2.7	0.7	233
		σ	1.1	0.5	0.4	0.11	1.92	0.4	0.00	41	0.6	0.7	70
Sph	BC	26	10	1647	0.5	0.12	0.12	0.4	65.37	56	2.3	89	61
		σ	4.8	574	1.2	0.11	0.08	1.4	2.57	53	0.8	54	61
Py3	A3	7	1.0	48	44.1	0.02	0.33	0.3	0.69	5958	23	5.9	868
		σ	1.4	58	2.0	0.02	0.33	0.3	0.93	1472	13	2.1	1911
Py3	B	7	0.7	6.7	45.4	0.2	8.6	0.2	0.04	3582	13	3.6	63
		σ	0.6	4	1.2	0.3	21.5	0.1	0.05	1965	5.7	1.8	42
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Chp	B1	11	7.9	0.31	104	0.04	1.6	0.002	0.02	0.018	14	0.004	0.003
		σ	5.3	0.07	125	0.04	5.1	0.003	0.02	0.030	25	0.002	0.003
Chp	B2	6	5.0	0.50	25	0.01	0.2	0.002	0.01	0.002	3.3	0.002	0.001
		σ	0.6	0.10	29	0.01	0.4	0.003	0.01	0.002	2.5	0.003	0.000
Chp	B3-C	6	5.6	0.72	67	0.03	0.1	0.004	0.02	0.006	3.7	0.006	0.001
		σ	0.5	0.36	84	0.02	0.3	0.004	0.02	0.007	3.0	0.006	0.000
Sph	BC	26	3520	0.26	353	0.04	2.5	0.116	0.09	0.073	528	0.003	0.002
		σ	546	0.10	258	0.04	8.0	0.074	0.13	0.058	1942	0.002	0.005
Py3	A3	7	20	0.16	1330	28.7	11	0.004	0.98	1.4	3969	0.003	0.003
		σ	27	0.06	2856	29.8	16	0.005	0.65	1.8	5987	0.004	0.004
Py3	B	7	1.8	0.19	209	24.9	21	0.004	0.52	0.9	1219	0.003	0.013
		σ	1.5	0.08	238	17	38	0.005	0.51	1.0	1393	0.003	0.021

Примечание. Здесь и далее в таблицах к главе 2: n — количество проб, σ — стандартное отклонение. Пирит: Py1 — колломорфный, Py2 — суб-ангедральный, Py3 — эвгедральный; халькопирит: Chp — халькопирит гидротермальный, Chpps — псевдоморфный; Ms — марказит; Sph — сфалерит; Bo — борнит; Iss — изокубанит.



Рис. 2.1.3. Сульфиды мышьяка в опал-баритовой оболочке трубы-диффузера, гидротермальное поле Хакуреи (трог Окинава), обр. ОК-1: а — почки реальгара выросли на кристалл барита; б — колломорфное строение почеч реальгара; в — массивное «ядро» реальгара обрастает радиально-лучистыми агрегатами аурипигмента и опалом. Отраженный свет (б, в — темнопольное изображение).

2.1.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенные минералы представлены реальгаром, по которому развивается аурипигмент, а также галенитом и тетраэдритом. Реальгар обычно образует концентрически зональные почки (рис. 2.1.3а, б). Аурипигмент встречается либо в виде массивных агрегатов, замещающих реальгар, либо радиально-лучистых сферолитов, образовавшихся вокруг ядер реальгара (рис. 2.1.3в).

По данным ЛА-ИСП-МС цинкистый тетраэдрит характеризуется повышенными содержаниями Ag (до 2.5 мас. %) и Te (до 3.2 мас. %) (см. табл. 2.1.2). В галените доминируют примеси Ag и Sb, которые, вероятно, образуют известную гетеровалентную изоморфную связь по схеме: $Ag^+ + Sb^{3+} = 2Pb^{2+}$. Следует отметить, что содержания Bi, который мог бы участвовать в подобной связи, в этом галените крайне низкие. Это наводит на мысль о низкотемпературных условиях минералообразования. Сенсационным является обогащение реальгара Au (до 624 г/т), Ag (до 2.5 мас. %) и Tl (до 2.3 мас. %) (см. табл. 2.1.2).

2.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] по всей выборке халькогенидов, включающей пирит, халькопирит, сфалерит, реальгар, галенит и тетраэдрит, рассчитаны минерало-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn+Mn) + II(V+Mo+W) — III(Tl+As+Se) + IV(Au+U) — Va — V(Fe-Te) — VI(Ni+Co) + VII(Sb+Ag) + Bi — VIII(Cu+Sn). Первая ассоциация, свойственная сфалериту, тесно связана со второй ассоциацией, представленной водородными элементами. Очевидно, отложение сфалерита происходило при активном участии океанской воды. Третья и четвертая ассоциации характеризуют реальгар, концентрирующий Tl, Se, Au и U. Корреляция Au и U может быть объяснена совместным отложением этих элементов при участии океанской воды. Зависимость Fe и Te является типичной для минералообразующих систем, формирующихся из частично окисленных гидротермальных флюидов. Предполагается, что $(Te)_2$ входит в структуру пирита, то есть в более окисленной форме, чем он входит в структуру халькопирита. Шестая ассоциация относится к пириту, седьмая — к тетраэдриту. В восьмой ассоциации наблюдается лишь связь Cu с Sn, тогда как в типичных черных курильщиках Cu также образует устойчивую связь с Se [Maslennikov et al., 2017].

Таблица 2.1.2

Химический состав второстепенных халькогенидов опал-халькопирит-барит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Хакуреи (трог Окинава), обр. ОК-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
AsS	A	7	1.2	6.1	3.6	0.004	0.6	0.06	0.14	67000	69	18	6874
		σ	1.0	3.4	1.8	0.006	0.6	0.11	0.10	32660	55	34	13049
Gal	BC	5	0.0	6.5	0.07	0.003	0.1	0.08	0.00	68	29	0.10	5804
		σ	0.0	2.1	0.16	0.002	0.1	0.17	0.00	133	16	0.08	1598
Tr	B	5	1.6	729	0.68	0.155	1.0	23.60	12.26	84871	6.7	2.8	19679
		σ	2.1	291	0.05	0.147	0.5	3.85	0.32	66147	4.4	3.4	5116
			Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
AsS	A	7	13	0.23	2791	0.5	4.7	0.070	188	14706	4067	0.005	0.178
		σ	14	0.04	1684	0.2	2.3	0.068	208	8355	9644	0.007	0.416
Gal	BC	5	69	0.14	6125	0.4	14	0.005	0.46	1.2	80800	0.078	0.016
		σ	13	0.04	1699	0.4	31	0.005	0.35	0.5	4472	0.095	0.033
Tr	B	5	1584	0.19	275388	2.1	5.0	0.008	0.40	0.03	3966	0.019	0.001
		σ	205	0.04	99886	1.0	0.8	0.008	0.18	0.04	5666	0.021	0.000

Примечание. AsS — реальгар, Gal — галенит, Tr — тетраэдрит.

2.1.6. Минерало-геохимические и генетические особенности. Предшествующими исследованиями показано, что минералогические особенности сульфатно-сульфидных отложений трого Окинава демонстрируют сильное сходство с миоценовыми колчеданно-полиметаллическими рудами провинции Хокуроко, обогащенными Au, Ag, Sb и As [Halbach et al., 1993]. Изученная нами опал-халькопирит-барит-сфалеритовая труба-диффузер из поля Хакуреи также по своему строению напоминает трубы-диффузеры, обнаруженные нами в гиллокластитовых тефроидах месторождения Аинаи в районе Хокуроко в Японии (см. главу 4). Как в тех, так и в других, кроме галенита, распространен тетраэдрит. В противовес ему в трубах черных и серых курильщиков, обогащенных халькопиритом, чаще всего встречается теннантит. Однако арсениды мышьяка редко сохраняются в рудах месторождений Хокуроко.

В черных курильщиках поля Джейд валовые содержания Sb (0.01–2.8 мас. %), As (0.05–2.3 мас. %), Au (1.8–53 г/т), Ag (0.11–0.33 мас. %), Ga (до 0.35 мас. %), Cd (0.1–0.2 мас. %), Hg (8–1100 г/т) выглядят аномально высокими, по сравнению с составом типичных черных курильщиков, сформированных на базальтовом основании COX [Noguchi et al, 2007]. Основная причина, вероятно, кроется в составе подстилающей толщи, включающей не только основные, но и кислые вулканы и осадки, обогащенные органическим веществом [Богданов и др., 2006б]. Индикаторами участия органических осадков являются повышенные содержания V и Mo в сфалерите, а также высокие содержания CH_4+H_2 [Sakai et al., 1990] и аммония [Gamo et al., 1991] в гидротермальных растворах. Участие как вулканитов, так и терри-

генных осадков в рудообразовании подтверждается данными изотопии свинца [Halbach et al., 1997]. О взаимодействии гидротермальных флюидов с органическим веществом осадков и продуктами бактериальной денитрификации свидетельствуют высокие содержания N_2O , а также крайне легкий изотопный состав углерода в CH_4 ($\delta^{13}C = -32\text{‰}$) [Kawagucci et al., 2010].

Обогащение калием и газами может свидетельствовать о формировании раствора при взаимодействии океанской воды с кислыми и средними вулканидами [Halbach et al., 1993]. Обилие барита, высокие концентрации Tl и Pb наводят на мысль о разложении полевых шпатов, что обычно происходит на зрелой стадии развития гидротермально-метасоматической системы.

По данным [Yamano et al., 1989], промежуточная магматическая камера под средней частью трога Окинава находится на глубине 3.5 км от поверхности дна, т.е. существенно глубже, чем в рифтах открытого океана. Глубина залегания рудопоявлений (1540 м) существенно меньше, чем в среднем в рифтах открытого океана. Это увеличивает вероятность фазовой сепарации. В пользу последней свидетельствуют высокие концентрации газов, включая CO_2 и H_2S [Богданов и др., 2006б], а также аномальные концентрации таких летучих элементов, как As, Sb и Te. В этом смысле появление барита может быть индикатором участия SO_2 [Melekestseva et al., 2013], диспропорционирование которого приводит к возникновению ультракислых растворов, а значит и к растворению калиевых полевых шпатов, богатых Ba и Pb.

Гидротермальная активность на поле Джейд привела к растворению карбонатного планктона в подстилающих осадках, появлению гидротермально-метасоматических образований каолина, галлуазита, Mg-хлорита, талька, монтмориллонита, температура формирования которых по изотопному составу кислорода составляет: для каолинита $170^\circ C$, галлуазита $61\text{--}110^\circ C$ и слюды $238^\circ C$ [Marumo, Hattori, 1999].

Результаты изучения изотопов серы представлены в нескольких работах [Marumo, Hattori, 1999; Lüders et al., 2001]. Сульфиды труб характеризуются тяжелым изотопным составом серы ($\delta^{34}S +3.2$ до $+6.1\text{‰}$), что характерно для барит-сульфидных труб месторождений Хокуроко, сформировавшихся в условиях термальной сульфатредукции, что значительно ниже значений $\delta^{34}S$ в H_2S , растворенном в гидротермальном флюиде ($+7.2$ до $+8.0\text{‰}$) [Sakai et al., 1990]. Напротив, значения $\delta^{34}S$, определенные для самородной серы ($+6.6$ до $+11.2\text{‰}$), в ряде случаев выше, чем для H_2S . Значения $\delta^{34}S$ пирита, рассеянного в окружающих металлоносных осадках, варьирует от $+0.7$ до -38.5‰ , что указывает на его диагенетическое, возможно, биогенное происхождение. Изотопный состав серы баритов соответствует изотопному составу серы океанской воды. Изотопные отношения Sr, полученные для барита и ангидрита, сходны с изотопным составом океанской воды или растворенного карбонатного планктона [Marumo, Hattori, 1999].

Главные сульфиды диффузера, среди которых методом ЛА-ИСП-МС проанализированы халькопирит, пирит, сфалерит и реальгар, характеризуются своими химическими особенностями, отражающими специфические условия колчеданообразования.

Халькопирит в изученном нами диффузере (обр. ОК-1) обеднен всеми элементами-примесями за исключением Ag. Максимальные содержания Ag ($180\text{--}334$ г/т) характерны для подзон В1 и В3, минимальные — для подзоны В2 (см. табл. 2.1.1). Вероятно, Ag^+ образует изоморфную смесь с Cu^+ . Обладая большим родством к сере, чем медь, серебро отлагается из менее насыщенных растворов, возможно, в более окислительных условиях при меньших температурах в начале и в конце роста халькопиритовой крустификации. Высокие температуры и концентрации Cu^+ , очевидно, были бы неблагоприятными факторами для концентрации Ag в халькопирите.

Характерными являются крайне низкие содержания Sn (до 0.6 г/т) и Se (до 3.4 г/т) в халькопирите при высоких концентрациях Ag. В сфалерите в зоне В и С установлены повышенные содержания Mn (до 2640 г/т), Cd (4969 г/т) Mo (до 198 г/т) и V (до 20 г/т) при низких содержаниях Fe (0.04–0.1 мас. %) (см. табл. 2.1.1).

Содержания Se (1.7–3.8 г/т) и Te (0.003–0.04 г/т) в халькопирите трубы-диффузера на два-три порядка ниже, чем в типичных черных курильщиках (рис. 2.1.4), что свидетельствует в пользу окисления селенида и теллурида водорода в недрах гидротермальной системы [Масленников, 2012] и/или о более низких температурах минералообразования, по сравнению с черными курильщиками [Auclair et al., 1987; Wohlgemuth-Uberwasser et al., 2015]. Вместе с тем следует отметить, что низкие содержания Se — характерная черта диффузеров, формирующихся при более низких температурах за счет кондуктивного остывания флюида, чем черные курильщики, высокие температуры которых поддерживаются за счет струйного характера поступления высокотемпературных флюидов. Ранее было установлено, что некоторые сульфидные трубы трого Окинава имеют на два порядка более высокие содержания Se (116–259 г/т) [Marumo et al., 2008], по сравнению с содержаниями Se в изученной нами трубе-диффузере. Очевидно, эти курильщики и поставляли черные и серые «дымы». Можно предположить, что часть из них являются аналогами гидротермальных труб Сафьяновского месторождения (Средний Урал), которое подстилается диацидами, содержащими прослойки углеродистых алевропелитов. Последние, вероятно, обеспечивали сохранение двухвалентного селена в поднимающихся гидротермальных растворах [Maslennikov et al., 2017].

Крайне низкие содержания Sn и Co в изученной трубе-диффузере (рис. 2.1.4) могут указывать на большую окисленность гидротермальных флюидов [Hannington et al., 1999] по сравнению, например, с флюидами, формирующими вюртцит-пирротин-пиритовые диффузеры офиолитовой ассоциации (например, поле Рейнбоу) и палеокурильщики алтайского типа, подстилаемые черными сланцами (см. главу 6). Очевидно, на поле Хакурей влияние подрудных органических илов на редокс-потенциал гидротермальных флюидов, формировавших данный диффузер, было незначительным.

На окислительные условия отложения халькопирита указывают повышенные содержания As (до 63–140 г/т) и Sb (до 104–160 г/т), связанные с микровключениями тетраэдрита (см. табл. 2.1.1).

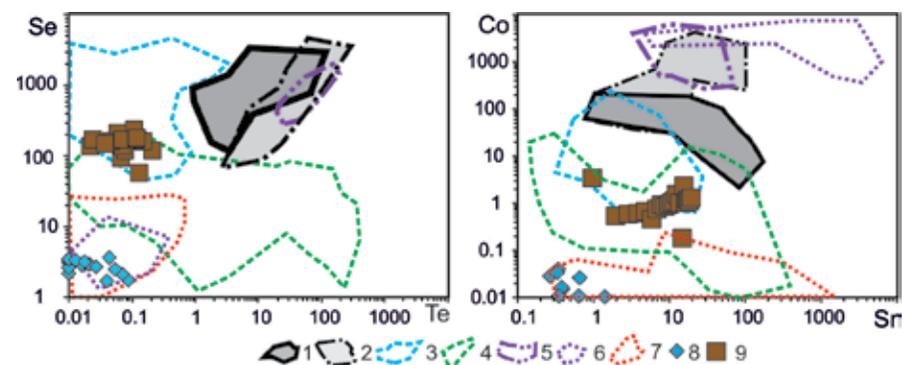


Рис. 2.1.4. Диаграммы Se–Te и Co–Sr для халькопирита гидротермальных труб полей Хауреи (8) и Суийо (9) в сравнении с другими современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Лаки Страйк, Гора Осевая, Мenez Гвен); 4 — серые и бесцветные курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики всех других полей.

Пирит — мышьяковистый (As до 0.84 мас. %), и часть As, по-видимому, связана с микровключениями блеклых руд, на что указывает его корреляция с Sb. Особенностью пирита является появление значительных вариаций содержания Pb и Ag при крайне низких количествах Bi. Вероятно, Pb и Ag входят в состав сурьмянистого галенита по схеме: $Pb^{2+} + Ag^+ = Sb^{3+}$. На это указывают прямые корреляции Pb, Ag и Sb (рис. 2.1.5). Геохимическая особенность пирита — содержания Se (10–141 г/т) и Te (5–87 г/т), которые на два-три порядка выше, чем в халькопирите. Если предположить, что Se и Te входят в состав пирита в форме $[Te]_2$ и $[Se]_2$, то это может указывать на большую окисленность флюидов, по сравнению с флюидами черных курильщиков COX, где эти элементы в основном входят в состав халькопирита в двухвалентной форме (рис. 2.1.5).

Пирит характеризуется низкими содержаниями Co и Ni, за исключением одного зерна в зоне B, в котором содержания Ni достигли 57 г/т. Отношение $Co/Ni < 1$ (рис. 2.1.5), что более характерно для пирита курильщиков, формирующихся как на ультрамафтовом и базальтовом, так и на черносланцевом основаниях (рис. 2.1.5).

Содержания Au в эвгдральном пирите невысокие (0.4–1.1 г/т), хотя и на 1–2 порядка выше, чем в халькопирите и сфалерите (рис. 2.1.5).

Сфалерит относится к маложелезистой (Fe 0.1–0.2 мас. %) и марганцовистой (Mn 0.1–0.2 мас. %) разновидности с умеренными содержаниями Cd (0.27–0.44 мас. %) (см. табл. 2.1.1.). Низкая железистость — индикатор высокой фугитивности серы и кислорода [Еремин, 1983] и, возможно, невысоких температур минералообразования [Keith et al., 2014]. В сфалерите концентрируются Mo, Mn, V и W.

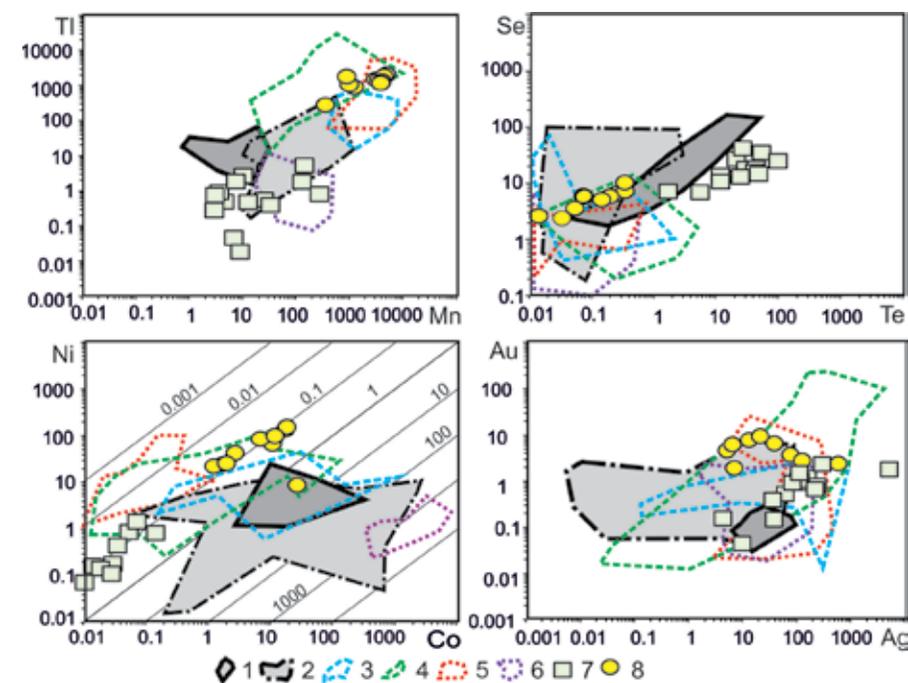


Рис. 2.1.5. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для субгдрального пирита трубы-диффузера поля Хауреи (7) и колломорфного пирита серых курильщиков вулкана Суийо (8), формирующихся на кислых вулканитах в сравнении с колломорфным пиритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Мenez Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые, белые и бесцветные курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу.

Яркая черта сфалерита — аномальные содержания V (6–20 г/т) и Mo (32–197 г/т), очевидно, с одной стороны могут быть связаны с участием океанской воды в процессах минералообразования [Butler, Nesbitt, 1999], с другой — могут быть обеспечены растворением подрудных органических илов. Сфалерит характеризуется низкими содержаниями Co (до 0.2–0.3 г/т) и Sn (0.2 г/т), соответствующими содержаниям в сфалерите большинства бесцветных курильщиков и диффузеров островодужных структур и COX, за исключением диффузеров поля Рейнбоу (рис. 2.1.6).

Для сравнения: содержания Sn и Co в высокожелезистом сфалерите (вюртците) пирротинсодержащих диффузеров, связанных с гидротермальными полями черных курильщиков, обычно на 2–4 порядка выше (например, поле Рейнбоу). Интересно, что в отличие от сфалерита поля Суийо содержания In в сфалерите труб поля Джейд необъяснимо гораздо более низкие (0.01–0.9 г/т) (см. табл. 2.1.1). Повышенные содержания в сфалерите As (1–201 г/т) и Sb (1–617 г/т) связаны с микровключениями тетраэдрита. Микровключения га-

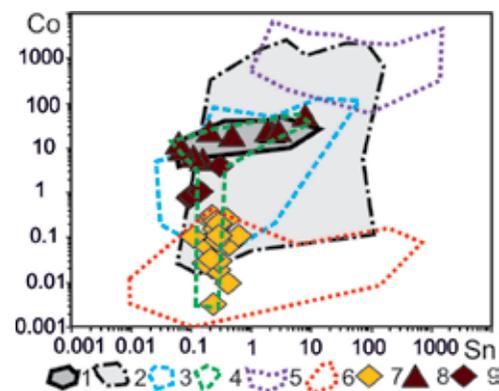


Рис. 2.1.6. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермальных полей Хакурен (7) и Суийо (8–9) (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С.

ленина фиксируются высоким содержанием Pb (до 1023 г/т и более). Корреляция Pb, As и Sb может свидетельствовать о наличии нановключений сульфосолей Pb–Sb–As, определенных ранее в сфалерите из гидротермального поля Джейд [Halbach et al., 1993]. В сфалерите на порядок выше содержания W (0.1–0.3 г/т), по сравнению с другими сульфидами.

Реальгар является основным носителем Au (63–623 г/т), Ag (277–5934 г/т), Sb (1347–4223 г/т) и Se (10–166 г/т), а также Tl (до 2.3 мас. %) (см. табл. 2.1.2). Отчетливая прямая корреляция Au с Ag и отсутствие корреляции с Te и Se, скорее всего, свидетельствует в пользу тонкодисперсной самородной формы. На фоне низких содержаний Au в сфалерите и халькопирите, валовые содержания Au (2–24 г/т) в трубах высокие [Halbach et al., 1993], что, скорее всего, связано с попаданием в анализ золото-реальгаровых агрегатов.

В целом изученная труба-диффузер существенно отличается от черных курильщиков как по минералогическим, так и по геохимическим характеристикам. Очевидно, что она является представителем бесцветных курильщиков. Вместе с тем, изучение подобных труб позволяет очертить особенности именно черных курильщиков.

2.2. Вулкан Суийо

2.2.1. Геологическая позиция. Вулкан Суийо располагается в пределах внутридугового бассейна Идзу-Бонинской островной дуги, находящейся на большем удалении от континента по сравнению с трогом Окинава

(см. рис. 1.1). Островная дуга возникла в результате субдукции Тихоокеанской плиты под плиту Филиппинского моря. Основное поле гидротермальных холмов и небольших (более 1 м) труб, расположенное в кальдере вулканической горы на глубине более 1370 м, имеет размеры 300×150 м. В отличие от трого Окинава, где поля подстилаются вулканогенно-осадочными комплексами, дно кальдеры вулкана Суийо выполнено пемзовыми вулканокластитами и вулканоколлювием кислого состава. Гидротермальные преобразования вмещающих пород характеризуются появлением пирита, ангидрита, барита, монтмориллонита, хлорита, слюды и второстепенного кристобалита с реликтами полевого шпата. Количество хлорита и слюды возрастает с глубиной [Murumo et al., 2008].

2.2.2. Состав и строение гидротермальных построек. На гидротермальном поле вулкана Суийо встречаются многочисленные трубы черных курильщиков. Характерная особенность труб — обилие не только пирита, сфалерита, но и халькопирита и барита при подчиненном количестве сфалерита. Электронный микроскопический анализ выявляет минералы мышьяка: реальгар, аурипигмент и миметит ($Pb_5(AsO_4)_3Cl$). В целом, сульфидные отложения характеризуются высокими содержаниями Zn (>10 мас. %), Cu (<6.3 мас. %), Pb (<0.6 мас. %), а также установлены аномальные содержания Au (10–70 до 162 г/т) при умеренных содержаниях (г/т): Ag (до 263) Se (24–70), Hg (до 55), Sb (до 772) [Murumo et al., 2008].

Поле активное, максимально измеренная температура гидротермальных растворов, поднимающихся к поверхности, равна 317°C. Температуры формирования составляют для монтмориллонита 120–250°C, слюдистого хлоритолита — 230–270°C, ангидрита — 188 °C, что несколько ниже максимальной температуры, замеренной в скважине (308°C) [Murumo et al., 2008]. В подповерхностном слое вулкана Суийо обнаружены незначительные по масштабам археобактериальные хемолитоавтотрофные популяции [Takano et al., 2005]. Пригидротермальная фауна представлена редкими брюхоногими моллюсками (snail) *Alviniconcha sp.*, полиноидами (*Polinoidea*), креветками, крабами (*Bithograedae*).

2.2.3. Минеральная зональность. Ранее при минералогическом исследовании вещества, слагающего гидротермальные трубы, было обнаружено несколько зон, которые не имеют концентрической направленности, как-то наблюдалась в трубах на других гидротермальных полях [Богданов и др., 2006б]. Отмечаются зоны пирит-халькопирит-ангидритового, халькопиритового, пирит-халькопиритового и пиритового состава и зоны ангидритовых прожилков.

Один из фрагментов гидротермальных труб, переданный авторам Т. Урабе в 2009 г., в поперечном сечении имеет диаметр не менее 15 см. Так же, как и в описании Ю.А. Богданова, концентрическая зональность в трубе прослеживается с трудом (рис. 2.2.1а). Труба относится к *пирит-сфалерит-халькопиритовому* минеральному типу.

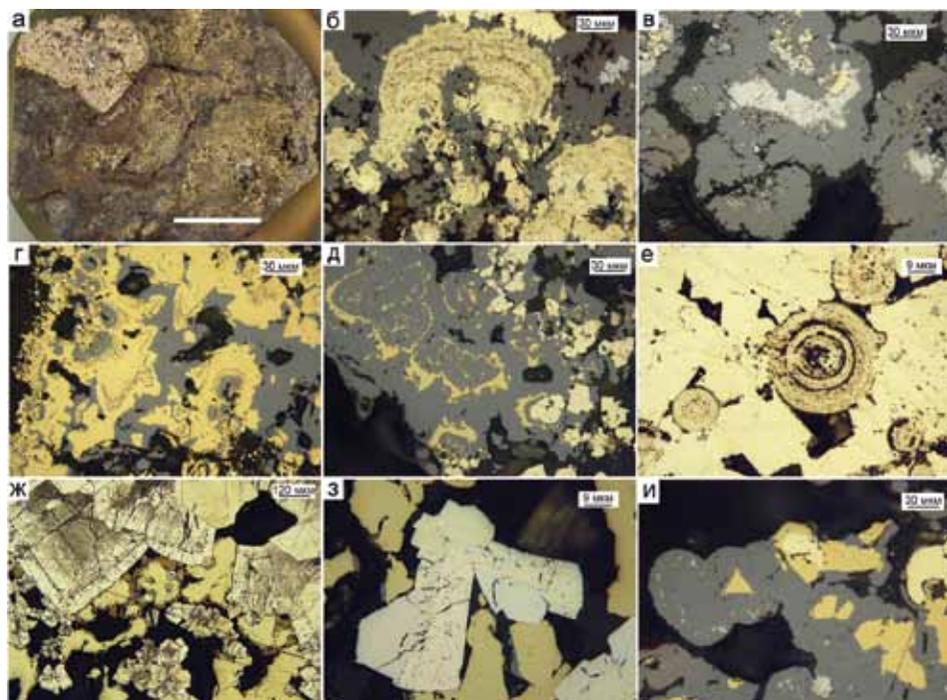


Рис. 2.2.1. Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба, гидротермальное поле вулкана Суийо (Идзу-Бонинская подводная вулканическая дуга), обр. SU-A-B: а — поперечное сечение участка цоколя трубы; б — колломорфный пирит и сфалерит в оболочке трубы (подзона А1); в — включения галенита в почковидных агрегатах сфалерита (подзона А2); г — ритмичные эпитаксальные обрастания кристаллов халькопирита сфалеритом (крустификация микроканала в подзоне А2); д — ритмичное обрастание пирита халькопиритом и сфалеритом, нарощим на эвгедральные кристаллы пирита (подзона А3); е — глобулярный колломорфный пирит в полостях друзовых агрегатов пирита (подзона А3); ж — грубозональный субгедральный пирит на границе с халькопиритом, частично замещенным борнитом (подзона В1); з — срастание марказита и пирита среди халькопирита (подзона В3), и — обрастание кристаллов пирита и халькопирита почковидным сфалеритом, содержащим вкрапленность галенита (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-и — отраженный свет (ж — протравлено конц. $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$).

Зона А. Оболочка сложена в основном пиритом, сфалеритом с реликтами обломков вулканокластиков кварц-плагиоклазовых дацитов. Почки колломорфного пирита нарастают на псевдоморфозы сфалерита по игольчатому минералу (рис. 2.2.1б). Внутри оболочки возрастает количество сфалерита, который наряду с баритом доминирует в подзоне А2. Пористые агрегаты сфалерита содержат включения галенита и кристаллы пирита (рис. 2.2.1в). Иногда встречаются включения блеклых руд. Участками попадаются микроканалы, стенки которых инкрустированы зональными кристаллами халькопирита, образующего эпитаксиальные срастания со сфалеритом (рис. 2.2.1г). В подзоне А3 наблюдается ритмичное обрастание зернистого пирита сфалеритом и халькопиритом (рис. 2.2.1д). На границе зоны А и В участками концентрируются агрегаты пирита, содержащие включения глобулярного колломорфного пирита (рис. 2.2.1е).

Зона В. К внешней границе халькопиритовой крустификации с кристаллами пирита зоны А3 приурочены многочисленные кристаллы борнита, частично замещенные ковеллином (рис. 2.2.1ж). Здесь же встречаются галенит и блеклые руды. В подзоне В2 наблюдаются признаки растрескивания кристаллов пирита и образования прожилков халькопирита. В халькопирите подзоны В3 рассеяны субгедральные и эвгедральные сростки пирита и параморфозы пирита по марказиту (рис. 2.2.1з).

Зона С. Канал трубы заполнен последовательно отлагавшимися агрегатами друзового халькопирита, субгедрального пирита, почковидного и субгедрального сфалерита и опала (рис. 2.2.1и). В сфалерите наблюдается вкрапленность галенита и блеклых руд, опал содержит реальгар и аурипигмент.

Химическая зональность изучалась в поперечном сечении пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы методом ЛА-ИСП-МС (табл. 2.2.1, рис. 2.2.2).

В наружной части зоны А, как обычно, концентрируются химические элементы низкотемпературной гидротермальной (Mn, Ni, Tl, As, Ba) и гидрогенной (V, U, W) ассоциаций (см. табл. 2.2.1). Большинство этих элементов распространено в колломорфном пирите. Однако наиболее высокие содержания V связаны с эвгедральным пиритом и сфалеритом подзон А2 и А3. В подзоне А2 отмечаются высокие содержания Sb и Pb, иногда Ag и Bi, за счет микровключений в сфалерите галенит-тетраэдритовой минерализации. По результатам микрозондовых анализов тетраэдрит характеризуется высокими содержаниями Ag. Единичные определения высоких содержаний Au (до 120 г/т), вероятно, связаны с микровключениями самородного золота, ассоциирующих с галенит-сфалерит-тетраэдритовым парагенезисом, что типично для колчеданных месторождений алтайского и куроко типов. В подзоне А2 сфалерит характеризуется относительно высокими содержаниями Co (12–50 г/т), что в 2–10 раз превышает содержания в сфалерите других подзон.

Содержания Mo возрастают как в пирите, так и в сфалерите по направлению к внутренней части оболочки трубы и резко снижаются в следующей высокотемпературной зоне. Промежуточное положение концентраций Mo предполагает его среднетемпературное происхождение (рис. 2.2.2).

Для зоны В характерны повышенные содержания химических элементов высокотемпературной ассоциации: Se, Sn, Te и Co. Следует отметить, что повышенные содержания Sn связаны исключительно с халькопиритом, а Se как с халькопиритом, так и пиритом. Теллур и Co концентрируются исключительно в эвгедральном пирите, что типично для этой зоны. При этом все эти элементы имеют максимальные содержания в самой высокотемпературной части халькопиритовой зоны — в подзоне В2 (см. рис. 2.2.2).

В зоне С установлены минимальные содержания большинства элементов-примесей, за исключением Sb, Pb и Ag в сфалерите, которые связаны с микровключениями тетраэдрита и галенита, а также As в пирите (см. рис. 2.2.2). Другая часть As связана примесями миметита, реальгара и аурипигмента. Следует заметить, что заметная часть Ag в противовес Se и Sn концентрируется в халькопирите именно этой зоны.

Таблица 2.2.1

Химический состав главных сульфидов пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле вулкана Суийо (Идзу-Бонинская подводная вулканическая дуга), обр. SU-A-B. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1-2	A1	7	3.2	2623.9	43.4	6.7	70	0.1	1.6	4250	4.5	54	123
		σ	1.0	1621.8	0.5	7.0	56	0.1	0.70	1276	2.1	46	212
Py2	A	5	4.4	730.7	45.6	16	2.2	0.0	0.21	2553	4.8	215	6.8
		σ	2.9	414.5	0.8	18	1.3	0.0	0.23	2313	7.2	80	8.0
Py3	B	6	0.4	4.0	46.4	585	10	0.2	0.01	1349	310	3.6	5.7
		σ	0.9	7.8	0.2	485	16	0.2	0.01	365	164	6.0	10
Py3	C	5	0.7	0.4	46.1	248	0.9	0.2	0.01	2988	90	40	3.5
		σ	0.5	0.3	0.4	93	0.24	0.2	0.01	2080	28	37	2.4
Chp	A3	2	0.04	1.2	31.5	1.9	0.16	33.4	0.07	23	104	0.4	83
		σ	0.01	0.1	0.5	0.3	0.04	0.7	0.00	1.4	35	0.01	10
Chp	B	6	0.03	1.1	30.3	1.2	0.04	34.8	0.03	16	123	1.7	217
		σ	0.02	0.5	0.9	0.7	0.07	1.0	0.01	32	67	4.1	97
Sph	A	10	2.9	110.3	2.3	19	0.04	1.2	62.2	591	24	482	259
		σ	2.9	33.8	1.1	13	0.04	0.9	2.2	845	20	1078	386
Sph	C	4	0.3	157.9	1.4	1.5	3.8	0.3	63.5	1080	3	28	734
		σ	0.3	24.9	0.3	1.4	7.5	0.1	1.0	873	1.3	26	270
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py12c	A1	7	28.6	0.14	12	0.1	2.2	1.1	3.9	1512	1155	0.16	0.117
		σ	12.3	0.06	4.4	0.1	2.0	1.4	2.0	432	350	0.09	0.118
Py2	A	5	1.7	0.05	7.0	0.0	0.36	0.230	5.4	303	2164	0.16	0.028
		σ	1.5	0.01	5.1	0.0	0.37	0.175	7.2	233	2542	0.29	0.017
Py3	B	6	1.0	0.69	0.9	8.0	0.25	0.008	0.6	1.1	32	27	0.006
		σ	2.1	0.76	1.3	8.0	0.45	0.006	0.4	1.5	44	26	0.013
Py3	C	5	0.1	0.09	1.7	2.9	0.10	0.005	3.8	0.5	45	37	0.002
		σ	0.1	0.04	1.8	1.1	0.14	0.005	4.1	0.8	26	24	0.001
Chp	A3	2	7.4	41.4	0.7	0.14	0.09	0.012	0.07	0.8	6.2	1.6	0.008
		σ	0.3	23.5	0.08	0.01	0.005	0.10	0.0	0.4	0.4	0.3	0.001
Chp	B	6	4.0	52.4	19	0.07	0.02	0.004	0.53	0.1	11	6.8	0.004
		σ	1.2	25.8	46	0.06	0.02	0.003	0.19	0.2	25	15	0.004
Sph	A	10	9194	1.6	1284	0.59	0.51	0.040	26	1.0	1905	23	0.004
		σ	5008	2.4	904	0.71	1.16	0.089	40	1.5	3413	36	0.006
Sph	C	4	4681	0.2	1364	0.08	0.20	0.037	49	4.7	4709	1.8	0.009
		σ	2910	0.1	393	0.04	0.27	0.053	29	4.7	3994	1.6	0.012

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

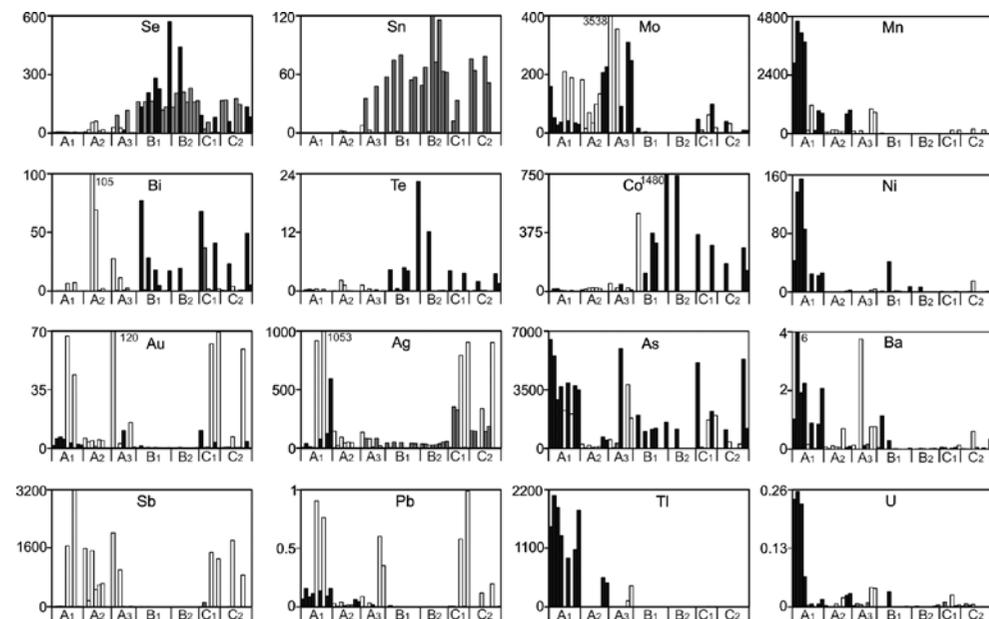


Рис. 2.2.2. Распределение элементов-примесей (в г/г) по зонам пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле вулкан Суийо, обр. SU-A-B. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

2.2.4. Второстепенные и редкие минералы. В сфалерит-халькопиритовой крустификации канала трубы кроме теннантита и галенита, иногда встречаются агрегаты кристаллов и эвгедральные кристаллы реальгара (рис. 2.2.3а, б), а также игольчатые кристаллы аурипигмента (рис. 2.2.3в). В ассоциации с пиритом и халькопиритом иногда встречается теннантит-тетраэдрит (рис. 2.2.3г) в сростании с пиритом и халькопиритом. Галенит в трубе разновозрастный и его включения найдены в сфалерите (см. рис. 2.2.1) иногда в виде поздних субгедральных кристаллов (рис. 2.2.3д). В наружной части халькопиритовой крустификации борнит замещает халькопирит (рис. 2.2.3е).

2.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981], включая все анализы по сульфидам трубы, вычислены следующие минералого-геохимические ассоциации: I(Co+Te+Se) + II(Sn+Cu+In+Bi) + III(Cd+Zn+Hg+Ag+Pb) + IV(Au+Sb) + V(Mo+W) + VI(Mn+Tl) + VII(W+Ni+U+Ba) + VIII(As+Fe). Первая ассоциация соответствует эвгедральному пириту, концентрирующему Se, Co и Te. Вторая ассоциация является типичной для халькопирита островодужных курильщиков. В отличие от островодужных курильщиков халькопирит черных курильщиков COX характеризуется отчетливой корреляцией Te и Se, присутствующих как изоморфные при-

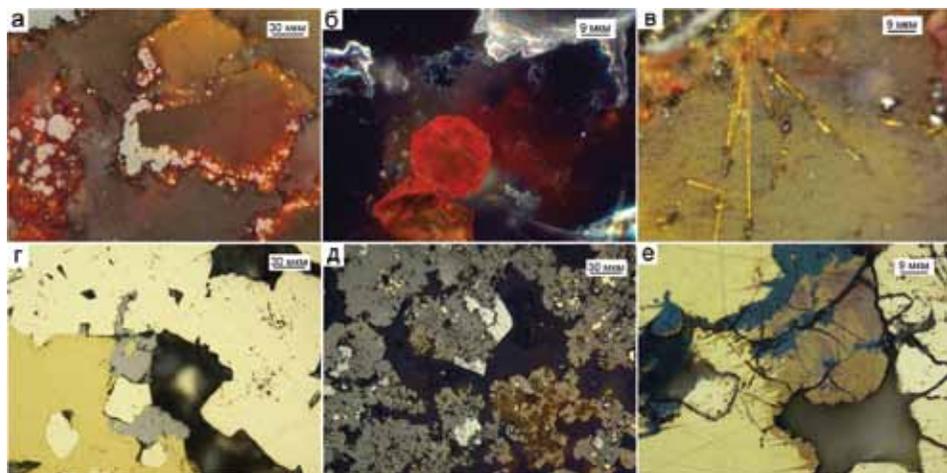


Рис. 2.2.3. Сульфиды мышьяка в гидротермальной пирит-сфалерит-халькопиритовой трубе курильщика вулкана Суийо (Идзу-Бонинская вулканическая дуга), обр. SU-A-B: а — атолло-видные агрегаты реальгара в опале; б — кристалл реальгара; в — кристаллы аурипигмента; г — теннантит-тетраэдрит в сростании с пиритом и халькопиритом; д — субгедральные кристаллы галенита выросли на гроздь сфалерита; е — развитие борнита по халькопириту и замещение его ковеллином (травление в концентрированной $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ выявило секториальное строение кристаллов борнита). Отраженный свет (б-в — темнопольное изображение).

меси. Третья ассоциация принадлежит сросткам сфалерита и галенита. Из четвертой ассоциации следует, что самородное золото, скорее всего, находится в парагенезисе с блеклыми рудами. Группа ассоциаций с пятой по восьмую отражает присутствие гидротермально-осадочного колломорфного пирита.

2.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности.

Сульфидная минерализация вулкана Суийо считается первым открытием современного куроко типа колчеданных месторождений в кратере субмаринного вулкана на фронте островной дуги [Ishibashi, Urabe, 1995]. Однако отличительной особенностью сульфидов поля Суийо, от сульфидов месторождений куроко типа, являются на порядок большие содержания Se и Co (см. главу 4), что может быть связано с вовлечением океанических базальтов субдуцируемой океанской плиты в процессы генерации сульфидоносных флюидов. Другое важное отличие — низкие содержания Pb в сульфидных отложениях поля Суийо, по сравнению со среднемиоценовыми колчеданно-полиметаллическими месторождениями провинции Хокуроко. Судя по изотопным данным, Pb в рудах месторождений Хокуроко поступал в основном из субдуцированных осадочных пород [Magumo et al., 2008]. В этом смысле сульфидные отложения кальдеры Изена скорее более близки к типу куроко. С другой стороны, изотопный состав Pb в сульфидах вулкана Суийо соответствует изотопному составу Pb в дацитах, что рассматривается как доказательство участия магматическо-

го источника в формировании сульфидных отложений [Magumo et al., 2008]. Другое важное отличие — отсутствие среди метасоматитов вулкана Суийо каолинита, широко представленного во вмещающих породах поля Джейд и месторождений куроко типа. Появление каолинита на поле Джейд связано либо с диспропорционированием SO_2 , либо с окислением избытка сероводорода. Сероводород в гидротермальных флюидах поля Суийо содержится лишь в незначительных количествах (1.6 mmol L^{-1}) [Ishibashi et al., 1994]. Валовые содержания Sb (0.02–0.2 мас. %), As (0.04–0.6 мас. %), Au (18–103 г/т), Ag (0.03–0.18 мас. %), Ga (до 0.14 мас. %), Cd (до 0.16 мас. %), Hg (199–889 г/т) в сульфидных отложениях поля Суийо на 2–3 порядка выше, по сравнению с содержаниями этих элементов в типичных черных курильщиках, сформированных на базальтовом основании COX [Noguchi et al, 2007]. По набору и концентрациям элементов-примесей они близки к сульфидным отложениям трога Окинава, с которыми их роднит ассоциация с кислыми вулканитами. Предполагается, что обогащение этими химическими элементами отражает взаимодействие флюида с кислыми вулканитами. Вместе с тем содержания Ag и Sb несколько ниже, чем в сульфидных отложениях трога Окинава [Noguchi et al, 2007].

В отличие от трога Окинава под вулканом Суийо, как предполагается, отсутствуют осадочные породы, обогащенные органическим веществом. Подстилающие вулканические пески содержат незначительное количество подповерхностной бактериальной биоты. Однако сульфидные отложения поля Суийо обогащены Cu и отношения Cu/Pb и Cu/Zn отличаются от соответствующих отношений, полученных для дацитов [Magumo et al., 2008]. Повышенные содержания V и Mo в сфалерите могут указывать на влияние как органического вещества, так и океанской воды на состав флюидов. Однако предполагается, что вклад субдуцируемых осадков в гидротермальные флюиды вулкана Суийо не превышает 2 % [Magumo et al., 2008].

Изотопный состав серы сульфидов вулкана Суийо попадает в интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ 0–10 ‰, характерных для колчеданно-полиметаллических месторождений рудно-формационного типа куроко. Пирит, рассеянный в метасоматитах, имеет более узкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +2.6 до +4.0 ‰). Это соответствует известному изотопному составу серы кислых вулканитов [Halbach et al., 2003], хотя многие черные курильщики, сформированные на базальтовом основании, имеют аналогичный изотопный состав серы [Леин, 2000]. Большинство значений $\delta^{34}\text{S}$, полученных для ангидрита (от +21.1 до +21.0 ‰), близко изотопному составу серы современной океанской воды [Magumo et al., 2008]. Однако некоторые авторы указывают на гетерогенную природу ангидрита ($\delta^{34}\text{S}$ от +13 до +20 ‰), предполагающую окисление гидротермального H_2S при смешении его с океанской водой [Kakegawa et al., 2002].

Пирит, халькопирит и сфалерит каждой зоны характеризуются своими химическими особенностями, позволяющими судить об особенностях физико-химических условий формирования трубы в целом.

Максимальными содержаниями Mn (0.3–0.4 мас. %), Ni (43–154 г/т), As (0.3–0.6 мас. %), Ba (1–6 г/т), Tl (0.1–0.2 мас. %), Pb (0.06–0.1 мас. %) и Mo (28–

158 мас. %) отличается колломорфный пирит (см. табл. 2.2.1). Большинство этих элементов относятся к низкотемпературной ассоциации. По своим геохимическим характеристикам колломорфный пирит соответствует колломорфному пириту современных островодужных курильщиков (например, поля Пакманус), отличаясь от колломорфного пирита курильщиков СОХ низким отношением Co/Ni (см. рис. 2.1.5).

Эвгедральный пирит зоны В, в отличие от разновидностей пирита из других зон, содержит на 2–3 порядка больше Te (4–22 г/т) и Se (до 440–570 г/т). Последнее может указывать на относительно высокие температуры формирования этого пирита в зоне В. Следует заметить, что содержания Se в эвгедральном пирите превышают содержания этого же элемента в сопутствующем халькопирите. Это характерно для серых курильщиков, образовавшихся из более окисленных флюидов, чем черные курильщики. Отношение Co/Ni (150–200) в эвгедральном пирите зоны В самое высокое, что может также свидетельствовать о высоких температурах минералообразования или низкой активности серы, а также указывать на влияние базальтов на состав флюидов. В низкотемпературном колломорфном пирите оно значительно меньше 1 (0.05–0.1).

Халькопирит зоны В характеризуется умеренно высокими содержаниями Se (160–230 г/т) и Sn (61–120 г/т). Такие содержания характерны для халькопирита палеокурильщиков колчеданных месторождений Урала и Понтид. В других зонах содержания Se и Sn в халькопирите немного ниже (см. рис. 2.1.4 и табл. 2.2.1). Это связано с падением температуры минералообразования и/или с окислением Se²⁻ до Se⁰ и Sn²⁺ до Sn⁴⁺ в зонах смешения гидротермальных флюидов с океанской водой.

Аномально высокие содержания Ag (141–353 г/т) отмечаются в подзоне В1 при средних содержаниях в халькопирите трубы (98 г/т) (см. табл. 2.2.1), что характерно для его более низкотемпературных разновидностей, сформированных в менее восстановительных условиях, чем высокотемпературный халькопирит черных курильщиков.

Минимальные содержания Se и максимальные содержания Ag наблюдаются в халькопирите, обогащенном Sb, As, Pb и Bi. Вероятно, эти элементы связаны с включениями блеклых руд, галенита и сульфида висмута. Сульфиды висмута и серебра встречаются в аналогичных трубах колчеданных месторождений провинции Хокуроко.

В *сфалерите* обнаружены высокие содержания Cd (0.4–1.9 мас. %) (см. табл. 2.2.1). Сфалерит, в отличие от других сульфидов, характеризуется высокими вариациями содержаний (г/т): Au (3–67), Ag (43–1053), In (0.01–117) и Mo (34–3538). В кобальтсодержащем сфалерите на порядок больше V (3–7 г/т) и Bi (11–104 г/т) (см. табл. 2.2.1). Висмут не обнаруживает корреляции с какими-либо другими химическими элементами и, в связи с этим, вероятно, находится в виде микровключений самородного висмута или висмутина. Характерная особенность сфалерита — повышенные содержания Co, соответствующие содержаниям этого элемента в современных черных и серых курильщиках СОХ. Поле фигуративных точек Co–Sn совпадает с полем черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (см. рис. 2.1.6).

Таким образом, изученная пирит-сфалерит-халькопиритовая труба вулкана Суийо по общей зональности почти не отличается от охарактеризованных ранее труб черных курильщиков. Отличием является доминирование галенит-теннантит-тетраэдритового парагенезиса и обилие сульфидов мышьяка. По химическим характеристикам данная труба занимает промежуточное положение между крайними членами ряда от черных к серым курильщиям. С черными курильщиками ее сближают повышенные содержания Se в халькопирите, с серыми — высокие содержания Bi, Ag, As и Pb в халькопирите, Cd, Ag, Au, Pb, Mo, Bi и V в сфалерите. Теллур концентрируется в эвгедральном пирите, а не в халькопирите, что также более характерно для серых курильщиков. Учитывая прямые наблюдения черных дымов [Miyamoto et al., 2008] на гидротермальном поле Суийо, все-таки следует заметить, что дымы, скорее всего, были не совсем черными, а темно-серыми.

Тем не менее, в данном случае актуальным является сравнение типохимизма сульфидов курильщика вулкана Суийо с черными и серыми курильщиками гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Средние содержания большинства химических элементов в халькопирите темно-серого курильщика вулкана Суийо гораздо ниже, чем превышают средние содержания в халькопирите черных и серых курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. (табл. 2.2.2). Гидротермальные растворы при высоких температурах отложения халькопирита, вероятно, были недосыщены микроэлементами относительно многих минеральных форм. Относительная обедненность халькопирита химическими элементами — типичная черта гидротермальных труб колчеданных месторождений куроко и баймакского типов. Это наводит на мысль об истощенности рудогенерирующей гидротермальной системы вулкана Суийо, как это предполагается для этих типов месторождений.

Таблица 2.2.2
Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту темно-серых курильщиков вулкана Суийо относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Sn	Au	Cu	Fe	Ag	Bi	Cd	W	Se	Mn	Zn
Черные	2.16	1.47	1.06	0.96	0.71	0.20	0.19	0.19	0.13	0.10	0.08
	As	Ba	Sb	Pb	Co	U	Ni	Te	V	Mo	Tl
	0.05	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01	0.0039	0.0029	0.0022	0.0002	0.0001
Серые	Sn	Cu	Fe	Ag	Au	Se	Cd	Co	Ni	Zn	W
	8.59	1.02	0.99	0.46	0.43	0.31	0.21	0.08	0.08	0.06	0.03
	As	Bi	Mn	U	Ba	Te	Pb	Sb	V	Mo	Tl
	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.0011	0.0002	0.00002	0.00001

Таблица 2.2.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту темно-серых курильщиков вулкана Суийо относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Черные	Tl	Au	Bi	Ba	W	Ni	As	Mn	Sb	Ag	
	92	34	18	15	9.83	8.92	8.27	6.78	4.66	4.47	
	Zn	Pb	Cd	U	Mo	V	Sn	Cu	Co	Se	Te
	4.06	3.66	3.42	0.74	0.65	0.47	0.39	0.27	0.15	0.09	0.03
Серые	Bi	Zn	Sb	Sn	Mo	Cd	Co	Cu	Te	Se	
	158	104	89	62	5.94	3.92	2.02	1.30	0.95	0.85	
	U	Ba	Au	Ni	W	V	Ag	Tl	Mn	As	Pb
	0.29	0.06	0.06	0.04	0.02	0.0019	0.0008	0.0003	0.0003	0.0002	0

Очевидно, отложение Tl, Au, Bi и ряда других химических элементов в колломорфном пирите происходило при низких температурах, необходимых для достижения стадии пересыщения гидротермальных флюидов (табл. 2.2.3).

Основное количество Bi, Au, Tl, Mo и Sb отлагалось в среднетемпературных условиях на стадии отложения сфалерита (табл. 2.2.4). Сфалерит — основной концентратор этих элементов на месторождениях куроко типа и некоторых месторождениях баймакского типа (см. главы 4 и 7).

Таблица 2.2.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту темно-серых курильщиков вулкана Суийо относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9° 50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Черные	Bi	Au	Tl	Mo	Sb	Ni	Pb	Ag	As	Cd	
	2588	788	186	111	16	12	6.82	5.64	3.81	3.49	
	W	Ba	Cu	V	Mn	Fe	Sn	Co	Te	Se	U
	2.71	1.73	1.60	1.52	1.48	0.58	0.54	0.43	0.34	0.16	0.15
Серые	Bi	Au	Mo	Ni	Sb	As	Tl	Sn	Pb	Cd	
	537	162	83	13	13	4.21	3.65	3.31	2.68	2.27	
	Ag	W	Mn	Cu	Te	U	Fe	V	Co	Se	Ba
	1.84	1.50	1.12	1.08	1.03	0.65	0.51	0.46	0.24	0.16	0.04

Таким образом, рудогенерирующая гидротермальная система вулкана Суийо более зрелая, чем система гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш., однако, она же и более истощенная.

2.3. Бассейн Восточный Манус

2.3.1. Геологическая позиция. Гидротермальные сульфидные месторождения, связанные с основным и кислым вулканизмом, обнаружены в 1991 г. в восточной части задугового бассейна Манус [Binns and Scott, 1993] (см. рис. 1.1).

Гидротермальное поле Пакманус расположено в пределах спредингового сегмента длиной 40 км, лежащего между трансформным разломом Джаул, являющимся границей Тихоокеанской плиты и плиты Бисмарка. Неовулканическая зона относится к структурам типа пул-апарт. Основное гидротермальное поле расположено на вершине протяженного вулканического хребта Пауль северо-восточного простирания (глубина 1700–2200 м), осложненного изометричными в плане поднятиями [Auzende et al., 1996]. Рассчитанная по геофизическим данным глубина до кровли магматического очага, залегающего под полем Пакманус, составляет приблизительно 2 км [Revees et al., 2011]. Восточнее расположена знаменитая рудная залежь поля Сюзетта.

2.3.2. Состав и строение сульфидных построек. При погружении ГОА «Шинкай 6500» в пределах этого поля обнаружены пять активных источников. Два из них фиксируются истечениями мерцающих вод 45–63 °С. Остальные источники характеризуются более высокотемпературными гидротермальными растворами (240–276 °С), дающими черные (темно-серые) и серые дымы. Максимальные температуры установлены при отборе халькопиритового «микросмокера» — 358 °С. Поступление высокотемпературного флюида сопровождалось его фазовой сепарацией [Yeats et al., 2010]. Гидротермальные флюиды с температурой 276 °С, при остывании до 25 °С показывают крайне низкие рН (2.5–3.5). Высокая кислотность флюидов подтверждается признаками интенсивных гидротермально-метасоматических изменений дацитовых гиалокластитов с образованием обильного кристобалита, диаспора, натроалунита, глинистого монтмориллонит-иллита и самородной серы. Признаки подповерхностного отложения рудного вещества вскрыты скважинами в виде штокверковой зоны, сложенной пиритом, марказитом, халькопиритом и энаргитом [Binns et al., 2002; Petersen et al., 2003].

Многие из гидротермальных построек размером в поперечнике до 1 м имеют округлую или коническую форму. Постройки объединяются в крупную залежь, представляющую собой цоколь колонны сближенных труб. Местами поверхность цоколя покрыта обломками гидротермальных

труб. Над цоколем возвышаются гидротермальные трубы высотой до 4 м [Binns, Scott, 1993]. Наиболее крупная непрерывная гидротермальная залежь имеет протяженность до 100 м. К 2012 г. строение залежей и запасы руд изучены по результатам геологоразведочного бурения компанией «Наутилус». Авторами проведен осмотр керн некоторых скважин, пробуренных этой компанией. В центральной части одной из линзовидных рудных залежей преобладают массивные медноколчеданные руды, содержащие пирит-халькопиритовые диффузоры, многочисленные каналы труб, заросших халькопиритом. Участками встречаются интервалы, обогащенные сфалеритом, борнитом и блеклыми рудами. В кровле рудной залежи присутствуют многочисленные пиритовые трубки червей диаметром до 2 см. На флангах залежи преобладают сульфидные брекчии. В нескольких скважинах встречаются прослои халькопирит-пиритовых песчаников — свидетелей гравитационной транспортировки обломочного сульфидного материала [Petersen et al., 2003]. В некоторых случаях слоистые халькопиритовые отложения чередуются с пористыми сфалеритовыми слоями. Выклинки рудной залежи представлены тонкослоистыми сульфидными отложениями, почти полностью литифицированными. Они аналогичны полосчатым рудам колчеданных месторождений, которые относятся нами к фации ритмичных сульфидных диагенитов, образовавшихся по тонкообломочным рудокластитам [Масленников, 2006; Сафина, Масленников, 2008].

Гидротермальные отложения состоят в основном из пирита, марказита, халькопирита, барита при меньших количествах ангидрита, сфалерита, борнита и блеклых руд. По данным бурения, в ядрах некоторых построек (Роман Руинс) доминирует сфалерит с варьирующими содержаниями пирита, барита, халькопирита, ассоциирующими с галенитом и сульфосолями [Petersen et al., 2003]. В целом, гидротермальное рудопроявление имеет медную специализацию [Богданов и др., 2006а] и обогащено Au в верхних частях рудных тел. По результатам бурения установлено, что содержания Au с глубиной снижаются за счет проявления процессов зонной чистки [Petersen et al., 2003]. Самородное золото, встречающееся в виде мелких включений в халькопирите, сфалерите и теннантите труб курильщиков, относится к высокопробной (Ag 1.4–4.2 мас. %) разновидности [Moss, Scott, 2001].

Места обильного скопления донной фауны обнаружены на площади 3000×800 м². Так же, как и на гидротермальных полях СОХ Тихого океана, на поле Пакманус широко представлены вестиментиферы, полихеты и бивальвии, оруденелые остатки которых можно встретить в кровле рудных залежей, а также сцементированные сульфидами в оболочках труб курильщиков.

2.3.3. Минералого-геохимическая зональность труб. Сульфидные трубы представлены ангидрит-халькопиритовыми, пирит-барит-сфалерит-халькопиритовыми и барит-сфалеритовыми разновидностями. Каждый тип труб имеет свои минералого-геохимические особенности.

Ангидрит-халькопиритовые трубы. На гидротермальном поле Пакманус первые образцы труб были собраны зарубежными учеными в октябре 1991 г. во время экспедиции на НИС «Франклин» [Binns, Scott, 1993]. Стенка трубы представлена сросшимися кристаллами ангидрита с обильной вкрапленностью халькопирита. В интерстициях в незначительном количестве встречаются барит, реже кальцит и тонкозернистый галенит. Внутренняя часть, окаймляющая центральное отверстие, сложена массивным халькопиритом с включениями борнита. Края кристаллов халькопирита замещены теннантитом, в свою очередь обросшим сфалеритом. Сульфиды железа не встречены. В нашей коллекции образцы таких труб отсутствуют.

В одной из многоканальных *барит-опал-борнит-пирит-халькопиритовых труб* встречены две разновидности трубок (обр. SSU07CH8-3d). Судя по строению отдельных трубок, некоторое время они росли независимо друг от друга, и лишь после срастания были оконтурены общей барит-опал-пиритовой оболочкой.

Пирит-халькопиритовые трубки. Эта разновидность трубок встречается в основном в центральной части многоканальных труб (рис. 2.3.1а). Диаметры каналов сросшихся трубок составляют 3–4 см. В большинстве случаев они имеют простую минералого-геохимическую зональность (обр. SSU07CH8-3d-II-II) (табл. 2.3.1).

Зона А. В основной части подзоны А1 доминируют пористые агрегаты колломорфного пирита и опала, иногда в ассоциации с баритом и включениями мелких пиритовых трубок полихет (рис. 2.3.1б). На границе с халькопиритовой крустификацией колломорфный пирит собственной (первоначальной) оболочки почти полностью замещен халькопиритом (рис. 2.3.1в). В псевдоморфозах халькопирита по пириту трещины синерезиса заполнены опалом или теннантитом. На границе со следующей зоной в подзоне А3 появляются кристаллики эвгедрального пирита.

Зона В представлена относительно мощной (до 2–3 см) крустификацией, сложенной копьевидными кристаллами халькопирита. Во внешней части крустификации (подзона В1) слои халькопирита содержат мелкую вкрапленность борнита и теннантита, с которым изредка ассоциируют субмикронные включения высокопробного самородного золота и теллурувисмутит. При приближении к каналу трубки обычно появляются многочисленные субгедральные сростки марказита и пирита (рис. 2.3.1г).

Зона С. Количество кристаллов пирита и марказита существенно увеличивается в этой зоне. Наиболее поздними минералами являются опал и более редкие субгедральные кристаллы барита. На некоторые кристаллы халькопирита вырос теннантит, содержащий микровключения теллурувисмутита (рис. 2.3.1д).

Каждая разновидность сульфидов характеризуется своим набором и специфическими концентрациями микроэлементов, что и определяет минералого-геохимическую зональность трубки (табл. 2.3.1). Колломорфный

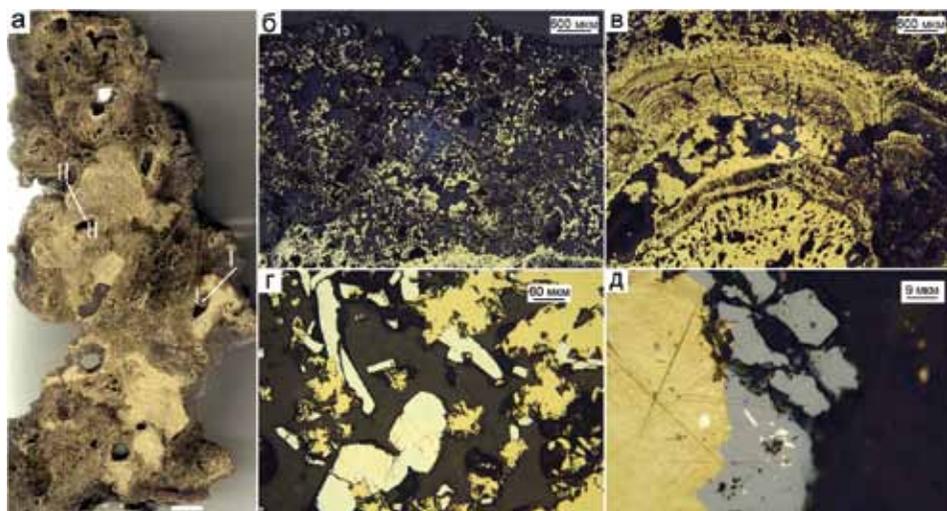


Рис. 2.3.1. Пирит-халькопиритовая многоканальная труба поля Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3d-II-II: а — поперчный срез трубы; б — пористая опал-пиритовая оболочка с включениями пиритовых трубок полихет (подзона А1); в — псевдоморфоза халькопирита по колломорфному пириту (подзона А2); г — субгедральные кристаллы марказита и пирита и их сростки (В3-С); д — теннантит с включениями теллуrowисмутита (граница зон В3 и С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-д — отраженный свет.

пирит, образующий общую оболочку трубы, характеризуется повышенными содержаниями Mn, Ba, Pb, Tl, Ag и U. По мере продвижения внутрь оболочки кристалличность пирита увеличивается, а содержания этих элементов существенно снижаются. В пирите и марказите осевой части канала содержания большинства микроэлементов, за исключением Sb, еще ниже. В псевдоморфозах халькопирита по колломорфному пириту (подзона А3) содержания Mn, Zn, Ni и Tl существенно выше, чем в кристаллически-зернистом гидротермальном халькопирите, заполнившем канал трубки. Среди примесей в последнем доминирует Mo, при относительно повышенных содержаниях Se по сравнению с содержаниями в других сульфидах. Характерная особенность кристаллически-зернистого халькопирита — крайне высокие содержания Bi, Te, Sb и As за счет микровключений теллуrowисмутита и блеклых руд.

Пирит-борнит-халькопиритовые трубки. Трубки этой минеральной разновидности обычно приурочены к наиболее внешней части оболочки многоканальных труб предыдущего типа. Размеры каналов трубок редко превышают 1–2 см. Минеральная зональность трубок напоминает зональность предыдущей трубки, но отличительными особенностями являются обилие дигенита, борнита, ковеллина и теннантита, микровключений самородного золота и теллуридной минерализации, а также присутствие более пестрых структур, включающих структуры распада твердых растворов. Далее охарактеризована зональность одной из трубок образца многоканальной пирит-борнит-халькопиритовой трубы (см. рис. 2.3.1а).

Таблица 2.3.1

Химический состав главных сульфидов пирит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Пакманус (Восточная часть бассейна Манус), обр. SSU07CH8-3d-II-II. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	5	0.2	99.1	43.3	0.12	2.96	1.2	0.8	5479	1.0	46	151
		σ	0.1	56.6	0.7	0.16	1.45	1.3	0.6	2606	0.5	23	147
Py3	A2	4	0.2	3.4	45.1	0.02	0.10	0.6	0.002	2873	0.7	35	12
		σ	0.0	4.8	0.3	0.02	0.14	0.9	0.002	2276	0.9	47	15
Chpps	A3	5	0.6	36.8	30.2	0.05	1.67	34.0	0.5	2355	1.9	84	235
		σ	0.3	27.6	1.9	0.03	3.64	1.6	0.4	1425	1.6	106	54
Chp	B1	4	3.2	0.3	29.3	0.02	0.13	35.0	0.01	3757	10	54	19
		σ	1.2	0.4	0.9	0.02	0.18	0.9	0.02	2726	7.5	83	13
Chp	B2	9	1.7	0.2	30.2	0.03	0.12	34.7	0.001	506	26	214	4.7
		σ	0.4	0.3	0.5	0.04	0.29	0.4	0.0004	812	10	107	3.1
Chp	B3	3	2.4	0.4	29.8	0.03	0.10	34.7	0.002	2553	12	94	13
		σ	0.7	0.7	0.3	0.03	0.12	0.3	0.001	1475	4.6	30	9.0
Ms	B3	4	0.2	0.6	45.5	0.01	0.02	0.3	0.001	2745	1.0	0.5	7.7
		σ	0.1	0.4	0.0	0.01	0.03	0.2	0.001	1840	0.2	0.4	5.9
Py2	C	3	0.1	2.2	45.3	0.01	0.02	0.1	0.001	2838	1.1	15	10
		σ	0.1	2.9	0.3	0.01	0.03	0.1	0.001	1016	0.7	24	12
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	5	21	0.2	33	0.5	1695	0.036	6.5	324	1463	1.0	0.064
		σ	20	0.1	16	0.4	1900	0.011	9.0	158	586	0.6	0.099
Py3	A2	4	0.4	0.1	156	0.8	0.3	0.004	10	0.6	817	4.4	0.003
		σ	0.2	0.0	116	0.9	0.2	0.006	10	0.6	582	7.4	0.002
Chpps	A3	5	21	0.2	541	1.6	1.2	0.032	17	89	564	1.2	0.013
		σ	13	0.1	318	1.1	1.5	0.049	1.3	96	150	1.3	0.006
Chp	B1	4	0.5	46	2405	80	0.078	0.091	6.7	0.04	30	449	0.001
		σ	0.3	40	1549	150	0.015	0.056	11	0.03	15	600	0.000
Chp	B2	9	0.1	186	335	30	0.030	0.018	0.7	0.02	4.3	144	0.006
		σ	0.1	90	582	31	0.020	0.023	0.7	0.03	7.3	125	0.009
Chp	B3	3	0.0	46	1380	49	0.015	0.013	0.2	0.02	8.3	312	0.001
		σ	0.0	21	859	26	0.013	0.021	0.2	0.02	8.0	68	0.000
Ms	B3	4	0.2	0.1	41	1.3	0.005	0.002	2.7	0.59	421	3.4	0.001
		σ	0.2	0.0	24	1.3	0.008	0.002	2.1	0.41	331	4.9	0.000
Py2	C	3	0.5	0.1	153	0.5	0.024	0.007	1.7	3.22	977	0.2	0.001
		σ	0.3	0.0	172	0.3	0.022	0.011	1.9	3.77	676	0.3	0.001

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

Зона А. Оболочка одной из таких трубок сложена колломорфными агрегатами пирита, содержащего многочисленные включения барита (рис. 2.3.2б). Под слоем колломорфного пирита, как правило, наблюдается слой опала или барита, который по направлению к внутренней части оболочки сменяется пористыми агрегатами борнита, халькопирита и ковеллина. Здесь же встречаются прожилки теннантита. Решетчатые срастания ламелл борнита сцементированы ковеллином и частично замещены халькопиритом (рис 2.3.2в).

Зона В. Эту зону, в которой доминируют борнит и халькопирит, можно условно подразделить на три подзоны. В подзоне В1 в зернистом халькопирите значительное место занимает теннантит, нередко образующий сплошные прослои. В халькопирите и теннантите рассеяны многочисленные мелкие (2–3 мкм) включения теллурувисмутита и гессита. В этой же подзоне встречаются микровключения (1–4 мкм) самородного золота. В подзоне В2 место стехиометричного халькопирита занимает коричнево-желтая разновидность, очевидно, представляющая собой продукт распада твердого раствора (ПТР) нестехиометричного состава. На границе со следующей зоной в подзоне В3 участками ПТР содержит микровключения тех же теллуридов.

Зона С. Имеется несколько вариантов крустификации осевых частей каналов таких трубок. Во многих случаях это кристаллы пирита (рис. 2.3.2г), в других — слои борнита и тетраэдрита с микровключениями высокопробного самородного золота. Борнит, как правило, содержит решетчатые ла-

ли халькопирита. Порой друзовые агрегаты кристаллов халькопирита частично проросли теннантитом (рис. 2.3.2д).

В некоторых трубках халькопиритовая крустификация завершается радиально-лучистыми агрегатами ковеллина, обросшими почковидными агрегатами серо-коричневых гидроксидов железа и марганца (рис. 2.3.2е).

Очевидно, трубки образуют единый минеральный ряд, содержащий переходные разновидности. В этом же ряду возрастают содержания борнита, тетраэдрита, дигенита, теллуридов и самородного золота.

Характерная особенность трубки — повышенные содержания As, Bi, Pb, Tl (табл. 2.3.2).

Таблица 2.3.2

Химический состав главных сульфидов пирит-борнит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3d-I-I. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	5	0.2	223	44.0	0.063	5.49	1.1	0.47	5734	1.0	47	265
		σ	0.1	38	0.0	0.057	0.900	0.5	0.32	1191	0.7	7	48.0
Chpps	Chpps	3	4.4	2.4	29.7	0.024	0.038	34.8	0.02	4248	6.4	13	65
		σ	1.3	1.0	0.8	0.036	0.064	0.5	0.003	3381	1.7	9.3	80
Chp	B1	3	1.5	4.1	26.9	0.030	0.027	35.2	0.04	25641	4.5	0.8	23
		σ	0.7	7.0	1.7	0.025	0.044	0.3	0.03	12778	4.3	1.4	14
Bo	B1	3	1.2	169	17.6	0.120	0.229	55.7	0.66	278	4.1	17	200
		σ	0.9	117	5.3	0.101	0.202	6.1	0.40	89	1.7	12	10
Chp	B2.3	6	2.3	2.5	27.2	0.017	0.001	36.0	0.07	17813	3.9	136	41
		σ	1.1	2.9	3.1	0.038	0.000	1.9	0.07	29407	2.9	159	47
Py2.3	C	6	0.1	8.2	46.0	0.006	0.041	0.05	0.003	162	0.8	1.4	0.2
		σ	0.0	3.1	0.0	0.009	0.041	0.07	0.001	139	0.6	1.4	0.1
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	5	19	0.1	59	0.9	1037	0.06	27	327	1187	4.6	0.060
		σ	34	0.0	78	0.9	2216	0.07	23	59	374	9.2	0.030
Chpps	Chpps	3	0.9	17	1086	2.3	0.2	0.21	10	0.4	84	50	0.002
		σ	0.6	21	974	2.9	0.2	0.15	14	0.3	69	51	0.001
Chp	B1	3	0.6	0.2	13	0.3	22	1.40	6.3	1.2	731	0.0	0.003
		σ	0.1	0.2	20	0.3	37	0.71	5.9	0.4	197	0.0	0.004
Bo	B1	3	10	2.2	30	7.6	2.9	0.13	13	29	357	4.9	0.035
		σ	9.4	3.5	33	12	4.0	0.09	10	30	173	7.9	0.017
Chp	B2.3	6	1.4	3.5	106	59	0.2	1.1	7.1	1.5	473	70	0.008
		σ	1.2	3.1	62	76	0.2	1.7	7.8	1.4	378	90	0.013
Py2.3	C	6	0.2	0.11	0.8	5.2	0.02	0.04	0.06	79	379	9.3	0.013
		σ	0.2	0.02	1.0	4.7	0.01	0.02	0.05	73	368	14	0.004

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

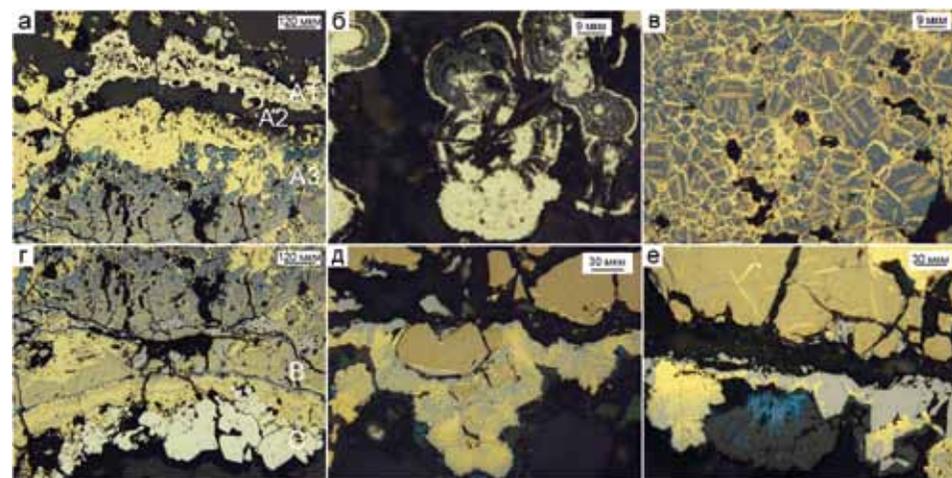


Рис. 2.3.2. Пирит-борнит-халькопиритовая труба, поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3d-I-I: а — последовательность микрофаций оболочки трубки (сверху вниз от зоны А к зоне В): А1 — колломорфный пирит, частично замещенный халькопиритом; А2 — барит и опал; А3 — халькопирит переходит в ковеллин, затем в борнит; б — почковидный колломорфный пирит, частично замещенный опалом с включениями барита (подзона А1); г — решетчатый агрегат ламелл борнита в ковеллине частично замещен халькопиритом (подзона А3); г — варианты завершения крустификаций стенок каналов трубок (от зоны В к С); д — кристаллы борнита и срастания теннантита и халькопирита; е — радиально-лучистые агрегаты кристаллов ковеллина (синее) обросли гидроксидами железа и марганца (темно-серое). Отраженный свет.

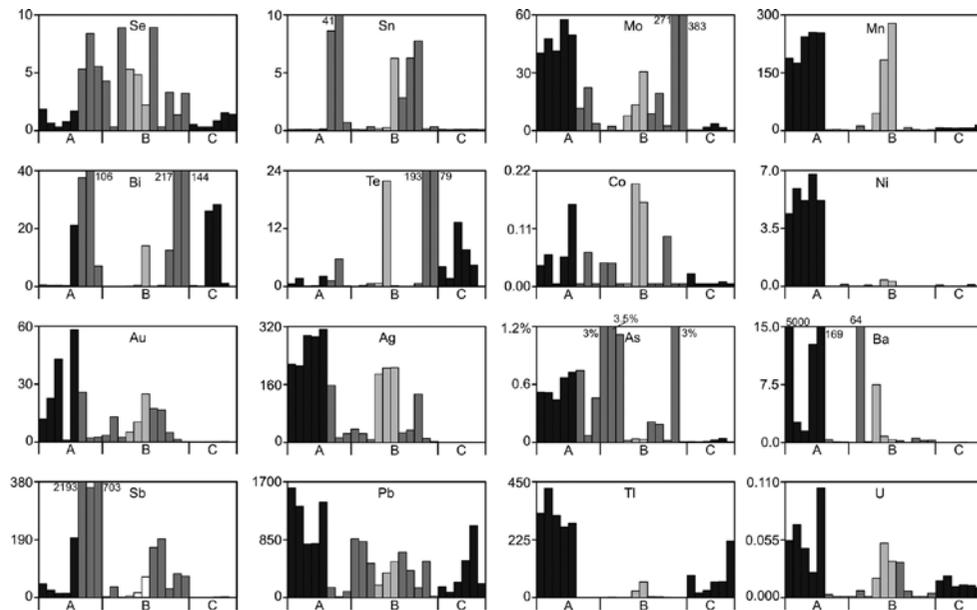


Рис. 2.3.3. Распределение химических элементов (в г/т) в стенке борнит-пирит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3d.

На ЛА-ИСП-МС графиках показано распределение химических элементов в стенке борнит-пирит-халькопиритовой трубы с включением марказит-пирит-халькопиритовой крустификации одного из каналов (рис. 2.3.3). В оболочке трубы пирит, как обычно, концентрирует элементы гидрогенной (U, V, W), а также средне- и низкотемпературной (Mn, Pb, Tl, Ni, Ag, Au, Ba) ассоциаций. Далее во внешнем слое халькопиритовой крустификации наблюдается резкое повышение содержаний As (до 3.5 мас. %) за счет микровключений теннантита. Селен и Sn доминируют в среднем слое халькопиритовой крустификации, тогда как Bi и Te — в краевых слоях за счет микровключений теллуридов висмута. Марказит и кристаллически-зернистый пирит являются завершающим заполнением этого канала и обеднены большинством элементов-примесей.

Пирит-барит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. SSU07CH8-3f) (рис. 2.3.4а) отличаются от предыдущей минеральной разновидности не только появлением сфалерита, но и галенита, а также присутствием более обильных выделений барита и теннантита.

Зона А. Оболочка труб состоит из нескольких подзон. В самой наружной части подзоны А1 оболочка, сложенная колломорфным пиритом, покрыта слоями лимонита и опала (рис. 2.3.4б). В подзоне А2 значительное место занимает маложелезистый почковидный сфалерит, в котором присутствуют тонкие прорастания галенита, теннантита и, возможно, Pb-As сульфосоли (рис. 2.3.4в). Субгедральные кристаллы барита встречаются в виде друзо-

вых агрегатов в интерстициях почковидных агрегатов сфалерита. Во внутренней части оболочки трубы барит доминирует, в нем появляются эвгедральные кристаллы пирита (рис. 2.3.4г). Изредка встречаются реальгар и аурипигмент.

Зона В. Этот слой представлен крустификацией халькопирита, иногда в ассоциации со сфалеритом. Наружная часть халькопиритового слоя на участках резкого сужения барит-сфалеритового слоя соприкасается с оболочкой колломорфного пирита (рис. 2.3.4д). В халькопирите встречаются микровключения самородного золота, теннантита. Судя по трендам ЛА-ИСП-МС, фиксирующим синхронное повышение содержаний Pb, Bi и Te в халькопирите присутствуют нановключения теллуридов висмута и, возможно, свинца.

Зона С. Со стороны канала в этом типе трубок иногда широко представлены друзовые агрегаты теннантита (рис. 2.3.4е).

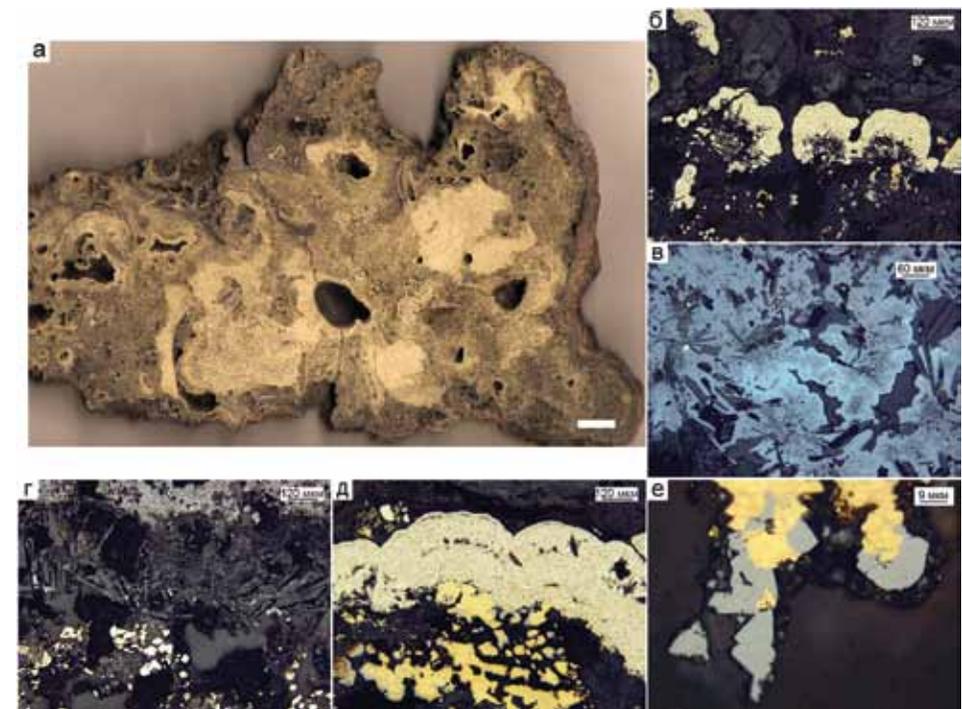


Рис. 2.3.4. Пирит-барит-сфалерит-халькопиритовые трубы, поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3f: а — поперечный срез многоканальной пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы; б — наружный слой почковидного пирита покрыт коркой опала и лимонита, подстиается слоем опала (подзона А1); в — почковидные агрегаты сфалерита в сростании с галенитом, теннанитом и баритом; г — слой барита во внутренней части содержит кристаллы пирита (подзона А3); д — сближение зоны А, представленной колломорфным пиритом и зоны В, сложенной халькопиритом; е — кристаллы теннантита выросли на кристаллы халькопирита (граница зон В и С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Химический состав сульфидов пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3f. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn, As — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	5	0.6	187	44.8	0.11	15.3	0.04	1.0	0.2	3.6	265	1.4
		σ	0.2	29	0.4	0.09	7.4	0.03	0.4	0.1	1.0	121	0.8
Py1	A3	6	0.4	264	43.8	0.08	4.3	1.09	0.7	0.2	2.7	34	257
		σ	0.4	130	1.1	0.04	3.8	0.71	0.5	0.2	1.4	34	113
Sph1	A2	11	0.1	72	0.3	0.49	0.6	0.3	61.9	1.6	7.7	2.0	125
		σ	0.2	43	0.2	1.55	1.7	0.5	3.2	1.1	10	1.9	139
Chp1ps	A3	5	1.8	20	29.6	0.03	0.3	34.2	0.3	0.8	19	50	51
		σ	0.8	22	2.0	0.03	0.4	1.1	0.4	1.2	10	42	39
Chp1s	B	17	2.5	7	29.0	0.03	0.1	35.1	0.04	0.5	40	347	24
		σ	1.4	16	0.9	0.04	0.1	0.3	0.1	0.8	22	768	29
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	5	8.3	0.1	3.7	0.0	744	0.26	0.1	1 683	150	0.07	0.80
		σ	5.5	0.0	1.3	0.0	1 649	0.26	0.0	858	76	0.08	0.26
Py1	A3	6	13	0.1	36	0.1	175	0.03	86	523	3 527	0.41	0.02
		σ	5.9	0.0	39	0.1	360	0.03	68	278	2 881	0.21	0.02
Sph1	A2	11	3 200	0.2	328	0.5	293	0.5	4.5	830	23 710	0.06	0.005
		σ	1 831	0.1	382	0.9	956	0.8	6.9	1 264	20 715	0.06	0.005
Chp1ps	A3	5	22	15	501	7.6	2.0	0.7	13	12	577	47	0.008
		σ	20	14	567	11	1.7	1.0	8.6	19	376	44	0.009
Chp1s	B	17	2.0	86	1 511	318	0.2	0.2	6.1	0.8	63	559	0.004
		σ	4.5	55	1 298	987	0.4	0.5	6.5	1.4	119	1 045	0.003

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

Следует отметить, что халькопирит этой трубы, как и в предыдущих трубах, обогащен Bi и Te (табл. 2.3.3). Однако теллурувисмутит оптическим методом не обнаружен. Судя по неравномерному распределению Bi и Te на спектре ЛА-ИСП-МС, они не входят в структуру халькопирита, как это наблюдается у типичных черных курильщиков, а, скорее всего, представлены в виде нановключений. Другая особенность халькопирита данной трубы — аномально высокие содержания Mo, достигающие 0.3 мас. %.

На точечных графиках выявляется закономерная минералого-геохимическая зональность, осложненная двойной минералогической зональностью трубы. Как и в предыдущих случаях, она заключается в наличии двух оболочек: первоначальной оболочки трубки (подзона A3) и общей оболочки (подзона A1) многоканальной трубы. Колломорфный пирит общей оболочки обогащен Mo, Tl и U, тогда как колломорфный пирит внутренней оболочки содержит больше Mn, Au и Ag. Очевидно, более ранняя оболочка

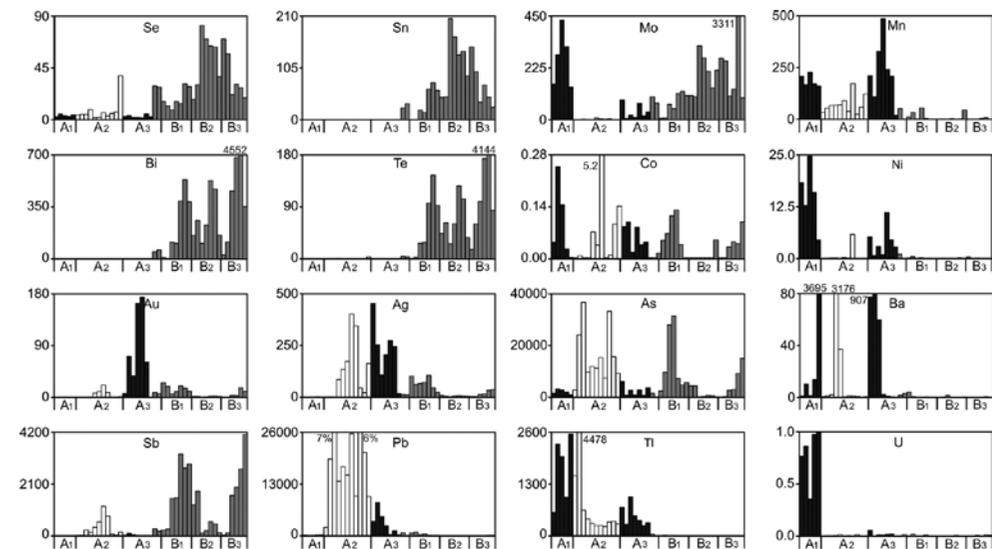


Рис. 2.3.5. Распределение химических элементов (в г/г) в стенке пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Поле Пакманус (Восточный Манус), обр. SSU07CH8-3f.

сформировалась из гидротермального флюида, обогащенного металлами, тогда как колломорфный пирит внешней оболочки содержит элементы гидrogenной ассоциации (Mo, U). Максимум Se и Sn концентрируется в наиболее высокотемпературном слое халькопиритовой крустификации, тогда как содержания Bi, Te и Mo нарастают по направлению к осевой части трубы (рис. 2.3.5).

Халькопирит-пирит-сфалерит-баритовые многоканальные трубы подарены авторам геологами горнодобывающей компании «Наутилус», проводившим геологоразведочные работы в море Бисмарк в 2012 г. В поперечном срезе трубы достигают диаметра 20 см. Многоканальные трубы на самом деле представляют собой срастания нескольких более мелких трубок (рис. 2.3.6а). В целом, в трубе, применительно к каждому каналу, можно выделить три зоны.

Зона А. Эта зона представляет собой общую оболочку трубы, покрывающую все каналы. В составе оболочки преобладает барит, содержащий сульфидную вкрапленность. В наиболее наружной части зоны локализуется поверхностный слой колломорфного почковидного пирита. Ядра отдельных почек пирита проросли кристаллами барита (рис. 2.3.6б). В барите рассеяны глобулы колломорфного фрамбоидального пирита (рис. 2.3.6в, г). По мере продвижения к средней части оболочки трубы появляется марказит. Радиально-зернистые агрегаты кристаллов марказита используют глобулы колломорфного пирита как затравку (рис. 2.3.6д). В оболочке трубы рассеяны многочисленные пиритовые трубки полихет, сцементированные баритом, сфалеритом и даже халькопиритом (рис. 2.3.6е, ж).

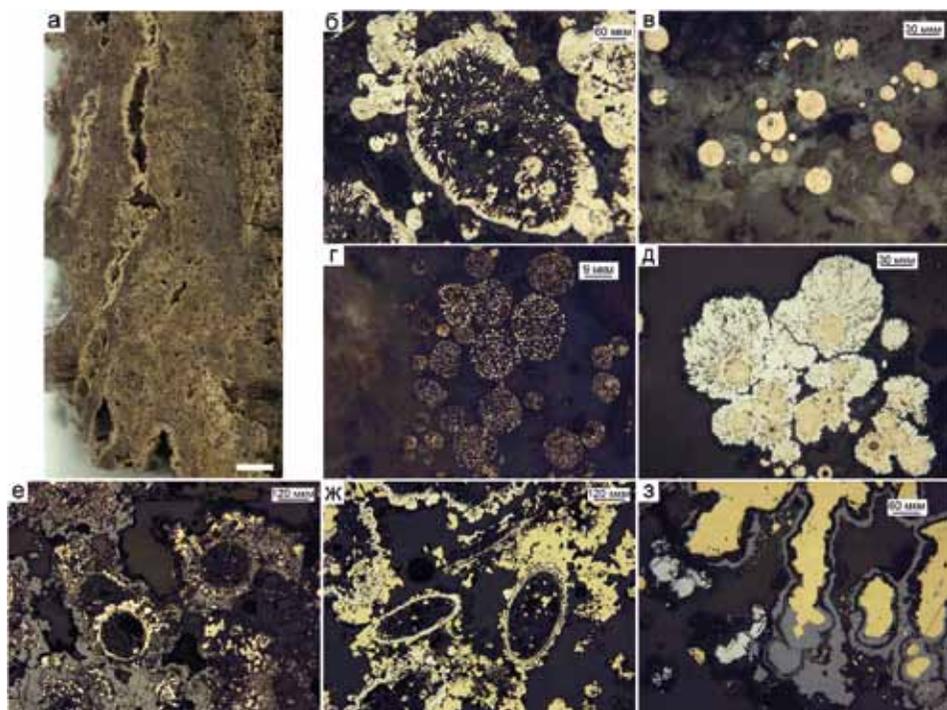


Рис. 2.3.6. Халькопирит-пирит-сфалерит-баритовые многоканальные трубы, хребет Пуаль, обр. Pua107CH55g: а — продольный срез трубы; б — сростание барита и почковидного пирита (зона А); в — глобулы коллоидного пирита в барите (зона А); г — глобулы фрамбоидального пирита в барите; д — радиально-зернистые агрегаты кристаллов марказита на глобулах коллоидного пирита; е — включения пиритовых биоморфов полихет в сфалерите (зона А); ж — включения пиритовых полихет в агрегате халькопирита (граница зон А и В); з — обрастание удлиненных кристаллов халькопирита почковидным сфалеритом и субгедральным галенитом. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-з — отраженный свет.

Зоны В и С. Стенки каналов инкрустированы удлиненными кристаллами халькопирита, на которые последовательно выросли агрегаты сфалерита, галенита и барита (рис. 2.3.6з).

Следует отметить, что аналогичные по составу халькопирит-пирит-сфалерит-баритовые трубы встречаются на поле Сюзетта. Их отличительная особенность — обилие аурипигмента и реальгара.

2.3.4. Второстепенные и редкие минералы. В пирит-борнит-халькопиритовых трубах, кроме теннантита в ассоциации с ним и халькопиритом, определены самородное золото, теллурувисмутит и гессит с примесью самородного теллура [Maslennikov et al., 2017] (рис. 2.3.8). В пирит-барит-сфалеритовых трубах, судя по ЛА-ИСП-МС трендам, эти минералы представлены нановключениями. В халькопирит-пирит-сфалерит-баритовых трубах полей Пакманус и Сюзетта встречаются в основном блеклые руды,

Таблица 2.3.4

Химический состав главных сульфидов халькопирит-пирит-сфалерит-баритовой многоканальной трубы, хребт Пуаль (Восточный Манус), обр. Pua107CH55g. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	7	2.1	387	41.3	29	11	0.4	1.9	12562	2.7	36	229
		σ	2.4	236	3.0	42	11	0.8	1.9	7810	2.8	23	387
Py2	A2	5	4.0	42	0.3	3.7	0.1	0.1	63.1	6649	3.7	7.0	267
		σ	4.9	4.9	0.2	3.0	0.2	0.1	1.4	2537	1.0	10	225
Chp	B	10	4.0	17	30.6	5.3	0.3	34.1	0.1	2037	81	156	79
		σ	2.5	52	1.4	10	0.9	1.9	0.2	2422	30	137	58
Sph	C	8	0.03	46	0.3	2.0	0.02	0.1	64.3	6172	4.3	2.9	329
		σ	0.01	7.6	0.1	1.2	0.03	0.1	2.1	6925	1.2	6.7	574
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	7	273	0.1	694	0.4	16	2.2	12	4322	6990	0.001	0.30
		σ	477	0.1	814	0.5	22	4.3	19	7332	10147	0.001	0.38
Py2	A2	5	7623	0.2	1664	0.1	0.6	0.01	49	117	17025	0.002	0.013
		σ	5036	0.1	1342	0.1	0.2	0.01	36	60	4922	0.002	0.012
Chp	B	10	11	0.5	1405	0.3	0.6	0.01	6.0	28	296	0.006	0.003
		σ	20	0.2	1914	0.3	1.0	0.01	12	88	464	0.006	0.004
Sph	C	8	3668	0.2	1392	0.3	0.4	0.01	24	129	12435	0.002	0.002
		σ	3515	0.0	2087	0.2	0.4	0.01	28	149	14199	0.002	0.002

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

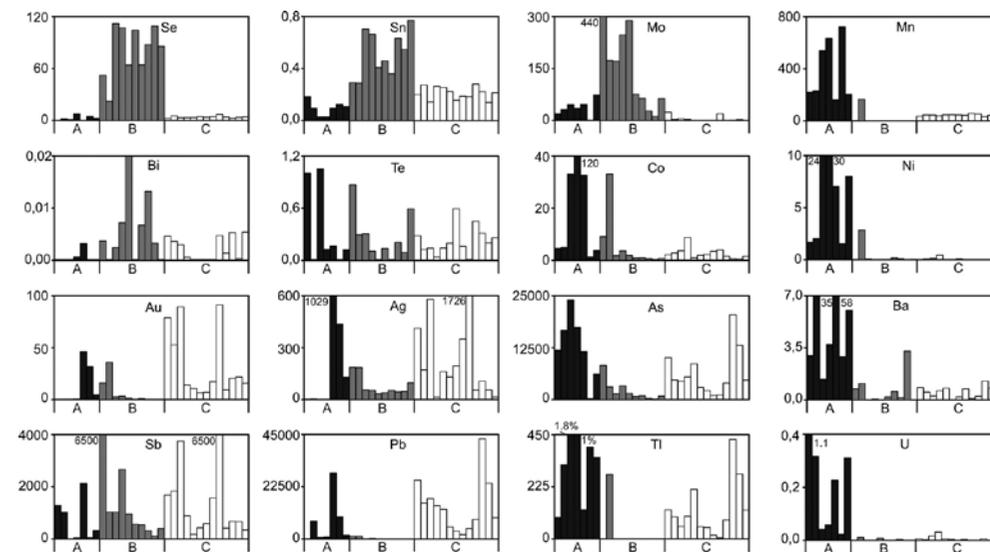


Рис. 2.3.7. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам А, В, С в халькопирит-пирит-сфалерит-баритовой трубке (данные ЛА-ИСП-МС). Хребт Пуаль (Восточный Манус), обр. Pua107CH55-g. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

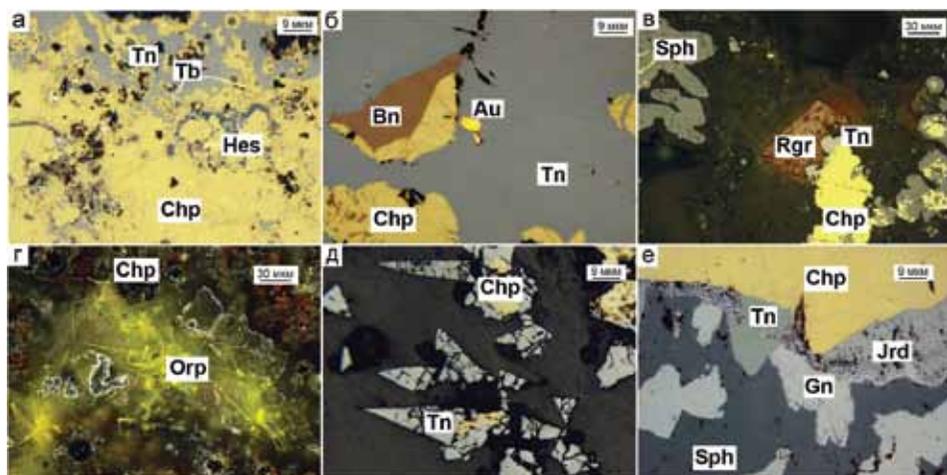


Рис. 2.3.8. Второстепенные и редкие минералы в гидротермальных трубах курильщиков бассейна Восточный Манус: а — включения гессита (Hes), теллуровисмутита (Tb) в халькопирите (Chp) в ассоциации с теннантитом (Tn) (обр. SSU07CH8-3d); б — самородное золото (Au) в теннантите (Tn) в ассоциации с халькопиритом (Chp) и борнитом (Bn) (обр. SSU07CH8-2d); в — кристалл реальгара (Rgr), выросший на теннантит (Tn) и халькопирит (Chp) в опале (обр. SSU07CH8-1e); г — аурипигмент (Orp) в опале в ассоциации с реальгаром и халькопиритом (Chp) (обр. SSU07CH8-1e); д — копьевидные кристаллы теннантита (Tn) (обр. Pual07CH55-g); е — обрастание кристалла халькопирита (Chp) теннантитом (Tn), галенитом (Gn), иорданитом (Jrd) и сфалеритом (Sph) (обр. Pual07CH55-g). Отраженный свет.

галенит, самородное золото, реальгар и аурипигмент, а также минералы группы иорданита.

2.3.5. Минерально-геохимические ассоциации. Расчеты, выполненные методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для борнит-пирит-халькопиритовой трубы серого курильщика (обр. SSU07CH8-3d), отчетливо выделили халькопиритовую (I, III), теллуридно-блекловорудную (II) и сфалеритовую (VII) ассоциации химических элементов (табл. 2.3.5). Колломорфный пирит включает несколько ассоциаций (IV, V, VI). Золото находится в конце корреляционного пути (VIII), поскольку встречается как в халькопирите и теннантите, так и концентрируется в колломорфном пирите (см. табл. 2.3.5).

Первая ассоциация, рассчитанная для пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы серого курильщика (обр. SSU07CH8-3f), показывает связь теллуридов висмута с концентрацией Mo. Эта же связь пространственно подтверждена результатами микрокартирования подобной трубы, а также является характерной для аналогов серых курильщиков, обнаруженных на месторождении Яман-Касы (Урал) [Масленникова, Масленников, 2007]. Вероятно, ассоциация с Mo указывает на участие морской воды в процессах формирования теллуридов. Вторая и третья ассоциации принадлежат халь-

Таблица 2.3.5

Минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные для курильщиков восточной части бассейна Манус

Образец	Минеральный состав	Ассоциации
SSU07CH8-3d	Халькопирит> пирит>борнит	I(Sn+Se+Mo) + II(Te+Bi+Sb) + III(V+Cu) – IV(W+As) – V(Pb+TL+Ni) + VI(Mn+Ag) + VII(Zn+Cd) + VIII(U+Co+Au) – Cr – Ba
SSU07CH8-3f	Халькопирит> сфалерит> барит> пирит	I(Bi+Te+Mo) – II(V+Cu) + III(Se+Sn) – IV(Sb+In+Cd+Zn) + V(Pb+As+W) – Ti – VI(Au+Mn+Ni+U+Tl+Ba) – Fe – Cr – VII(Co+Ag)
Pual07CH55-b		I(Sn+Se+Cu+Te) + II(Sb+Mo+V) – III(Cd+Zn+Pb) + IV(Ag+Au) – V(Co+Ni+Tl+Ba+As) – VI(Mn+Fe+W) – U – Bi
Pual07CH55-g	Барит>сфалерит> пирит> халькопирит	I(Sn+Cu+Mo+V) + II(Sb+Ag+Au+Cd+Zn+Pb) + III(As+Tl+Ni+Co+Mn+Fe) + IV(Cr+U+W+Te) – V(Sn+Bi) – Ba
SSU07CH8-1e		I(Sn+Se+Cu) + II(Fe+Ni+Mn) + III(Tl+Co) + IV(Ba+U) + V(As+Pb+Zn+Cd) + VI VII(Au+Ag+Sb) + VIII(Mo+V) – W – Te – Bi

копириту. И в этом случае связь с V указывает на участие морской воды в процессах минералообразования [Butler, Nesbitt, 1999]. Четвертая ассоциация характерна для сфалерита, пятая — указывает на парагенезис теннантита и галенита. Шестая и седьмая ассоциации отражают химический состав колломорфного пирита.

Халькопирит-пирит-сфалерит-баритовые диффузоры существенно отличаются от серых курильщиков отсутствием теллуридов висмута и, соответственно, ассоциации Te и Bi. При этом Bi находится в конце корреляционного пути (см. табл. 2.3.5).

2.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Главное отличие гидротермального поля Пакманус от поля Венский Лес (Северный Манус) и полей COX — приуроченность к риодацит-андезит-базальтовому комплексу задугового рифта, приближенного к Ново-Британской островной дуге. По составу вулканитов поле Пакманус сходно с внутридуговыми вулканами центрального типа, к которым также приурочены черные и серые курильщики (например, вулканы Суийо и Ту Бразерс). Однако гидротермальное поле Пакманус локализуется не в кальдере вулкана центрального типа, а в осевом грабене спредингового хребта Пауль. Скорость спрединга на этом участке, судя по отсутствию зияющих гъяров, более низкая, чем в районе гидротермального поля Венский Лес. Поле Пакманус

сформировалось на гораздо меньших глубинах (1700 м) при высоких температурах (до 343–358°C), чем поле Венский Лес (глубина 2350 м при T до 292–302°C), что повышает вероятность фазовой сепарации гидротермальных флюидов.

Фазовая сепарация подтверждается значительными вариациями щелочности гидротермальных растворов и содержаний Cl, а также повышенными содержаниями газов, и, в первую очередь, CO₂ (10–274 ммоль/л) [Revees et al., 2011]. На некоторых гидротермальных полях, в том числе и на поле Пакманус, наблюдались прямые признаки мгновенного парообразования на выходе флюидов [Massoth et al., 1989; Hannington et al., 2001; Stoffers et al., 2006; Revees et al., 2011].

Гидротермальные флюиды курильщиков поля Пакманус характеризуются непостоянным поведением SO₄²⁻, пониженными значениями Ca/Cl (0.01–0.03) и Sr/Cl (0.09–0.15). Это, по мнению [Revees et al., 2011], указывает на поверхностное отложение ангидрита в результате взаимодействия их с океанской водой. Значения δ³⁴S_{SO4} гидротермальных флюидов находятся в пределах значений, характерных для океанской воды от +20.99 до +21.8 ‰. Более высокие содержания Mg, по сравнению с флюидами поля Венский Лес при одинаковой системе отбора проб, объясняются проникновением океанской воды в подповерхностную зону, либо разложением магнезиальных алюмосиликатов кислыми флюидами [Revees et al., 2011].

Значительное место в генетических моделях формирования гидротермальной системы Пакманус отводится влиянию магматических флюидов, которые фиксируются по повышенным содержаниям F (0.1–0.38 ммоль/кг) и CO₂ в пересчете на флюид конечного члена ряда (endmember) [Revees et al., 2011]. Эти содержания значительно выше тех, которые определялись для донных гидротермальных систем [German, Von Damm, 2003]. Высокая кислотность флюидов может быть связана с диспропорционированием магматического SO₂, а также поступлением магматической HCl [Yang, Scott, 1996]. Как следствие высокой кислотности процесса — повышенные содержания многих химических элементов, включая Bi, Te, Au, Cu, а также Fe (6.9–14.6 ммоль/кг) и Mn (3–4.7 ммоль/кг) [Revees et al., 2011]. На участие магматической составляющей в гидротермах поля Пакманус могут указывать отрицательные значения δD_{H2O}. Для гидротерм рециклинговых систем COX, а также поля Венский Лес, эти значения положительные [Shanks, 2001; Revees et al., 2011].

В целом, состав флюидов гидротермальной системы Пакманус отражает кумулятивные эффекты взаимодействия океанской воды с породами, смешение с флюидами, поступающими из кислой магмы, а также фазовую сепарацию, сегрегацию и проникновение океанской воды в подповерхностную зону [Reeves et al., 2011].

В дополнение к существующей модели [Reeves et al., 2011] следует отметить, что многие выявленные к настоящему времени факты могут быть объяснены более высокой зрелостью гидротермально-метасоматической

системы, по сравнению с гидротермальными системами COX. Зрелость достигала стадии разложения не только фемических минералов, но и анортита при сохранившемся альбите (умеренно зрелая стадия) [Масленников, 2012]. В подповерхностных условиях, где происходило диспропорционирование SO₂, интенсивность кислотного выщелачивания, вероятно, еще выше. Возможно, повышение в растворах содержаний K связано с разложением калиевых полевых шпатов или даже гидрослюд с образованием пиррофиллита и диаспора. Возможность такого процесса не только доказывается присутствием диаспора в подрудных метасоматитах, но и крайне низкими pH (2.3–2.7) флюидов, гораздо более низкими, чем те, которые определены для гидротермальных источников, ассоциирующихся с базальтами. При pH < 3.5–4.5 гидрослюды становятся неустойчивыми и переходят в пиррофиллит и диаспор. Вместе с тем следует заметить, что, несмотря на высокую зрелость гидротермально-метасоматической системы поля Пакманус, часть фемических минералов (возможно, амфиболов или расплавных включений базальтов в плагиоклазе), судя по повышенным содержаниям Fe (0.9–5.6 ммоль/л), Mn (1.7–3.5 ммоль/л) во флюиде продолжает растворяться. В связи с этим следует считать, что данная гидротермально-метасоматическая система характеризуется умеренно высокой зрелостью.

Поле Пакманус по ассоциации с риолит-базальтовой формацией может быть аналогом месторождений уральского или баймакского типов, образовавшихся в задуговых и внутридуговых бассейнах энсиматической островной дуги, соответственно. Об этом же свидетельствует широкое распространение колломорфного пирита и пиритовых трубчатых червей, не характерных для месторождений типа куроко. В связи с этим следует обратить внимание на обогащение Te некоторых труб курильщиков, а также на обилие теллуридов висмута в богатых халькопиритом сульфидных трубах. Однако, в отличие от черных курильщиков колчеданных месторождений уральского типа, в сульфидных трубах поля Пакманус отсутствуют псевдоморфозы пирита по пирротину. Обилие барита, борнита, дигенита, блеклых руд, высокопробного самородного золота, присутствие низкожелезистого сфалерита типично для серых курильщиков, аналоги которых встречаются на колчеданных месторождениях баймакского или понтийского типов [Масленников и др., 2010] и в бассейне Лау [Tivey, 2007]. Появление этой минеральной ассоциации указывает на высокую фугитивность серы, что не характерно для условий формирования типичных черных курильщиков. Высокая фугитивность серы подтверждается присутствием самородной серы и энэргита в подрудных метасоматитах [Binns et al., 2002] и осадках гидротермальных полей восточной части бассейна Манус [Moss and Scott, 2001]. Следует заметить, что пробность золота в сульфидных трубах древних колчеданных месторождений, включая все рудно-формационные типы, в два-три раза ниже [Масленникова, Масленников, 2007], что, вероятно, связано с некоторыми, пока еще не совсем ясными отличиями в физико-химических условиях минералообра-

зования. Очевидно, что в большинстве случаев высокопробное золото ассоциирует с серебросодержащим борнитом, среднепробное — с гесситом, а низкопробное во многих случаях — с золотосодержащим арсениопиритом.

Очевидно, в большинстве случаев сульфидные трубы формировались как серые курильщики, что подтверждается подводными наблюдениями [Binns et al., 2002; Tivey, 2007]. Кристобалит-диаспор-алунит-серный стиль преобразований в свою очередь указывает на возможное участие SO_2 в гидротермальном флюиде. Магматический вклад в гидротермальные флюиды доказывался большинством исследователей повышенными содержаниями газовой составляющей, определениями высоких содержаний SO_2 и F, а также присутствием во вмещающих породах расплавных включений, богатых металлами [Douville et al., 1999; Yang, Scott, 1996].

В целом, изученная нами методом ЛА-ИСП-МС минералого-геохимическая зональность труб соответствует зональности небольшой трубки, которая ранее изучалась с помощью протонного зонда (PIXE) методом микрокартирования распределения элементов-примесей [Yeats et al., 2010]. Важнейший результат данных исследований — выявление аномалий Te и Bi в подзоне B1, несмотря на установленное ранее общее низкое содержание этих химических элементов в рудах поля Пакманус [Binns, Scott, 1993]. С Te и Bi соседствует Mo в виде четких неравномерно распределенных пятен, которые, скорее всего, свидетельствуют в пользу индивидуальных микровключений молибденита, чем в пользу изоморфного вхождения Mo в структуру халькопирита. Эта трубка отбиралась из активного курильщика, имеющего температуру гидротермального флюида $358^\circ C$. При отборе отмечались признаки фазовой сепарации гидротермального флюида [Yeats et al., 2010]. Предполагается, что обогащение Te, Bi, Mo, Sb происходило на границе смешения высокотемпературного гидротермального флюида с холодной океанской водой на начальной стадии роста халькопиритовой кристификации. По мере запечатывания пористой оболочки трубки повышение температуры и понижение Eh не способствовало отложению теллуридов, молибденита и блеклых руд [Maslennikov et al., 2009, 2012].

По данным ЛА-ИСП-МС халькопиритовая кристификация труб характеризуется сильно варьирующими содержаниями Se (56–107 г/т), Co (20–162 г/т) и Sn (13 г/т) при повышенных содержаниях Ag (42–102 г/т) (см. табл. 2.3.1–2.3.4), которые, за исключением Co, не характерны для халькопирита типичных черных курильщиков COX. Другой важной особенностью халькопирита являются повышенные содержания Te (17–53 г/т) и Bi (42–93 г/т) [Moss, Scott, 2001], отражающие присутствие теллуридов висмута. Повышенные содержания Sb (16–320 г/т) и As (72–2440 г/т), а также Pb (до 355 г/т), очевидно, связаны с микровключениями теннантита и галенита, соответственно. Обогащение халькопирита V (10 г/т) свидетельствует в пользу участия морской воды или органического вещества осадков в составе гидротермальных флюидов. Яркой особенностью халькопирита являются аномальные содержания Mo (159–360 г/т) и In (90 г/т). Отличительная особенность халькопирита — высокие содержания Au, достигающие 10 г/т [Binns, Scott, 1993] или даже 25 г/т [Moss, Scott, 2001].

По повышенным содержаниям и соотношениям Se и Te в халькопирите изученные нами трубы, скорее всего, соответствуют серым курильщикам. На диаграмме Se–Te отчетливо выделяются две разновидности серых курильщиков (рис. 2.3.9). В первой разновидности содержания T так же, как и Bi, крайне низкие, соответствующие содержаниям в типичных диффузерах. По соотношениям Se и Te поле занимает промежуточное положение между черными курильщиками и бесцветными курильщиками и диффузерами COX. Халькопирит второй разновидности труб занимает правую часть поля, характеризующуюся высокими концентрациями Te, Bi и Sn и низкими содержаниями Co. Напротив, в первой разновидности труб содержания Co в халькопирите первой разновидности труб сопоставимы со значениями в халькопирите серых курильщиков горячих точек (см. рис. 2.3.9).

Умеренные содержания Se, Co и Sn при высоких содержаниях Ag в халькопирите указывают либо на среднетемпературные параметры флюидов, либо на их умеренную степень окисления. Можно предположить, что данная гидротермальная система, по сравнению с системами высокосрединговых COX (ВТП), частично исчерпала восстановительный потенциал в результате «созревания». О более высокой «зрелости» гидротермальной системы по сравнению с системами высокосрединговых COX (ВТП) свидетельствуют

Умеренные содержания Se, Co и Sn при высоких содержаниях Ag в халькопирите указывают либо на среднетемпературные параметры флюидов, либо на их умеренную степень окисления. Можно предположить, что данная гидротермальная система, по сравнению с системами высокосрединговых COX (ВТП), частично исчерпала восстановительный потенциал в результате «созревания». О более высокой «зрелости» гидротермальной системы по сравнению с системами высокосрединговых COX (ВТП) свидетельствуют

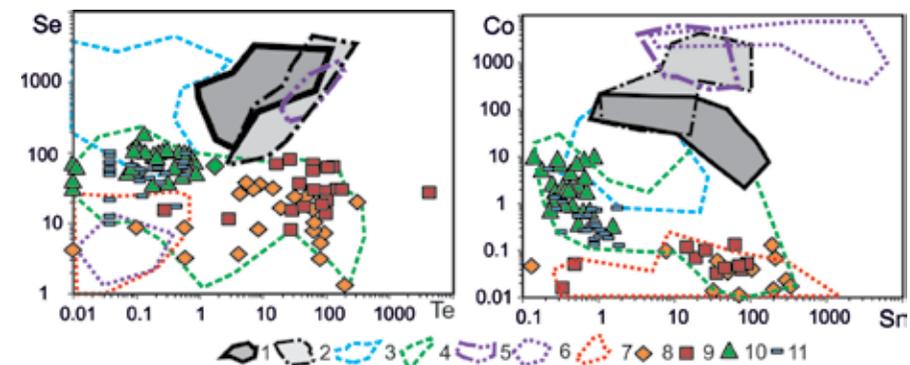


Рис. 2.3.9. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб полей Пакманус (8, 9), Пуаль (10), Сюзетта (11) в сравнении с другими современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП $9^\circ 50'$ с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Трубы серых курильщиков: 7–8 — борнит-пирит-халькопиритовые; 9 — пирит-сфалерит-халькопиритовые, 10–11 — халькопирит-пирит-сфалерит-баритовые.

Таблица 2.3.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту пирит-борнит-халькопиритовой трубы (обр. SSU07CH8-3d) серых курильщиков бассейна Восточный Манус относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Zn	As	Au	W	Ba	Sb	Pb	Bi	Tl	Mo	Te
Черные	2233	586	246	58	53	30	23	17	7.50	1.69	1.09
	Cu	Fe	Ag	V	Mn	U	Cd	Sn	Se	Ni	Co
	1.08	0.86	0.56	0.42	0.23	0.07	0.06	0.05	0.003	0.002	0.0003
Серые	Zn	As	Au	Ba	W	Pb	Te	Tl	Bi	Cu	Sb
	1625	289	72	9.24	8.59	8.20	2.75	2.07	1.28	1.04	0.89
	Fe	Ag	Sn	Mo	Cd	U	Ni	V	Mn	Se	Co
	0.89	0.36	0.21	0.16	0.07	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.002

значительные количества галенита и барита. Основным источником Pb, Ba и Tl являются полевые шпаты. Очевидно, степень созревания гидротермально-метасоматической системы достигла стадии разложения полевых шпатов. Судя по аномальным содержаниям Bi, в эту стадию началось разложение амфиболов, как правило, обогащенных висмутом, по сравнению с другими минералами [Иванов, 1996]. Умеренно высокая зрелость гидротермальной системы подтверждается данными морфогенетических или рудно-фациальных реконструкций: рудное тело имеет форму пластообразной линзы или сильно разрушенной постройки, в которой преобладают грубообломочные руды. Другими словами, степени зрелости гидротермально-метасоматической и гидротермально-гипергенной систем примерно совпадают [Масленников, 2012].

Вышесказанное подтверждается результатами сравнения типохимизма сульфидов серых курильщиков Восточного Мануса курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. В халькопирите серых курильщиков Восточного Мануса отмечаются аномально высокие содержания Zn, As, Au, W, Ba, Sb, Pb и Bi (табл. 2.3.6). Это согласуется с парагенезисами минералов, среди которых часто встречаются теннантит, реальгар, аурипигмент, галенит, иорданит, барит. Формы нахождения W не известны. Гораздо меньше выражена разница по Bi и Te, хотя эти элементы представлены иногда обильными включениями теллурувисмутита. По данным ЛА-ИСП-МС, эти элементы в халькопирите курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., скорее всего, находятся в изоморфной форме.

По содержаниям элементов-примесей в колломорфном пирите изученные трубы слабо отличаются друг от друга (рис. 2.3.10). Однако колломорфный пирит труб серых курильщиков богатых халькопиритом содержит

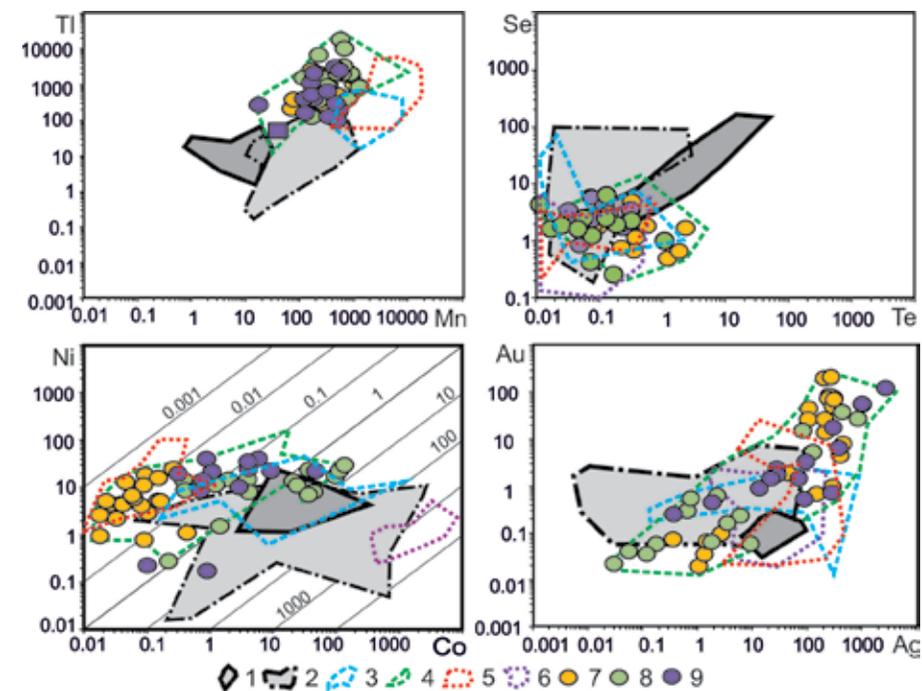


Рис. 2.3.10. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита серых курильщиков (7–9) восточной части бассейна Манус в сравнении с колломорфным пиритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — борнит-пирит-халькопиритовые курильщики (обр. SSU07CH8-3d,f поле Пакманус), 8 — халькопирит-пирит-сфалерит-баритовая многоканальная труба (обр. Pua107CH55g, хребет Пуаль), 9 — халькопирит-пирит-сфалерит-баритовая многоканальная труба (обр. SSU07CH8-1e, поле Сюзетта).

больше Bi, Te и Se, чем аналогичный пирит труб, обогащенных баритом. Для первых отмечаются очень низкие содержания Co и низкие отношения Co/Ni (см. рис. 2.3.10), чем в колломорфном пирите курильщиков COX. Другие отличия от колломорфного пирита черных и серых курильщиков COX — на порядок большие максимальные содержания Tl, As и Au при низких содержаниях Se.

Особенно контрастными выглядят отличия состава колломорфного пирита Восточного Мануса и поля ВТП 9°50' с.ш. (табл. 2.3.7). Относительное обогащение Ba, Zn, Bi, Au, Sb, Tl и As при относительно низких содержаниях Co, судя по результатам физико-химического моделирования [Grichuk, 2012, Третьяков, 2015, Масленников и др., 2016], доказывает относительно более высокую зрелость рудогенерирующей системы Восточного Мануса.

Таблица 2.3.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту пирит-борнит-халькопиритовой трубы (обр. SSU07CH8-3d) серых курильщиков бассейна Восточный Манус относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Zn	Ba	Bi	Au	Sb	Tl	As	Ag	Pb	Cu	Co
Черные	12036	7264	524	234	23	20	11	9.63	3.76	2.98	
	Cd	Ni	Mn	Mo	W	U	Sn	Te	V	Se	Co
	2.27	0.70	0.58	0.56	0.54	0.38	0.28	0.23	0.03	0.02	0.001
Серые	Zn	Bi	Ba	Au	Sb	As	Cu	Ag	Te	Pb	
	Tl	Sn	Cd	Mo	Se	Ni	W	Mn	U	V	Co
	2.27	2.01	1.82	1.67	0.47	0.23	0.12	0.04	0.04	0.04	0.004

В отличие от *сфалерита* типичных черных курильщиков СОХ сфалерит курильщиков Восточного Мануса относится к умеренно железистой (FeS 2.3±3 моль %) низкокадмиевой (Cd до 1644 г/т) разновидности (см. табл. 2.3.1–2.3.4). Содержания Мо (6–18 г/т), Те (1–2 г/т) и Се (2–6 г/т) в сфалерите гораздо ниже, чем в халькопирите [Moss, Scott, 2001]. В монофракциях, обогащенных сфале-

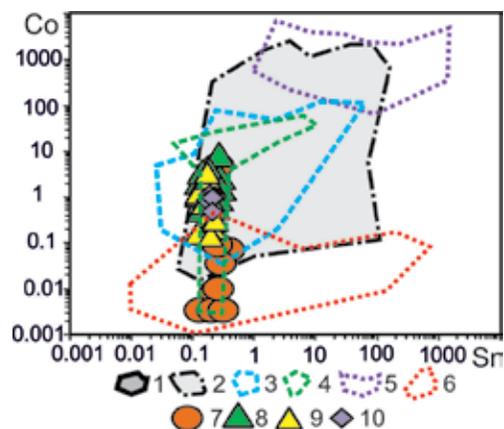


Рис. 2.3.11. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермальных полей Восточного Мануса (7–10) (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50'; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7 — пирит-барит-сфалерит-халькопиритовая труба, поле Пакманус; 8 — халькопирит-пирит-сфалерит-баритовая труба, хребет Палуль; 9 — халькопирит-пирит-сфалерит-баритовая труба, поле Сюзетта.

Таблица 2.3.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту пирит-барит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. SSU07CH8-3f) серых курильщиков бассейна Восточный Манус относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Tl	Ba	Au	Pb	W	Bi	Sb	Ni	Cd	Ag	
Черные	54239	1426	95	49	35	13	4.01	3.83	1.61	1.42	
	Mo	Mn	Cu	Te	Sn	U	V	Fe	Se	Co	As
	0.87	0.79	0.64	0.50	0.12	0.12	0.10	0.09	0.09	0.02	0.01
Серые	Tl	Ba	W	Au	Pb	Ni	Sb	Bi	Te	Cd	
	Sn	Mo	Mn	U	Ag	Cu	Se	Fe	V	Co	As
	0.74	0.65	0.60	0.50	0.46	0.43	0.09	0.08	0.03	0.01	0.01

ритом, установлены аномально высокие содержания Au (до 57 г/т) и Ag (283–925 г/т), особенно в сфалерите медно-цинково-колчеданных руд [Petersen et al., 2003; Moss, Scott, 2001]. По сравнению со сфалеритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. сфалерит серых курильщиков Восточного Мануса характеризуется аномально высокими содержаниями Tl, Ba, Au, Pb, W при гораздо более низких содержаниях Se, Co и As (табл. 2.3.8). Относительно низкие содержания As, полученные по результатам выполнения ЛА-ИСП-МС, удивительны, поскольку в трубах встречаются реальгар и аурипигмент.

Сфалерит обеднен Sn по сравнению со сфалеритом курильщиков и диффузеров СОХ (рис. 2.3.11). Повышенные содержания Au против низких содержаний Sn указывают на субнейтральные слабовостановительные свойства гидротермальных флюидов, формирующих сфалерит, поскольку Sn в отличие от Au переносится сильно кислыми и предпочтительно более восстановленными флюидами [Hannington et al., 1999]. Интересно, что содержания Co в сфалерите выше в баритовых курильщиках-диффузерах по сравнению с курильщиками, обогащенными халькопиритом. Как было показано ранее, Co накапливается в сфалерите диффузеров.

Самородное золото, ассоциирующее в основном с халькопиритом в борнит-халькопиритовых трубах, относится к высокопробной разновидности с содержаниями Ag от 1.4 до 4.2 мас. % [Moss, Scott, 2001]. Очевидно, значительная часть серебра концентрируется в борните, который является «конкурентом» самородному золоту. По средним содержаниям Ag (2.5 мас. %) самородное золото курильщиков сопоставимо с золотом из гидротермальных труб островодужного бассейна Лау (Ag 5.8 мас. %) [Herzig et al., 1993], поля ТАГ Срединно-Атлантического хребта (4.4 мас. %) [Hannington et al., 1995] и существенно отличается от золота (и электрума) пирротиновых руд СОХ Эсканаба (Ag 13.5 мас. %), перекрытого осадками

[Tormanen, Koski, 2005]. Пробность самородного золота большинства древних черных курильщиков значительно ниже [Масленникова, Масленников, 2007].

Принципиальным отличием серых курильщиков поля Пакманус от типичных черных курильщиков СОХ является обилие теллуридов при умеренных содержаниях Se. Обильные теллуриды определены в халькопирите труб черных (серых) курильщиков палеозойских колчеданных месторождений островодужных комплексов Урала [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009, 2012] и Понтид [Масленников и др., 2010]. В современных островодужных системах обильные теллуриды Au и Bi, самородные теллур и висмут обнаружены в халькопирите черных курильщиков кальдеры субмаринного вулкана Ту Бразерс (Two Brothers), расположенного в бассейне Кермадекской островной дуги [Berkenbosch et al., 2012].

Общее обогащение Te гидротермальных флюидов может быть связано с поступлением его из осадков субдуцируемой плиты [Ciobanu et al., 2006; Cook et al., 2009]. Несмотря на то, что изотопный состав Pb в сульфидных отложениях бассейна Манус соответствует MORB [Агапова и др., 1994], предполагается, что вероятным источником Ag, Pb, Sb и As служили субдуцируемые пелагические осадки [Бортников, 1995]. Теллуриды висмута ранее были обнаружены в сульфидных рудах трога Эсканаба, обогащенных Au и залегающих на осадочной толще [Tormanen, Koski, 2005].

В другой модели, в которой значительным фактором концентрации Te является появление магматической парогазовой фазы и ее конденсация, что становится главным фактором формирования золото-теллуридных малосерных месторождений [Cook, McPhaile, 2001]. Теллур, Bi, Au и Se рассматриваются как индикаторы магматического источника [Spooner, 1993]. Осаждение теллуридов вызывается резким изменением параметров минералообразования таких, как падение температуры, увеличение степени окисления и pH [Cook, McPhail, 2001; Ciobanu et al., 2006]. Эти физико-химические изменения фиксируются отложением теллуридов в среднетемпературных подзонах (B1 и B3) сульфидных труб черных курильщиков полей Пакманус и Ту Бразерс.

Ассоциация высоких содержаний Bi и Au в серых курильщиках поля Пакманус может быть объяснена транспортировкой Au в каплях расплава Bi, вероятность появления которых в высокотемпературном гидротермальном флюиде доказывается низкими температурами плавления Bi (271.4°C) [Ciobanu et al., 2009].

В большинстве глубоководных гидротермальных систем базальтовых СОХ явление фазовой сепарации с появлением газов, обогащенных Te⁰, маловероятно. Поступление HTe-H₂Te возможно при кислотном растворении теллуридов в присутствии H₂. Благодаря взаимодействию океанской воды с базальтами, в гидротермальной системе сохраняются сильно восстановительные условия, не благоприятные для отложения теллуридов. Лишь в донных условиях часть Te концентрируется в халькопирите, скорее всего, в изоморфной форме.

В гидротермальных системах островодужных андезит-риолитовых комплексов доминируют окисленные формы Te, которые при участии SO₂ легко

восстанавливаются до Te⁰, который осаждается уже в недрах гидротермальной системы. В лучшем случае только при фазовой сепарации флюида часть теллура поступает в состав газовой составляющей, доходит до дна и фиксируется в составе пирита. Из-за дефицита H₂ восстановление Te до растворимых соединений таких, как H₂Te-HTe⁻, не доходит, и поэтому появление теллуридов в черных курильщиках маловероятно.

Наиболее благоприятные условия для концентрации Te и сохранности его восстановленных форм реализуются в биомодальных риолит-базальтовых комплексах, создающих переходные физико-химические условия [Maslennikov et al., 2012]. С одной стороны, в растворах появляется SO₂, восстанавливающее HTeO₃⁻ до Te. С другой — сохранившийся от окисления H₂ восстанавливает Te до H₂Te. Чем ниже температура флюида, тем меньше вероятность такой реакции, поскольку содержания водорода снижаются с уменьшением температуры флюидов [Revees et al., 2011]. Теллуриды доходят до поверхности, где отлагают теллуриды. В случае фазовой сепарации часть Te достигает дна в виде газа, где он фиксируется как самородный теллур совместно с пиритом или как изоморфная примесь в последнем.

Таким образом, выявлено две разновидности серых курильщиков. Первая теллуридосодержащая разновидность, вероятно, формировалась при участии магматического SO₂, вторая разновидность, обогащенная баритом, сульфидами мышьяка и сульфосолями, возможно, генерировалась при более низких температурах в рамках рециклинговой модели.

2.4. Северный Манус

2.4.1. Геологическая позиция. Среди задуговых спрединговых центров расширяющийся хребет бассейна Манус (см. рис. 1.1) занимает особое положение, так как он характеризуется исключительно высокими скоростями спрединга (до 12 см/год), которые отображаются трещинами шириной до 1–2 м. Наименьшая глубина в данном районе — 2350 м. Склоны спредингового хребта полого опускаются на север до 2600 м и на юг до 2700 м. Ширина хребта на изобате 2600 м всего 7 км. На вершине выделяется внутренний рифт шириной ~2 км. Его края ограничены уступами высотой 150 м на севере и всего 50 м на юге. Дно внутреннего рифта состоит из пологих холмообразных возвышенностей высотой 20–40 м и размерами у оснований 100–200 м. В центре рифта расположено осевое вулканическое поднятие рифтового простирания [Богданов и др., 2006б].

Поверхность дна повсеместно покрыта подушечными лавами. По наблюдениям из подводных обитаемых аппаратов, выделяются две зоны, покрытые относительно молодыми и более древними лавами [Богданов и др. 2006б]. Молодые лавы, слагающие осевое поднятие и пологие холмы в центре внутреннего рифта, имеют размеры выходов 400–600 м. Здесь встречаются редкие и относительно узкие (1–2 м) гьяры с простиранием 50–60°.

Древние лавы слагают полосу к югу от молодого вулканического поднятия. В отличие от молодых лав, на поверхности которых обнаружена лишь тонкая присыпка рыхлого осадочного материала, древние лавы покрыты слоем рыхлых осадков мощностью до 0.5 м. Осадки здесь начинают скрывать неровности поверхности подстилающих лав. Сами лавы разбиты серией близко расположенных гьяров общего простирания 55°. Их ширина варьирует от 1 до 5–6 м (максимально до 10 м) [Богданов и др., 2006б]. Среди вулканитов встречены базальты двух типов — типичные толеитовые базальты спрединговых зон океана (MORB) и базальты, характерные для задуговых бассейнов (BABV) [Liu, 1989]. Граница между молодыми и древними лавами примерно совпадает с границами полей активной гидротермальной деятельности.

При геологических исследованиях, в том числе с использованием ГОА «Мир» [Tufar, 1990; Лисицын и др., 1992], обнаружены четыре гидротермальных поля: два активных и два реликтовых. Они расположены на глубине 2500–2505 м. Одно из наиболее исследованных высокотемпературных гидротермальных полей получило название Венский лес из-за обилия гидротермальных труб, похожих на стволы деревьев [Богданов и др., 2006б]. Другое поле обозначено как Белая башня. Одно из неактивных гидротермальных проявлений названо Мертвый лес. Наиболее детально исследованное поле Венский лес было пересечено с севера на юг на протяжении 50 м и с западного края на восток еще на 50 м. Гидротермальные постройки, встреченные на этом поле, находятся на поверхности подушечных базальтов. На северной периферии поля обнаружены многочисленные скопления горгониевых кораллов и мунидописисов. На поверхностях базальтовых подушек, полностью лишенных присыпок рыхлых осадков (т. е. достаточно молодых), обнаружены пятна охр — продуктов низкотемпературной гидротермальной деятельности.

2.4.2. Строеение и состав гидротермальных построек. На гидротермальном поле Венский лес распространены как низкотемпературные бесцветные диффузеры, так и относительно высокотемпературные (290–302°C) серые курильщики [Revees et al., 2011]. Высокотемпературная часть поля представляет собой единое гидротермальное тело, имеющее обширный цоколь и многочисленные постройки, покоящиеся на нем (рис. 2.4.1) [Богданов и др., 2006б]. Цоколь начинается либо с плитообразных сульфидных корок, либо с обломков массивных сульфидов. Часто форма сульфидных корок повторяет форму поверхности подушечных лав, на которых они залегают. Корки представляют собой небольшие гидротермальные трубки, слившиеся в единую корку. Очевидно, что образование мелких построек является начальной фазой формирования рудного цоколя. Корки разбиты многочисленными трещинами, через которые повсеместно выходят на поверхность прозрачные муаровые теплые воды. Вдоль трещин обнаружены скопления белых крабов-битогреев [Богданов и др., 2006б].

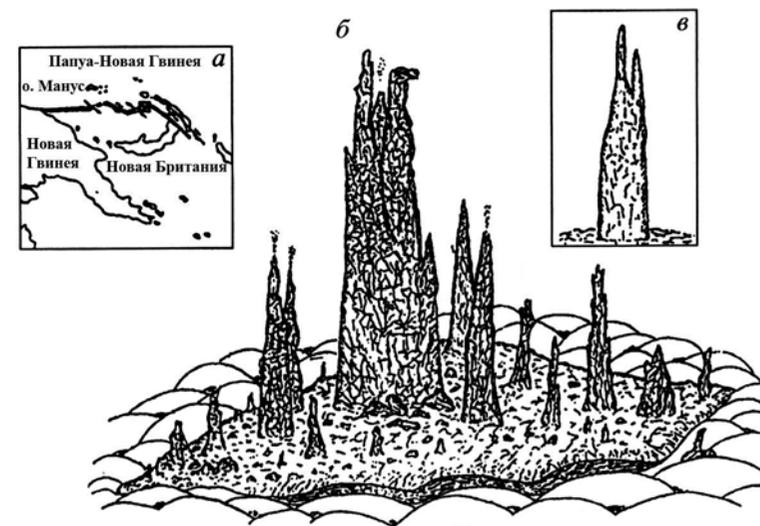


Рис. 2.4.1. Местоположение (а) и морфология гидротермальных построек Венский лес (б) и Белая башня (в) в бассейне Северный Манус [Богданов и др., 2006б].

Центральную часть поля занимают многочисленные гидротермальные трубы и столбы, беспорядочно распределенные на поверхности цоколя. Наиболее крупные трубы высотой от 1–2 м до 3–4 м являются активными. Диаметр этих построек в нижней части достигает 0.5 м, а в верхней — 20–25 см. Верхушки либо заострены в виде шпилей, либо расщеплены на 2–3 зубца. В каждой из построек находится несколько полых каналов, через которые мигрирует руденосный раствор. Большинство труб сложено в основном сульфидами цинка, реже железа. С поверхности постройки часто покрыты опаловыми корочками. Из канала одной из труб на поверхность вырывается высокотемпературный гидротермальный раствор, окрашенный густой взвесью в темно-серый цвет, максимальная измеренная температура которого составляет 275.69°C. На трубах обнаружены массовые поселения гастропод размером до 4–8 см, усонogie раки (бальянусы), белые крабы битогреев и креветки [Богданов и др., 2006б].

Основными рудными минералами, слагающими гидротермальные отложения полей Северного Мануса, являются сульфиды цинка (сфалерит и вюртцит), дисульфиды железа (пирит и марказит), халькопирит, а также реже встречающиеся галенит и сульфосоли серебра и сурьмы. Среди нерудных минералов идентифицированы ангидрит (в трубах активных источников), кремнезем, реже барит [Лисицын и др., 1992; Шадлун и др., 1992; Леин и др., 1993]. Гидротермальные отложения полей северной части бассейна Манус формируют, по крайней мере, три минеральные ассоциации: халькопирит-пирит-марказит-вюртцит-сфалеритовую, часто с аморфным кремнеземом (тип I), галенит-сфалерит-пирит-марказитовую (тип II) и сульфидно-баритовую (тип III). Гидротермальные отложения обогащены As, Pb, Cd. Содержания других химических элементов (In, Ni, Co) очень низкие [Богданов и др., 2006б].

По данным химического анализа рудопроявлений, среди рудных элементов наиболее распространен Zn, в меньшей степени Fe, содержания Cu и Pb значительно ниже. Это хорошо согласуется с результатами минералогических исследований, показавших наибольшую встречаемость сульфидов Zn, меньшую Fe и еще меньшую сульфидов Cu. Отложения характеризуются довольно высокими содержаниями Ba и Si, присутствующих в составе барита и опала. Что касается малых элементов, то следует отметить относительно высокие содержания Cd, As и особенно Ag и Au. Содержания Ni и Co в рудопроявлениях бассейна Северный Манус невелики и сходны с содержаниями в отложениях рифтов открытого океана [Богданов и др., 2006б].

2.4.3. Минеральная зональность труб. Нами изучена минеральная зональность сульфидных труб гидротермальных полей Венский Лес и Мертвый Лес. На первом гидротермальном поле преобладают опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовые многоканальные трубы, на втором — сфалеритовые, с незначительной примесью халькопирита.

Опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба. Многоканальная труба гидротермального поля Венский Лес имеет относительно мощную (до 15 см) наружную стенку трубы и пористое ядро с многочисленными полыми каналами, стенки которых обросли сфалеритом и халькопиритом (рис. 2.4.2а, б).

Зона А. Гетит окаймляет трубку с внешней части, присутствует в виде слоев и псевдоморфных почковидных агрегатов, образовавшихся по колломорфному пириту (рис. 2.4.2в). Максимальные концентрации микроэлементов гидрогенной группы (U до 133 г/т, V до 1811 г/т, W до 1.1 г/т) наблюдаются именно в гетите, который, кроме них, содержит обширный спектр элементов-примесей: As, Ba, Mn, Mo, Ni, Co, Pb (табл. 2.4.1).

Мелкие почковидные выделения колломорфного пирита (подзона А1), местами замещенные опалом и гетитом (рис. 2.4.2в), образуют слой мощностью до 0.5 см. В более крупных почках заметно ламинарное строение колломорфного пирита (рис. 2.4.2г). Остальная часть оболочки (подзона А1–3) выполнена сфалеритом, структура которого изменяется по направлению к внутренним частям: отдельные зерна сфалерита переходят в пористые участки (рис. 2.4.2д).

Зона В. Стенка канала инкрустирована крупными кристаллами халькопирита, которые образуют слой совместно с мелкими суб- и эвгедральными кристаллами пирита и выделениями сфалерита (рис. 2.4.2е, ж) мощностью до 0.5 см. Основная часть халькопиритовой стенки представлена сплошным слоем мощностью 1 мм, сложенным крупными кристаллами халькопирита.

Зона С. Наружная часть представляет окаймление канала дендритовидным сфалеритом (рис. 2.4.2з, и), мощность которого варьирует от 0.5 до 0.1 см. В сфалерите присутствует вкрапленность халькопирита, которая далее ис-

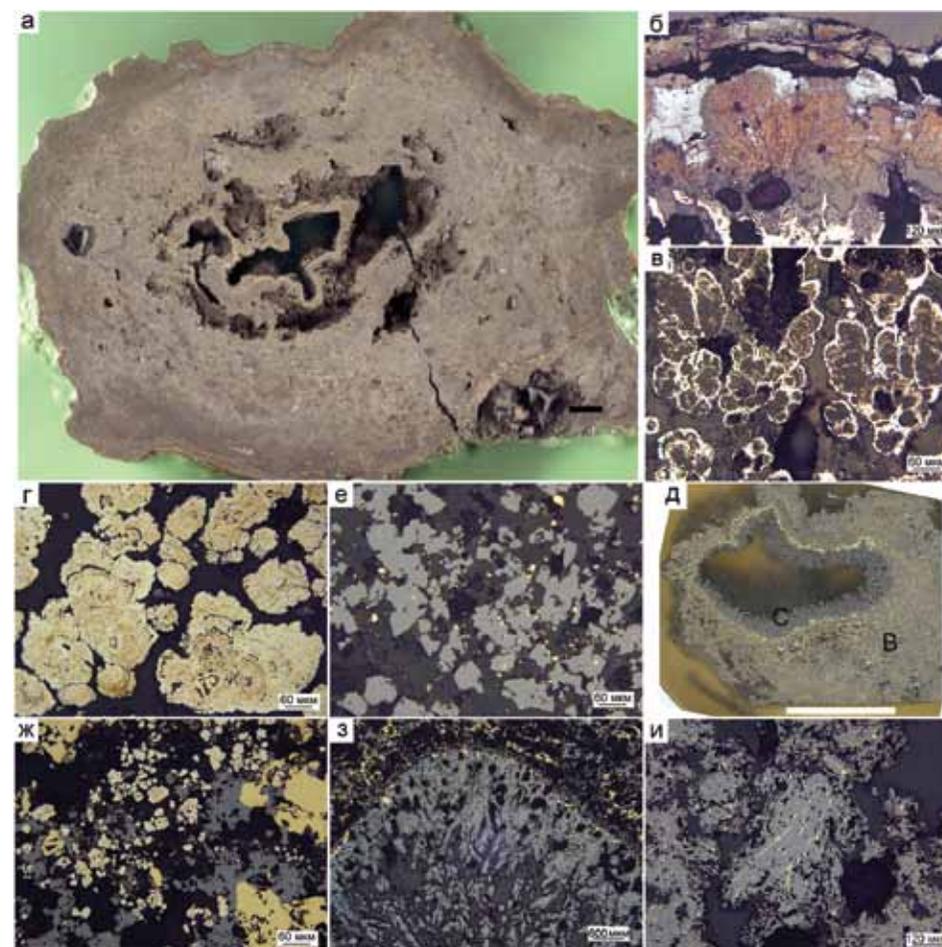


Рис. 2.4.2. Опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба, гидротермальное поле Венский Лес (Северный Манус), обр. МС-2255-17-1у: а — поперечный срез многоканальной трубы; б — корка опала, барита и гетита окаймляет снаружи оболочку; в — псевдоморфозы гетита и опала по колломорфному пириту (подзона А1); г — почковидные агрегаты колломорфного пирита (подзона А1); д — халькопирит-сфалеритовая кристификация одного из полых каналов трубы (зоны В и С) в пористом пирит-сфалеритовом агрегате (подзоны А2 и А3); е — опал-сфалеритовый агрегат (подзоны А2 и А3); ж — халькопирит-пирит-сфалеритовый агрегат (граница зон А и В); з — кристификация стенок полого канала дендритовыми агрегатами сфалерита (зона С); и — эпитаксиальное срастание халькопирита и сфалерита. а, д — полированные образцы (масштаб линейки 1 см), б-г и е-и — отраженный свет.

чезает в почковидных агрегатах. Центральная часть канала — поляя. Зоны В и С заполнены друзовидными и дендритовидными агрегатами кристаллов сфалерита. Редко встречаются включения эвгедральных кристаллов халькопирита. Судя по незначительному количеству халькопирита труба, скорее всего, является фрагментом бесцветного курильщика, завершающего деятельность серого курильщика.

Таблица 2.4.1

Химический состав сульфидов опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы, поле Венский Лес, Северный Манус, обр. МС-2255-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Гетит	A0	6	1128	8572	56.6	6.0	18	0.03	3.4	2285	4.5	270	61
		σ	502	3637	1.7	2.8	13	0.02	0.8	1971	0.6	137	90
Py1	A1	10	3.0	1348	44.8	0.6	11	0.04	1.3	407	2.1	60	89
		σ	1.4	994	1.0	0.6	4.3	0.07	0.9	215	0.9	25	147
Sph	A2,3	5	0.1	131	2.0	1.0	0.1	0.3	64.2	11	11	14	12
		σ	0.1	14	0.1	0.7	0.2	0.2	0.3	13	4.1	13	5.2
Chp	B	12	0.0	3.1	29.7	2.5	0.1	35.0	0.3	0.9	27	0.4	130
		σ	0.0	1.5	0.7	0.8	0.1	0.7	0.2	1.1	2.6	0.8	11.3
Sph	C	8	0.1	153	2.4	6.3	0.1	0.6	63.3	22	10	14	22
		σ	0.2	24	0.4	3.7	0.1	0.5	0.8	29	5.2	15	16
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Гетит	A0	6	181	0.9	19	0.07	39	2.9	0.24	33	10621	0.005	52
		σ	52	0.2	17	0.04	43	1.4	0.36	19	4935	0.005	42
Py1	A1	10	14	0.4	0.7	0.11	44	0.17	0.10	199	1746	0.001	0.063
		σ	24	0.1	0.4	0.11	116	0.46	0.14	75	1310	0.001	0.064
Sph	A2,3	5	5498	19	41	0.06	0.22	0.02	0.38	0.01	78	0.001	0.003
		σ	972	16	40	0.04	0.44	0.03	0.21	0.01	53	0.000	0.003
Chp	B	12	26	66	0.1	0.19	0.05	0.04	0.06	0.02	6.2	0.003	0.003
		σ	8.8	15	0.2	0.23	0.07	0.13	0.04	0.02	11	0.002	0.004
Sph	C	8	5791	23	56	0.07	0.04	0.01	0.85	0.09	170	0.002	0.003
		σ	2234	21	62	0.07	0.02	0.01	0.95	0.18	183	0.002	0.004

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

Методом точечного ЛА-ИСП-МС профилирования изучена геохимическая зональность опал-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы. Опробование тонкого халькопиритового слоя проводилось по косому профилю, чтобы набрать значимое количество анализов, поэтому количество анализов халькопирита кажется завышенным. Оболочка трубы, сложенная колломорфным пиритом, обогащена в основном элементами средне-низкотемпературной (As, Ag, Pb, Tl, Mn, Ni, Ba) и гидрогенной (Mo, V, U, W) ассоциаций (см. табл. 2.4.1, рис. 2.4.3). Содержания Mn и W в пирите постепенно снижаются по направлению к внутренней части оболочки трубы. В этом же направлении повышаются содержания Sb, Mo и Pb. В халькопирите канала трубы наблюдается, несмотря на низкие содержания, относительное повышение химических элементов высокотемпературной ассоциации: Se (11–30 г/т), Sn (38–85 г/т), Ag (113–111 г/т) (см. табл. 2.4.1). Концентрации эле-

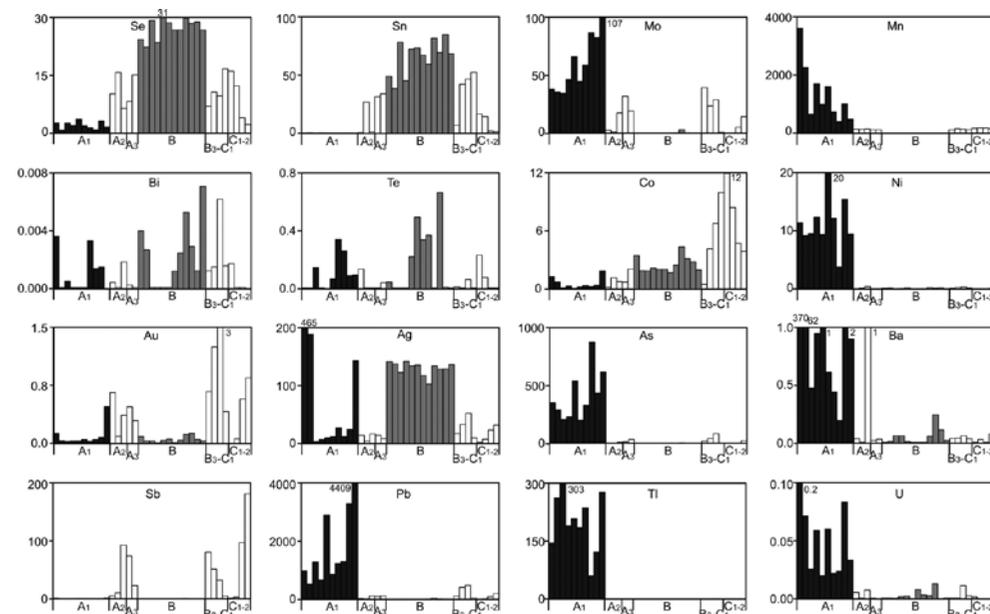


Рис. 2.4.3. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Гидротермальное поле Венский Лес (обр. МС-2255-2), северная часть бассейна Манус. Заполнение: черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

ментов высокотемпературной ассоциации (Se, Sn) достигают максимума в середине халькопиритовой зоны B. Наименьшие содержания рассеянных элементов, за исключением Co, характерны для сфалерита. В сфалерите на содержания Au и Sb выше, чем в других сульфидах (см. рис. 2.4.2).

2.4.4. Второстепенные и редкие минералы. Ранее в трубах курильщиков северной части бассейна Манус встречены галенит и сульфосоли серебра и сурьмы, а также ангидрит [Лисицын и др., 1992; Шадлун и др., 1992; Леин и др., 1993; Богданов и др., 2006б]. В изученной нами многоканальной опал-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубе редкие минералы оптическим методом не обнаружены. Исключение представляет самородное золото, которое, по данным ЛА-ИСП-МС, встречается в опале и сфалерите.

2.4.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для сульфидов трубы рассчитаны следующие минерально-геохимические ассоциации: I(W+Ba) + II(U+Mn) + III(V+Ni+Tl) + IV(Pb+Mo+As+Hg) — V(Cd+Zn+Au+Sb) — Co — VI(Sn+Cu+Se) — Bi — VII(Ag—Fe) — Te. В начале корреляционного пути группируются элементы, принадлежащие к гидрогенной и низкотемпературной ассоциациям (I–III). Ассоциация, принадлежащая, вероятно, к иорданиту, содержит Mo, что свидетельствует о влиянии морской воды на формирование этой сульфосоли. Возможно, иорданит содержит Hg, однако, прямых доказательств этому нет, поскольку ми-

нерал, скорее всего, представлен нановключениями. Золото находится в одной ассоциации со сфалеритом (III). Как и во многих других курильщиках, устойчивой является ассоциация (VI), характерная для халькопирита. Корреляция Fe и Ag является результатом концентрирования Ag в колломорфном пирите.

2.4.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. На основании изложенного выше материала можно высказать некоторые соображения о процессах формирования гидротермальной залежи данного отрезка центра задугового спрединга. Геологическое положение исследованного гидротермального поля в северной части бассейна Манус во многом сходно с геологическим положением других участков активных спрединговых центров, в том числе и задуговых. Поле приурочено к осевой зоне, причем к ее приподнятому участку, который служит сводом неовулканической зоны и сложен молодыми вулканитами [Богданов и др., 2006б]. Физико-химические параметры флюидов и содержания в них химических элементов напоминают параметры гидротерм COX, сформированных на базальтовом основании, хотя и имеют и свои особенности. В первую очередь это касается низких содержаний Mg и умеренной кислотности (pH 4.2–4.9) растворов. Очевидно, что так же, как и в COX, основным реагентом, снижающим pH, являлся CO₂, а типичные магматические компоненты, дающие ультракислую реакцию, такие, как SO₂, HCl и HF существенного значения не имели. [Revees et al., 2011]. Появление незначительных концентраций барита и галенита указывает на то, что гидротермальные преобразования пород еще не достигли стадии существенного разложения полевых шпатов [Масленников, 2012]. Действительно, пониженные, по сравнению с океанской водой, отношения Na/Cl свидетельствуют о продолжающейся альбитизации известково-щелочных полевых шпатов [Revees et al., 2011].

Цинковая специализация сульфидных построек, вероятно, связана с недостаточно высокой температурой гидротермальных флюидов (<292–302°C). Предполагается, что халькопирит отложился в подповерхностных горизонтах гидротермального поля [Лисицын и др., 1990, 1992]. На поле не выявлено признаков фазовой сепарации гидротермальных флюидов, не подвергается сомнению и влияние аномального состава вулканитов задуговых бассейнов на состав гидротермальных рудопроявлений [Revees et al., 2011, Богданов и др., 2006б]. Эти данные подтверждаются результатами ЛА-ИСП-МС анализов в халькопирите, пирите и сфалерите (рис. 2.4.4–2.4.6).

Низкие содержания Se (11–30 г/т) в халькопирите указывают на то, что температуры гидротермальных флюидов не превышали 300°C [Auclair et al., 1987; Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015; Keith et al., 2016].

По содержаниям Se и Te халькопирит изученной трубы поля Венский Лес попадает на границу полей серых и бесцветных курильщиков (рис. 2.4.4). Не исключено, что на раннем этапе развития труба существовала как темно-серый курильщик, подобно тем, которые формируются неподалеку на поле Белая Башня [Богданов и др., 2006б]. По содержаниям Co и Sn в халькопирите изученные трубы приближаются к нижней границе поля, представляющего черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.

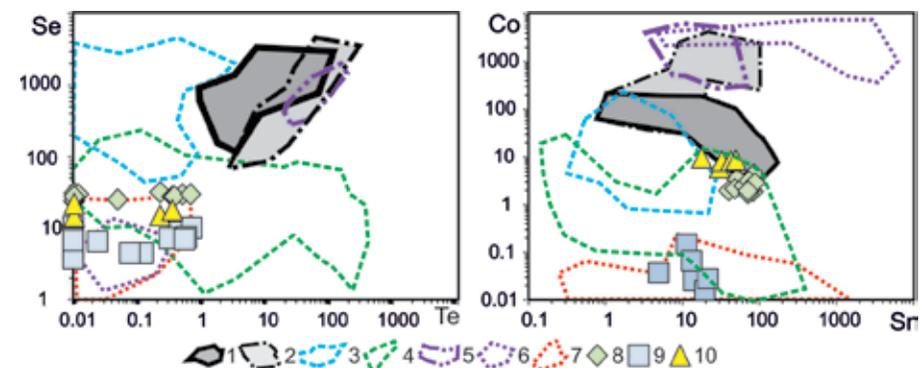


Рис. 2.4.4. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб полей Венский лес (Северный Манус) (8), Северный Лай (9) и Центральный Лай (10) в сравнении с халькопиритом современных курильщиков (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу.

Таблица 2.4.2

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту пирит-барит- халькопирит-сфалеритовой трубы (обр. МС-2255-17-1у) поля Венский Лес относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ag	Au	Sn	W	Cd	Zn	Cu	Fe	Ba	Pb	Mn
Черные	2.26	2.20	1.92	1.86	1.63	1.26	1.06	0.94	0.24	0.24	0.22
	Tl	Sb	U	Co	As	Se	Ni	Mo	Te	Bi	V
Серые	7.65	1.77	1.45	1.02	0.97	0.92	0.64	0.27	0.26	0.23	0.08
	Se	Ba	Tl	Mn	U	Te	As	Sb	Mo	Bi	V
	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.002	0.0009	0.0001	0

По сравнению с халькопиритом черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. халькопирит охарактеризованной трубы обеднен большинством химических элементов, что может быть признаком истощения рудогенерирующей гидротермальной системы (табл. 2.4.2).

Набор микроэлементов в колломорфном пирите почти такой же, что и в гетите, отличительной особенностью являются на порядок более высокие содержания Tl. Несмотря на то, что курильщики формировались на базальтовом основании, содержания Co в слагающем их колломорфном пирите

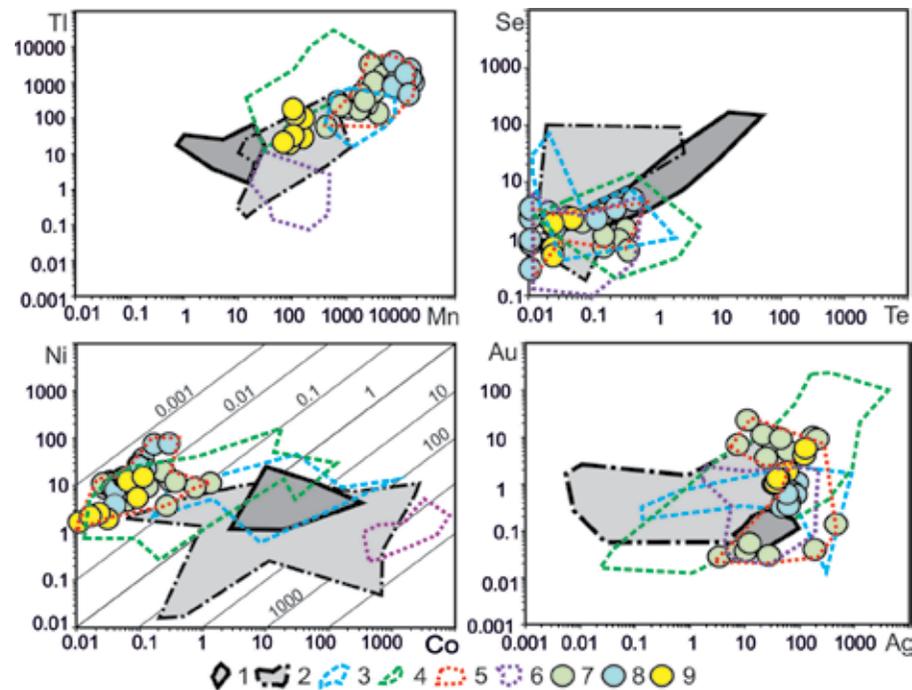


Рис. 2.4.5. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита диффузеров полей Венский Лес (7), Северный Лау (8) и Центральный Лау (9), сформированных на островодужных толетах, в сравнении с колломорфным пиритом современных курильщиков СОХ (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу.

те на несколько порядков ниже, чем в колломорфном пирите типичных черных курильщиков. Содержание Co (0.04–1.8 г/т) в изученном колломорфном пирите гораздо ниже содержаний Ni (5–19 г/т) (см. табл. 2.4.1). По содержаниям Co пирит приближается к пириту барит-сульфидных труб колчеданно-полиметаллических месторождений типа куроко. Не исключено, что гидротермальная система переходит из стадии разложения кобальтсодержащих фемических минералов в стадию разложения полевых шпатов. Об этом также свидетельствует появление барита, а также высокие содержания Pb (до 0.4 мас. %) и Tl (до 300–3500 г/т), которые могут быть индикаторами преобразования сиалического субстрата.

Колломорфный пирит изученной трубы характеризуется повышенными содержаниями Ba по сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 2.3.4). Это еще раз доказывает, этот курильщик формировался на стадии истощения рудогенерирующей гидротермальной системы.

Таблица 2.4.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно колломорфному пириту опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы (обр. МС-2255-17-1у) поля Венский Лес относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Ba	Tl	Pb	Mn	Zn	Ag	Cd	W	Ni	Sn
Au		As	Mo	V	U	Sb	Bi	Cu	Se	Te	Co
Серые	Ba	Sn	Ag	Pb	As	Zn	Mo	Cu	Te	Au	
	Tl	Cd	Se	Sb	V	Ni	Bi	W	Mn	U	Co

Сфалерит изученных труб-диффузеров поля Венский Лес относится к умеренно-железистой разновидности, содержащей небольшое количество микровкрапленности халькопирита: Fe (2–6 мас. %) и Cu (0.05–2 мас. %) (см. табл. 2.4.1). Содержания Cd сильно варьируют (0.07–0.9 мас. %). Некоторые зерна сфалерита в трубе-диффузере имеют варьирующие содержания Co (0.2–12 г/т) и Sn (1–52 г/т), попадающие в нижнее поле черных и серых курильщиков низкспредингового САХ (рис. 2.4.6).

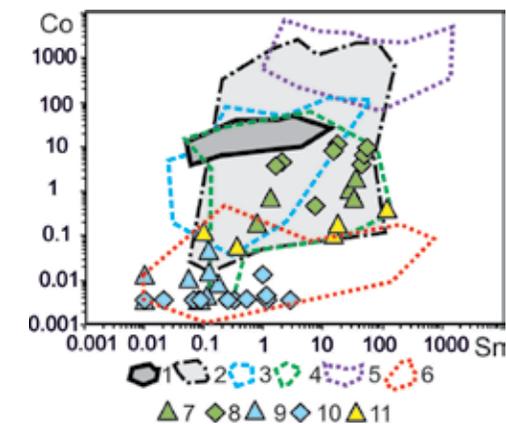


Рис. 2.4.6. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермальных полей: 7, 8 — Венский Лес (Северный Манус), 9, 10 — Северный Лау, 11 — Центральный Лау (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб); 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50'; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу.

Таблица 2.4.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту опал-пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы (обр. МС-2255-17-1у) поля Венский Лес относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Au	Sn	Mo	Tl	Cd	Mn	W	Cu	Fe	Ni		
Черные	13	13	6.10	3.27	2.84	1.57	1.05	0.96	0.69	0.64		
	Ba	Sb	Bi	Pb	Ag	Co	Se	V	As	U	Te	
	0.63	0.59	0.31	0.26	0.19	0.15	0.12	0.10	0.08	0.07	0.07	
Серые	Sn	Mo	Au	Cd	Mn	Ni	Cu	Fe	W	Sb		
	U	Te	Se	Pb	Co	As	Bi	Tl	Ag	V	Ba	
	0.30	0.20	0.12	0.10	0.09	0.08	0.06	0.06	0.06	0.03	0.02	

Некоторое количество химических элементов (Sn, Au) концентрировалось в сфалерите, вероятно, в средне-температурную стадию (табл. 2.4.4). Сочетание этих элементов противоречит различиям в физико-химических условиях их концентрирования в гидротермальном флюиде [Hannington et al., 1999]. Содержания остальных элементов относительно низкие, что подтверждает идею об истощенности рудогенерирующей гидротермальной системы или данного конкретного гидротермального источника.

2.5. Северный Лау

2.5.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле локализуется в северной части задугового бассейна Лау в 100 км от сопредельной энсиматической вулканической дуги Тонга, расположенной на границе Тихоокеанской и Индо-Аравийской плит (см. рис. 1.1). Первая плита по отношению ко второй движется почти строго на запад со скоростью 9 см/год. Скорость задугового спрединга оценивается в 8 см/год [Malahoff et al., 1982]. Район находится на северо-западной ветви тройного сочленения хребтов (King's triple junction). В поперечном разрезе через эту ветвь хорошо вырисовывается внутренний рифт шириной 9 км, ограниченный с обеих сторон сбросовыми уступами. Дно внутреннего рифта имеет форму пологого свода, постепенно поднимающегося к оси рифта на 300 м с глубины 2300 м до 2000 м. Минимальная глубина центра свода — 1950 м. Аналогичные своды в центральных частях рифта обычно фиксируют положение внутрикоревой магматической камеры. На вершине свода четко прослеживается узкая долина (осевой трог) шириной 250–300 м и глубиной 25–50 м. По своему положе-

нию и размерам она сопоставима с осевыми грабенами других районов Мировой рифтовой системы. В целом, данный отрезок спредингового центра находится на конструктивной стадии эволюции. Об этом свидетельствуют его простая сводообразная форма, отсутствие сильной расчлененности рельефа, развитие молодых базальтов со свежими стекловатыми корками закали. Наличие осевого трога, по-видимому, связано с явлениями обрушения кровли магматической камеры в результате ее частичного опустошения [Богданов и др., 2006б]. Гидротермальные проявления обнаружены внутри осевого трога [Лисицын и др., 1992]. Выделяются две зоны: главная центральная высокотемпературная и периферийная, в пределах которой развиты низкотемпературные отложения окисной фации.

2.5.2. Состав и строение сульфидных построек. В плане нижняя часть (цоколь) главной гидротермальной постройки имеет форму эллипса, вытянутого с севера на юг, длиной ~100 м, шириной ~30–50 м (рис. 2.5.1). Высота цоколя равна 20 м. В основании цоколя находятся обломки массивных сульфидов. Только в его центральной части обнаружены плитообразные сульфидные тела в коренном залегании. На верхней выровненной площадке цоколя имеется несколько конических построек. Высота большинства из них не превышает 1.5–2 м. Самая крупная из исследованных построек расположена в центре и возвышается над цоколем на 10 м. На ней находятся многочисленные трубы, каждая из которых служила каналом для разгружавшихся гидротермальных растворов. Современные выходы гидротермальных растворов нигде не обнаружены. В периферийной низкотемпературной зоне распространен рыхлый желтовато-оранжевый осадок, накапливающийся между базальтовыми подушками. Ширина области развития низкотемпературных отложений (смеси нонtronита и аморфных гидроксидов железа) — 100 м [Богданов и др. 2006б].

Сама постройка, по-видимому, образована многочисленными сросшимися вертикальными трубами, по которым к поверхности дна поднимались высокотемпературные гидротермальные растворы. В образцах обнаружены многочисленные флюидподводящие трубообразные каналы с типичной концентрически зональной текстурой окружающего их вещества. Содержание Cu в веществе постройки колеблется от 3.7 до 31.6 мас. % (среднее 18.5 мас. %). Доля халькопирита — основного минерального носителя этого элемента — составляет 20–87 мас. % от кристаллической фазы (в среднем 52 мас. %), остальные медьконцентрирующие минералы присутствуют в подчиненном количестве. Вещество этих образцов имеет преимущественно пирит-сфалерит-халькопиритовый состав. Основным Zn-концентрирующим минералом является сфалерит. Его содержание в пробах меняется от 2 до 53 мас. % (среднее 31 мас. %). Содержание Zn, по данным химического анализа, колеблется от 1.5 до 27.4 мас. % (среднее 13 мас. %). В целом, главными рудными минералами, слагающими сульфидную постройку, являются сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, второстепенными — вюртцит, борнит и ковеллин. Из нерудных минералов преобладает опал, в меньшей степени развит барит [Лисицын и др., 1992; Бортников и др., 1993]. Среди исследованных малых

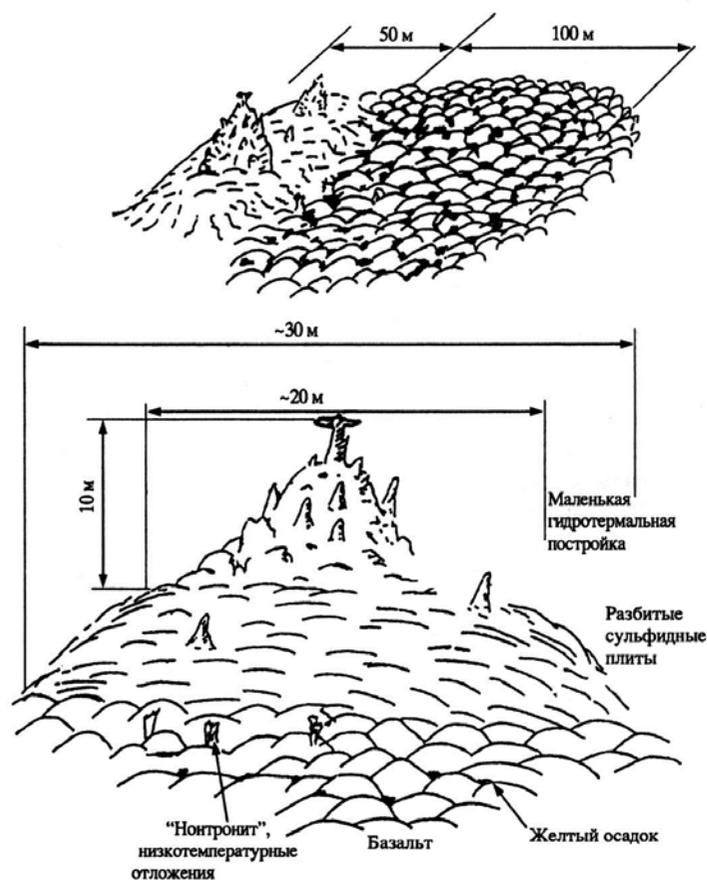


Рис. 2.5.1. Распределение разнотемпературных гидротермальных отложений на гидротермальном поле Северный Лау [Богданов, 2006б].

химических элементов такие элементы, как Mn, P, Pb, Cd, Ag, концентрируются в основном в гидротермальных отложениях, обогащенных сфалеритом, а In, Ni, Co — халькопиритом [Богданов и др., 2006б].

В небольшой постройке, расположенной на периферии цоколя, среди рудных минералов резко преобладает сфалерит. Концентрация Zn, по данным химического анализа, составляет 11.9–48.2 мас. % (среднее 29 мас. %). Содержания других сульфидных минералов (халькопирита и пирита) редко достигают 10 мас. %. Марказит встречен только в отложениях самой верхней части постройки, где в отдельных пробах его содержание повышается лишь до первых процентов. Из нерудных минералов в этих отложениях присутствует опал. Содержание SiO₂ в исследованных пробах составляет 20.43–51.43 мас. %. В самой верхней части постройки идентифицирован барит (1–13 мас. %). Исходя из набора минералов, слагающих гидротермальный материал постройки, можно предположить, что формирование

твердых фаз в ней происходило при более низких температурах, чем в пределах центральной постройки. Вещество периферийной постройки богаче Pb, Cd и Mn, но беднее In и Co [Богданов и др., 2006б].

Руды, слагающие цоколь, состоят из мелко- и тонкозернистых агрегатов сульфидов и нерудных минералов. Их пересекают крупные и мелкие, по-разному ориентированные каналы, вокруг которых концентрируются средне- и крупнозернистые, иногда зональные выделения сфалерита и халькопирита. Следует отметить присутствие в материале верхней части плиты элементной серы. Рудное вещество цоколя характеризуется медно-цинковой специализацией. Из малых элементов Cd показывает четкое сродство с Zn, а Co — с Cu. Максимальные содержания P, Ag и Si обнаружены в веществе периферийных частей плиты, а Pb — в самой нижней части центральной зоны и самой нижней части верхней слоистой зоны плиты [Богданов и др., 2006б].

2.5.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальной «корки-канала». Изученная нами халькопирит-пирит-сфалеритовая «корка-канал» (рис. 2.5.2а) отобрана Ю.А. Богдановым из верхней выровненной площадки цоколя в основании гидротермальной постройки (обр. 2226-3г). Корка имеет зональное строение, напоминающее по минеральной зональности трубу курильщика, хотя концентрическое распределение зон отсутствует.

Зона А. Наружная зона не имеет четких внешних границ, которые, возможно, были разрушены. В ее составе присутствуют располагающиеся хаотично фрагменты мелких почковидных агрегатов колломорфного пирита и более редких, также мелких выделений сфалерита (рис. 2.5.2б). Матриком им служит кварц, который при темнопольном изображении имеет белый цвет и зернистую структуру.

Зона В. Халькопирит образует узкую зону и присутствует в виде крупных кристаллов совместно с кристаллами сфалерита (рис. 2.5.2в). Кристаллы сфалерита и агрегаты из кристаллов в своем составе имеют прозрачный аналог (темно-бурый в темнопольном изображении) — низкожелезистый сфалерит или клейофан.

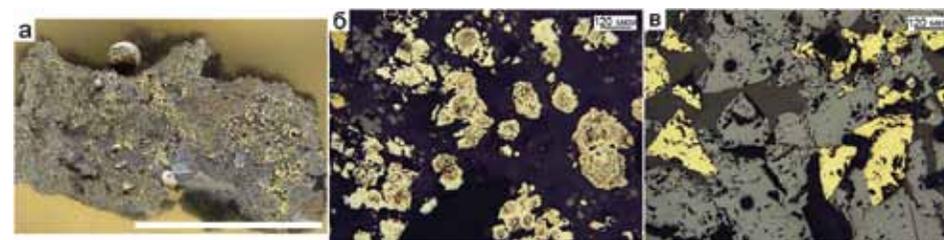


Рис. 2.5.2. Халькопирит-пирит-сфалеритовая гидротермальная многоканальная корка, поле Северный Лау, обр. ЛСМ-2226-3г: а — внешний вид корки с двумя крупными и несколькими мелкими каналами, запечатанными сфалеритом; б — колломорфный пирит обростает субгедральным пиритом-2 в сфалерит-опаловой цементирующей массе; в — на копьевидные кристаллы халькопирита выросли тетраэдры клейофана. а — полированный образец, б-в — отраженный свет.

Зона С. Осевая часть канала запечатана кристаллами вюртцита.

В целом, минералого-геохимическая зональность гидротермальной многоканальной корки обусловлена закономерным распределением сульфидов: колломорфный пирит (зона А) обогащен элементами гидрогенной (Mo, V, U) и низкотемпературной (Mn, Tl, Pb, Au, Ag) ассоциаций. По направлению внутрь крустификаций каналов содержания этих элементов сильно снижаются. Относительное повышение Se, Te и Sn при низких содержаниях отмечается в крустификационном халькопирите. Содержания Sb (до 748 г/т) существенно выше в клейофане, заполнившем осевые части каналов (табл. 2.5.1) многоканальной халькопирит-пирит-сфалеритовой гидротермальной корки (обр. ЛСМ-2226-3г.).

Таблица 2.5.1

Химический состав сульфидов многоканальной халькопирит-пирит-сфалеритовой гидротермальной корки, гидротермальное поле Северный Лау, обр. ЛСМ-2226-3г. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	А	15	13	9630	42.6	0.103	29	0.37	2.7	1213	2.3	312	60
		σ	20	3550	3.7	0.063	22	0.21	3.9	951	1.2	275	14
Py2	А	5	2.7	2484	45.2	0.016	1.5	0.01	0.5	942	0.8	78	1.6
		σ	1.5	537	0.3	0.016	2.8	0.02	0.5	308	0.6	85	2.1
Sph	А	10	0.2	300	0.6	0.012	0.1	0.09	66.0	133	1.9	9.2	12
		σ	0.1	145	0.1	0.014	0.2	0.17	0.00	414	1.2	8.4	33
Py3	В	2	3.3	4701	45.0	0.025	1.8	0.15	0.57	1130	1.0	87	12
Chp	В	16	0.07	4.4	31.5	0.021	0.10	33.29	0.12	0.3	6.3	0.06	19
		σ	0.07	1.5	0.2	0.035	0.13	0.27	0.01	0.3	1.8	0.08	1.9
Sph	С	10	0.12	356	0.8	0.005	0.05	0.16	65.9	267	2.6	4.8	13
		σ	0.12	159	0.3	0.003	0.04	0.15	0.2	815	1.7	2.5	34
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	А	15	24	0.11	42	0.08	1.3	0.31	0.46	1285	1417	0.002	0.48
		σ	21	0.11	33	0.12	0.28	0.35	0.19	893	890	0.003	0.86
Py2	А	5	1.8	0.03	2.5	0.06	0.10	0.31	0.04	95	1180	0.002	0.020
		σ	1.9	0.03	3.1	0.09	0.14	0.12	0.04	57	213	0.003	0.011
Sph	А	10	1840	0.08	200	0.08	0.46	0.08	0.02	1.9	194	0.007	0.003
		σ	608	0.05	536	0.12	1.03	0.23	0.04	5.5	588	0.007	0.003
Py3	В	2	7.2	0.03	5.3	0.02	0.21	0.16	0.14	363	2131	0.000	0.014
Chp	В	16	6.6	15	0.05	0.18	0.21	0.02	0.01	0.03	0.1	0.008	0.005
		σ	1.0	8.8	0.04	0.25	0.72	0.02	0.01	0.06	0.2	0.012	0.005
Sph	С	10	2780	0.7	214	0.03	0.04	0.39	0.02	0.02	183	0.002	0.0005
		σ	1049	0.8	314	0.05	0.05	1.21	0.02	0.03	488	0.003	0.0003

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 2.1.1.

2.5.4. Второстепенные и редкие минералы. В сульфидной постройке были обнаружены такие второстепенные минералы, как ковеллин и борнит [Лисицын, 1992б, Бортников и др., 1993]. Оптическими наблюдениями в изученной многоканальной корке редкие минералы не обнаружены. Причина этого — крайне низкие содержания химических элементов, обычно образующих редкие минералы. Судя по повышенным содержаниям Pb и Mn, возможна примесь тонкодисперсного галенита, гидроксидов марганца в колломорфном пирите. Локальные аномально высокие содержания Sb и Pb в клейофане могут свидетельствовать о присутствии нановключений тетраэдрита и галенита или иорданита.

2.5.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] по всей выборке сульфидов изученной корки-канала рассчитаны следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Mo+V) + II(Co+Ni) + III(Mn+Au+Tl) + IV(As+Pb+Ag+W) — V(Sb+Zn+Cd+Hg) — VI(Bi+Cu+ Sn+Se+Te) — VII(Fe+Ba+U). В начале корреляционного пути находится типичная гидрогенная ассоциация, указывающая на активное участие морской воды в процессах минералообразования. Вторая, третья, четвертая и седьмая ассоциации принадлежат колломорфному пириту, пятая — сфалериту, шестая — халькопириту.

2.5.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. В целом считается, что по минеральному и химическому составам гидротермальные рудопроявления поля Северный Лау не отличаются от отложений рифтов открытого океана [Богданов и др., 2006б]. Предполагается, что эта часть цоколя сульфидной постройки сформировалась в результате субгоризонтального перемещения высокотемпературного раствора под поверхность плиты, появившейся на более ранних этапах становления гидротермального поля и сложенной более низкотемпературными минеральными ассоциациями [Богданов и др., 2006б]. В связи с этим химизм изученных нами минералов имеет свои особенности, часть из которых характерна для бесцветных курильщиков и диффузеров СОХ. Это, прежде всего, касается низких содержаний Bi (до 0.01 г/т), Te (до 0.70 г/т) и Se (до 10 г/т) [Maslennikov et al., 2017] (см. табл. 2.5.1). По содержаниям Co и Sn в халькопирите многоканальные корки изученной постройки попадают в поле фигуративных точек диффузеров, сформированных на базальтах (см. рис. 2.4.6).

Обширный спектр микроэлементов во внешней части оболочки, как обычно для курильщиков и диффузеров, принадлежит колломорфному пириту: Mn, As, Mo, Ni, Au, Ba, Ag, Tl, U, V (табл. 2.5.1). Характерная особенность данного колломорфного пирита — максимально высокие содержания Mn и Tl и крайне низкие содержания Se и Te, значительно отличающие его от колломорфного пирита черных курильщиков и их диффузеров. Другая особенность — крайне низкие отношения Co/Ni (<0,1) не характерные для черных курильщиков (см. рис. 2.4.5). Еще одна особенность, отличающая его от колломорфного пирита черных курильщиков, — повышенные содержания Pb (153–1881 г/т) и W (0.10–0.51 г/т), характерные для всей наружной зоны (см. табл. 2.5.1).

Сфалерит имеет низкие содержания Co и Sn (см. рис. 2.4.6). В отличие от сфалерита и вюртцита типичных черных курильщиков и ассоциированных с ними диффузеров COX, сфалерит данной корки характеризуется единичными случаями ураганных концентраций As (1581 г/т), Sb (до 1710 г/т), Pb (1568 г/т) и W (1 г/т) (см. табл. 2.5.1). Таким образом, по химическому составу сульфиды многоканальных гидротермальных корок, отобранных из цоколя гидротермальных построек поля Северный Лау, все-таки отличаются от отложений рифтов открытого океана.

2.6. Центральный Лау

2.6.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле Центральный Лау, локализующееся в центральной части задугового бассейна Лау, наиболее удалено на запад от осевой части энсиматической вулканической дуги Тонга более чем на 150 км (см. рис. 1.1). В районе гидротермального поля имеется перекрытие (оверлеппинг) двух ветвей спредингового хребта (восточной и западной) [Parson et al., 1990]. Внутренний рифт обрамлен невысокими уступами (100–200 м). Ширина полосы между первыми сбросовыми уступами составляет 25–25 км. В центральной части рифта протягивается обширный пологий вулканический хребет, гребень которого находится на глубине 2250 м, а подошва на глубине 2600–2700 м. Ширина этого хребта составляет 15 км. На вершине хребта обнаружены очень молодые базальты с черной блестящей стекловатой коркой закалки. На поверхности вулкаников практически отсутствует даже рыхлый осадочный осадок. На самой вершине хребта встречена цепочка лавовых колодцев — остатков прежних лавовых озер. На дне колодцев, глубина которых достигает 5–6 м, обнаружены активные сульфидные гидротермальные постройки. Они покоятся на цоколе, сложенном обломками базальтов и массивных сульфидных отложений [Богданов и др., 2006б].

2.6.2. Состав и строение гидротермальных построек. На гидротермальном поле Центральный Лау изучено несколько столбообразных конусовидных построек, иногда имеющих форму заточенного карандаша или шпиля [Бортников и др., 1993; Богданов и др., 2006б]. Высота столбов порой достигает 10 м при диаметре у основания 2–3 м (рис. 2.6.1). Все постройки активны и характеризуются в основном диффузным истечением высокотемпературных растворов из вершин спиелей. В верхней части крупной (8 м высотой) постройки Сахарная голова доминируют ангидрит и опал, содержащие редкую (15 %) вкрапленность сульфидов. Во внутренней части постройки нарастает количество пирротина (7–22 %), халькопирита (1–2 %, присутствует пирит (5–11 %)). Другая постройка, названная Рыжая леди, сложена в основном сфалеритом (59 %), ангидритом (21 %), марказитом и пиритом (17 %) при незначительном количестве вюртцита (2.6 %) и пирротина (1 %). В этих постройках встречается

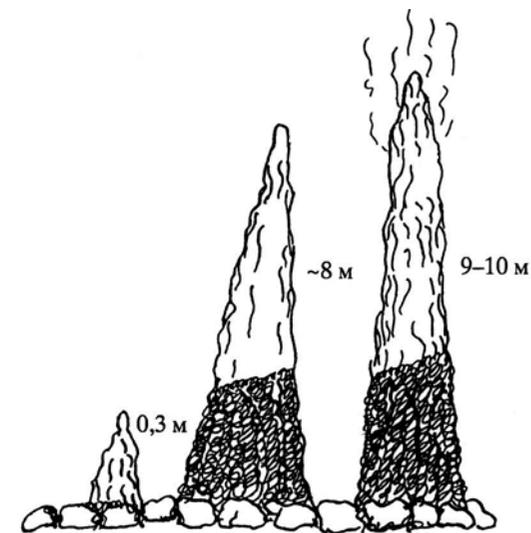


Рис. 2.6.1. Схема опробования гидротермальных построек на полигоне Центральный Лау [Богданов и др., 2006б].

изокубанит с характерной решетчатой структурой ламелей халькопирита [Бортников и др., 1993].

Наиболее изученной оказалась небольшая конусовидная постройка, представляющая собой конус высотой 33 см и диаметром у основания ~20 см (обр. 2231–10). Она в основном состоит из сфалерита (до 73–85 %), пирротина (до 51–69 %) при подчиненном количестве марказита и пирита (до 5 %) и при незначительном количестве опала, вюртцита (1–5 %) и халькопирита (до 5–7 %) [Богданов и др., 2006а]. В большинстве случаев по данным ЛА-ИСП-МС халькопирит рассчитывается на формулу изокубанита. Участками значительно развит лимонит.

2.6.3. Минеральная и химическая зональность трубы. В поперечном сечении видно, что маленькая пористая лимонит-сфалерит-марказит-пиритовая конусовидная постройка в осевой части включает зональную запечатанную трубку (рис. 2.6.2а).

Зона А. Присутствие колломорфного пирита в виде слоев из пористых почковидных агрегатов наблюдается лишь местами (рис. 2.6.2б).

Фрагменты колломорфного пирита встречаются на различных участках трубки. В подзоне А2 рассеяны скопления мелкозернистого марказита, ассоциирующие с почковидными агрегатами сфалерита, заключенными в гетитовый матрикс (рис. 2.6.2г). Гораздо реже присутствует вюртцит, представленный отдельными идиоморфными зернами. Иногда в нем наблюдаются эмульсиевидные вкрапленники халькопирита и изокубанита. В подзоне А3 концентрируются многочисленные хаотично расположенные таблитчатые кристаллы пирротина, чаще всего уже замещенные гетитом и окаймленные

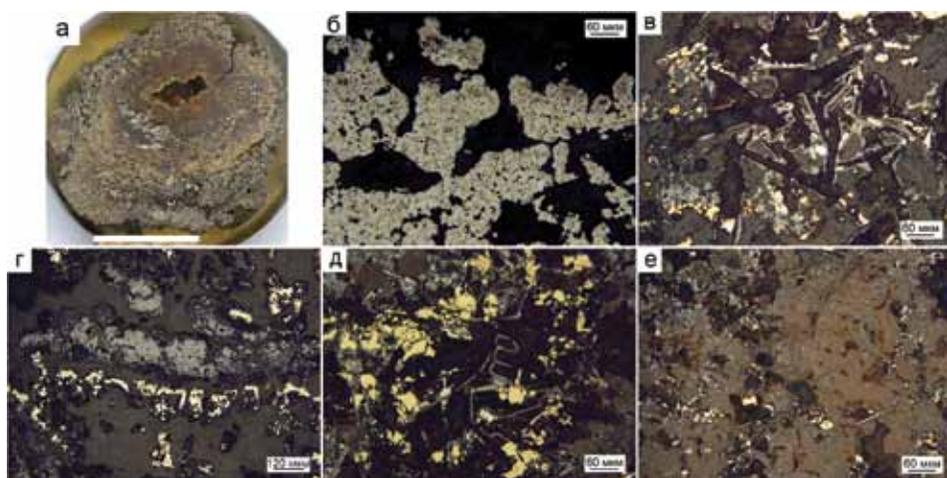


Рис. 2.6.2. Пирротин-халькопирит-сфалерит-лимонитовая трубка, гидротермальное поле Центральное Лау, обр. ЛЦМ-2231-10А-В: а — внешний вид трубки; б — фрагменты почковидных выделений колломорфного пиррита оболочки; в — удлиненные кристаллы пирротина, замещенные гетитом и окаймленные сфалеритом, в оболочке; г — прослой почковидного сфалерита и пирита в опал-гетитовом матриксе оболочки; д — совместные скопления зерен халькопирита и замещенного гетитом пирротина в опал-лимонитовом цементе стенки трубки; е — лимонит почковидный с мелкой вкрапленностью халькопирита и тонких пластинчатых кристаллов пирротина (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

сфалеритом (рис. 2.6.2д). Изредка встречаются субгедральные кристаллы пирита, сцементированные опалом.

Зона В. Изокубанит, образующий скопления кристаллов, не показывает решетчатого строения, характерного для ПТР. В агрегатах изокубанита наблюдаются одиночные включения пластинчатых кристаллов пирротина, часть из которых полностью растворена и определяется лишь по реликтовым контурам кристаллов, подчеркиваемым каймами сфалерита (рис. 2.6.2д). Цементом им служит гетит и опал (красновато-бурый материал в темнопольном изображении).

Зона С. Осевая часть канала заполнена почковидным лимонитом, в котором изредка встречаются тонкие пластинки пирротина и мелкая вкрапленность халькопирита (рис. 2.6.2е).

Методом ЛА-ИСП-МС по профилю определена химическая зональность стенки поперечного среза трубки (рис. 2.6.2, см. табл. 2.6.1)

В зоне А сконцентрирована значительная часть элементов среднетемпературной (As, Pb, Ag, Sb), низкотемпературной (Mn, Tl, Ba) и гидрогенной (V, U, Mo, W, Ni) ассоциаций (см. табл. 2.6.1). Элементы-примеси гидрогенной ассоциации в основном локализуются в лимоните оболочки трубки. Гетит содержит в своем составе примесь Zn (до 8 мас. %) за счет реликтовых микровключений сфалерита. Рассеянные элементы присутствуют в нем в том или ином количестве, но наибольшая концентрация характерна для Ba (до 35 г/т), Bi (до 0.011 г/т), Ni (до 10 г/т), V (до 30 г/т), Te (до 0.13 г/т) (см. табл. 2.6.1). Максимальные содержания Bi и Te характерны как для гетита

Таблица 2.6.1

Химический состав сульфидов халькопирит-пирит-сфалерит-баритовой многоканальной трубы, Поле Центральное Лау, обр. ЛЦМ-2231-10А-В. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Гетит		4	16	68	57.0	0.3	13.6	0.08	5.9	438	2.2	63	47
		σ	17	48	2.3	0.2	7.4	0.05	2.4	208	0.2	11	28
Py1	A1	11	0.7	94	46.3	0.1	5.3	0.07	0.6	142	0.7	63	58
		σ	0.3	39	0.5	0.0	4.7	0.06	0.2	89	0.7	31	39
Ms	A2	8	1.1	35	45.3	0.7	2.9	0.01	1.6	642	0.5	62	19
		σ	1.0	13	1.3	0.6	1.5	0.00	1.2	405	0.8	21	6.8
Sph	A2	5	4.1	110	10.9	0.2	0.2	0.34	55.7	44	1.8	3.5	221
		σ	9.1	20	5.3	0.1	0.2	0.19	5.2	28	1.9	5.1	221
Po+Sph	A3	4	25	50	49.4	1.3	0.5	3.1	11.0	3	8.0	24	58
Py3	A3	3	3	23	44.8	2.7	3.9	0.01	2.0	327	1.4	71	10
		σ	46	15	6.4	1.1	0.2	3.8	6.4	4	5.7	13	43
Iss	B	5	0.04	23	40.8	7.9	2.2	22.7	1.5	0.9	17	0.1	254
		σ	0.5	2.9	1.8	3.7	1.3	0.01	1.8	293	1.2	9.4	8.3
Гетит	C	2	660	10	58.8	1.1	3.2	0.0	3.9	2.9	1.6	16	0.3
		σ	0.02	2	0.2	1.4	4.1	0.4	0.2	1.7	3.0	0.1	14
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Гетит		4	726	5.1	5.4	0.125	20	0.020	1.5	15	640	0.012	0.283
		σ	349	0.7	0.4	0.116	18	0.005	1.0	3.0	154	0.000	0.171
Py1	A1	11	61	2.3	4.0	0.032	0.8	0.194	1.9	66	571	0.001	0.838
		σ	65	3.4	5.5	0.020	0.9	0.151	1.5	60	435	0.001	0.645
Ms	A2	8	53	1.4	3.4	0.024	1.7	0.082	1.0	54	657	0.001	0.054
		σ	72	1.2	2.4	0.010	1.5	0.058	0.4	24	532	0.001	0.082
Sph	A2	5	5091	29	60	0.020	1.0	0.005	0.6	0.1	334	0.017	0.008
		σ	1961	47	50	0.000	0.6	0.004	0.2	0.1	256	0.031	0.012
Po+Sph	A3	4	827	9.2	2.1	0.079	5.1	0.008	0.5	0.5	269	0.005	0.016
Py3	A3	3	541	10	2.9	0.105	6.4	0.013	0.5	0.2	180	0.003	0.014
		σ	159	2.0	1.5	0.065	0.4	0.010	0.5	41	438	0.001	0.022
Iss	B		198	1.1	1.1	0.078	0.3	0.007	0.4	14	263	0.001	0.013
		5	140	33	0.06	0.126	1.8	0.005	0.21	0.02	0.3	0.001	0.002
Гетит	C		41	12	0.05	0.151	3.1	0.008	0.06	0.02	0.5	0.002	0.002
		2	62	0.6	0.21	0.149	1.3	0.042	0.00	0.06	2.6	0.015	0.032

Примечание. Условные обозначения см. табл. 2.1.1.

канала, так и оболочки. Ураганные концентрации V (до 695 г/т) обнаружены в гетите канала. Однако U и V концентрируются и в колломорфном пирите.

Выделены две разновидности пирита: колломорфная (в подзоне А1) и эвгедральная (в подзоне А3). Каждая разновидность характеризуется своими химическими особенностями, отражающими условия минералообразования. Колломорфный пирит обогащен химическими элементами низкотемпературной ассоциации: Mn (56–155 г/т), Tl (20–134 г/т), Au (0.9–5.3 г/т), Ag (18–128 г/т), Pb (164–1077 г/т) (см. табл. 2.6.1). Значительное место в колломорфном пирите занимают элементы водородной ассоциации: Ni (1.7–1.4 г/т), U (0.3–1.8 г/т), W (0.03–0.53 г/т) и V (0.27–1.08 г/т). Возможно, Mo (40–114 г/т) относится как к водородной, так и к средне-низкотемпературной ассоциации. Следует отметить крайне низкие содержания элементов высокотемпературной ассоциации таких, как Se (0.1–2.3 г/т), Te (< 0.07 г/т) и Co (0.01–0.1 г/т). Содержания U, V, Mn, Ag, Ni, Au, Tl и W убывают от подзоны А1 к подзоне А3 по мере нарастания кристалличности дисульфидов железа. Повышенные содержания Cd и Mn в этой же подзоне отражают изоморфное вхождение этих элементов в структуру сфалерита. Аномально высокие содержания As и Tl в подзоне А2 связаны с появлением марказита — обычного концентратора этих химических элементов. В марказите, по сравнению с колломорфным пиритом, содержится значительно больше As (281–1338 г/т) и Tl (32–82 г/т), что типично для этого минерала (см. табл. 2.6.1). Повышенные содержания Zn (0.1–3.7 мас. %) и Pb (194–1673 г/т) появляются, возможно, за счет микровключений сфалерита, обычно ассоциирующего с галенитом в подзоне А2. В марказите обнаруживаются ощутимые количества V (0.3–3.1 г/т). Содержания других элементов-примесей невысокие.

Неожиданным явилось появление в подзоне А3 повышенных содержаний Ba. Вероятно, барит наряду с ангидритом и опалом формировался на начальной стадии роста трубки совместно с отлагавшимися моносulfидами железа, раскристаллизовавшимся затем в таблички гексагонального пирротина.

Интересно, что при общих низких содержаниях Bi этот химический элемент, обычно входящий в средне-высокотемпературную ассоциацию, концентрируется в наиболее внешней части экстерьера трубки — в гетите. Очевидна двойственная природа Bi, который, вероятно, накапливается при гальмиролизе сульфидов. Содержания Se, Sn и Co постепенно возрастают по направлению к внутренней части трубки. Особенно высокими содержаниями Se отличается пирротин, развитый в подзоне А3. При этом содержания Se, Sn, Co и, иногда Te достигают максимума в изокубанитовой крустификации канала трубки (см. табл. 2.6.1). Обычно эти элементы относятся к высокотемпературной ассоциации. Очевидно, их повышение означает увеличение температуры минералообразования. Об этом же само по себе может свидетельствовать появление изокубанита, устойчивого в высокотемпературных восстановительных условиях [Бортников и др., 1993]. По данным ЛА-ИСП-МС для изокубанита характерны повышенные, по сравнению с другими сульфидами, концентрации таких элементов, как

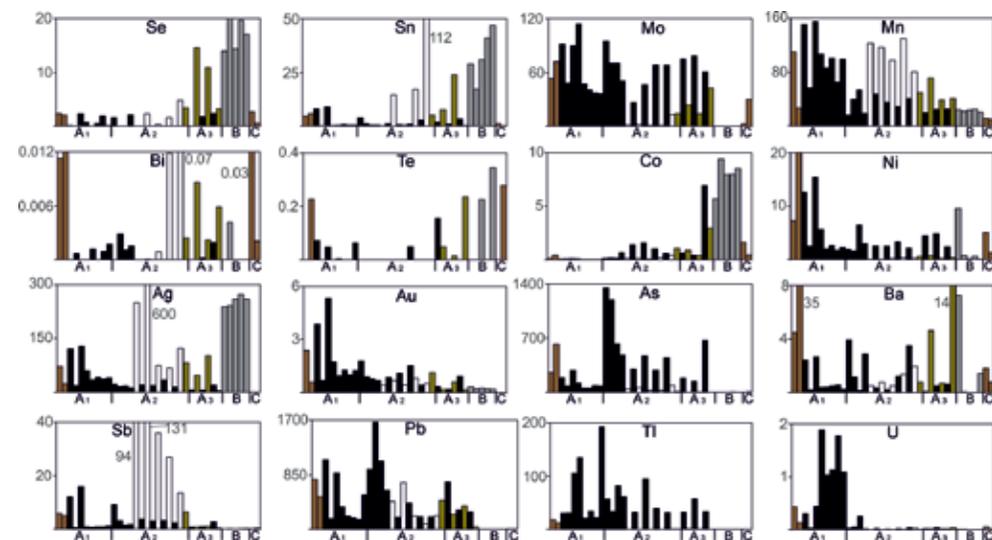


Рис. 2.6.3. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам халькопирит-пирит-сфалерит-баритовой многоканальной трубы по данным ЛА-ИСП-МС анализа, гидротермальное поле Центральное Лая, обр. ЛЦМ-2231-10А-В. Оранжевое — гетит, черное — пирит, серое — изокубанит, болотно-зеленое — пирротин, белое — сфалерит.

Se (11–10 г/т), Sn (17–47 г/т), Co (6–9 г/т) и Ag (110–173 г/т). По данным рентгеноспектрального микроанализа, содержания Ag в изокубаните достигают 0.7–1 мас. % [Бортников и др., 1993], что согласуется с нашими данными ЛА-ИСП-МС.

Интересно, что с этим же максимумом связано необычно резкое повышение содержаний Ag, сопоставимое с содержаниями в сфалерите подзоны А2. В осевом канале, заполненном лимонитом, наблюдаются минимальные содержания большинства элементов-примесей, за исключением V (см. табл. 2.6.1).

2.6.4. Второстепенные и редкие минералы. Оптическое и электронно-микроскопическое изучение трубки не позволило выявить каких-либо аксессуарных минералов. В подзоне А2 в сфалерите сильно варьируют содержания Ag, Pb, As и Sb, вероятно, за счет нановключений сурьмяных сульфосолей серебра и свинца или минералов галенит-тетраэдритового парагенезиса.

2.6.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] по сульфидам трубки получены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn+Hg) + II(Bi+Sn) + III(Se+Cu+Co) + IV(Ag+Sb) + V(Mn+Au+Ni) + VI(Mo+Tl+W+U) — Fe — VII(As+Pb) — VIII(Ba+V+Te). Первая ассоциация относится к сфалериту, вторая и третья — к изокубаниту. Остальные ассоциации, вероятно, связаны

с колломорфным пиритом, содержащим в основном элементы гидрогенной и низкотемпературной групп. Корреляция Sb и Ag, скорее всего, объясняется нановключениями серебросодержащего сурьмянистого галенита или сульфосолей Pb–Ag–Sb–S. Эти, как правило, среднетемпературные минералы нередко встречаются в сфалерите курильщиков других гидротермальных полей задуговых бассейнов Лау и Манус [Шадлун и др., 1992]. Прямо пропорциональная зависимость содержаний Pb и As, с одной стороны, может отражать галенит-теннатитовый парагенезис, с другой — фиксировать присутствие иорданита — типичного акцессорного минерала труб этого типа.

2.6.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Гидротермальное поле Центральный Лау находится в развитой дистальной части задугового бассейна, залегает на молодых базальтах типа срединно-океанических хребтов. На поле наиболее активна разгрузка на конусовидных вершинах высокотемпературных гидротермальных растворов [Богданов и др., 2006б]. Судя по шпилевидной форме, трубы находятся на диффузной стадии развития. В отличие от серых курильщиков Восточного Мануса в трубах, кроме доминирующих сульфидов цинка, присутствуют ангидрит, пирротин и изокубанит [Бортников, 1993]. Установлена последовательность минералообразования, которая характерна для многих гидротермальных полей Мировой рифтовой системы Богданов и др., 2006б].

Изокубанит относится к цинковистой разновидности [Бортников и др., 1993], аналогичной той, которая обнаружена в курильщиках колчеданных месторождений уральского типа [Масленникова, Масленников, 2007]. Такая разновидность крайне редко встречается в черных курильщиках СОХ. По данным ЛА-ИСП-МС, в *изокубаните* изученного курильщика поля Центральный Лау содержания Se и Co гораздо ниже, чем в халькопирите и изокубаните типичных черных курильщиков СОХ (см. рис. 2.4.4). Невысокие содержания этих элементов более характерны для серых и бесцветных курильщиков или диффузеров [Maslennikov et al., 2017]. Важное отличие от диффузеров — аномальные содержания Ag (110–173 г/т), указывающие на дефицит S²⁻ в минералообразующих флюидах. Повышенные содержания Ag при пониженных содержаниях Co — характерная черта халькопирита серых и некоторых бесцветных курильщиков.

При формировании пиритовой оболочки большинство гидрогенных элементов фиксировалось на поверхности слоев окислившихся моносульфидов железа [Butler, Nesbitt, 1999], ция.

Пирротин характеризуется значительными вариациями состава — от троилита до пирротина с содержанием 45 ат. % Fe [Бортников и др., 1993]. По данным ЛА-ИСП-МС, зерна пирротина содержат много Zn (5–18 мас. %), Cu (0.06–1.5 мас. %) и Pb (34–447 г/т) и обеднены большинством элементов-примесей, включая типичные для него Co (0.4–2.9 г/т), Ni (0.2–0.8 г/т) и Se (3–14 г/т) (см. табл. 2.6.1). Очевидно, значительная часть цинка связана с тонкой вкрапленностью сфалерита. Рентгеноспектральным анализом ра-

нее удалось проанализировать бесцинковистые разновидности пирротина [Бортников и др., 1993].

В отличие от клейофана корок-каналов постройки на поле Северный Лау, сфалерит, слагающий курильщик поля Центральный Лау, относится к высокожелезистой разновидности [Бортников и др., 1993]. В вюртците содержания FeS изменяются от 8 до 33 мол. %. Сильно варьирующие содержания Sn (до 0.1–112 г/т) свидетельствуют о колебаниях окислительно-восстановительных условий минералообразования. Следует отметить, что повышенные содержания Sn характерны для разновидностей сфалерита, наиболее обогащенных Fe. По соотношениям Co и Sn фигуративные точки сфалерита поля Центральный Лау тяготеют к границе полей серых и бесцветных курильщиков (см. рис. 2.4.5).

Черные курильщики встречены на нескольких гидротермальных полях, среди которых поля вулканов Ту Бразерс [de Ronde et al., 2011; Суийо [Magumo et al., 2008] и Пакманус [Binns, Scott, 1993] располагаются на кислых вулканитах. Однако на самом деле черные курильщики оказались темно-серыми или серыми курильщиками. Серые гидротермальные дымы в отличие от черных дымов курильщиков, образованных в основном частичками пирротина [Van Damm, 1990], поставляют пирит, сфалерит, опал и барит [Moos, Scott, 2001]. Пирротин в темно-серых курильщиках встречается крайне редко. Обычно трубы, как черных, так и темно-серых курильщиков, обогащены халькопиритом при подчиненном количестве сфалерита, пирита и марказита. Индикаторными минералами для черных курильщиков СОХ, кроме пирротина, являются высокожелезистый сфалерит или вюртцит и минералы группы изокубанита. Для серых и бесцветных островодужных курильщиков характерно присутствие низкожелезистого сфалерита, обилие барита и сульфосолей. По этому признаку они напоминают серые курильщики горячих точек. В отличие от типичных черных курильщиков СОХ, характеризующихся скудным минеральным составом, темно-серые курильщики содержат богатый спектр редких минералов, среди которых иногда в значительных количествах встречаются разнообразные теллуриды, самородный теллур, самородное золото, реальгар, аурипигмент, галенит, теннантит-тетраэдрит, иорданит и энаргит [de Ronde et al., 2011; Berkenbosch et al., 2012; Dekov et al., 2013; Maslennikov et al., 2017 и др.].

Другое важное отличие серых курильщиков от черных — пониженные содержания Se (10–100 г/т, реже более). С одной стороны, это может указывать на менее высокие температуры формирования серых курильщиков, с другой — на большую окисленность гидротермальных флюидов по сравнению с флюидами, формирующими черные курильщики СОХ [Auclair et al., 1987]. Курильщики, формирующиеся на кислых вулканитах, как минимум подразделяются на две разновидности. Первая обогащена теллуридами, вторая — сульфосолями, галенитом, сфалеритом и баритом. Пердпола-

гаются вклад магматической SO_2 в формирование серых курильщиков первой разновидности. Вторая разновидность, сформировалась в средне-температурных условиях близких к условиям формирования почти белых (светло-серых) и бесцветных курильщиков.

Вместе с тем в дистальных частях задуговых бассейнов, например, бассейна Лау, встречаются трубы черных курильщиков, по присутствию пирротина, высокожелезистого сфалерита и изокубанита напоминающие черные курильщики СОХ [Бортников и др., 1993; Богданов и др., 2006б]. Об этом же свидетельствует минеральный состав в изученном нами микрокурильщике из поля Центральный Лау. Однако содержания Se в изученном нами микрокурильщике оказались такими же низкими, как в изокубаните серых курильщиков СОХ и островодужных бассейнов. Вероятно, низкие содержания Se связаны с кондуктивным остыванием микрокурильщика, что характерно и для бесцветных микрокурильщиков СОХ.

В целом, серые курильщики Западной Пацифики являются близкими аналогами курильщиков древних колчеданных месторождений Хокуроко и Понтид, а также курильщиков золото-колчеданных месторождений баймакского типа на Урале, [Масленников и др., 2010].

Черные курильщики поля Джейд, подстилаемые не только вулканитами, но органогенными илами, по условиям формирования близки некоторым месторождениям Рудного Алтая (Николаевское) и Урала (Сафьяновское) [Maslennikov et al., 2017].

ГЛАВА 3

Современные курильщики гидротермальных полей океанических рифтов Атлантического океана

Срединно-Атлантический хребет представляет собой медленноспрединговый рифт, разделяющий Атлантический океан на две половины. Вдоль осевой части мощность коры варьирует от 6 до 12 км. Поперечными трансформными разломами дно Атлантики разбито на ряд сегментов, среди которых наиболее известны: Гренландский, Лабрадорско-Британский, Ньюфаундлендский, Центральный, Экваториальный, Южный и Приантарктический.

Рифтовая долина, маркирующая осевую зону САХ на большей части его протяжения, отличается значительным разнообразием морфологических и морфометрических характеристик. Относительная глубина долины колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров, общая ширина изменяется от 10 до 40 км, а ширина дна от 1 до 25 км [Краснов и др., 1992]. Дно рифтовой долины образуют экстррузивные гряды и хребты, цепочки отдельных конусов, изолированные, вулканические постройки, лавовые поля различных форм и размеров, нередко перекрытые осадочными отложениями. Положение гидротермальных полей контролируется сегментами, имеющими протяженность, соответственно, 50 или 10–20 км, ограниченными нетрансформными смещениями. В каждом из сегментов сформирована обособленная магматическая камера, служившая источником магматических извержений и последующей гидротермальной деятельности.

Большинство центров гидротермальной активности рассредоточено вдоль хребта. Однако основная их часть установлена в интервале $15\text{--}38^\circ$ с.ш., где сосредоточены наиболее крупные рудные объекты. Девять из них представлены действующими и разрушенными гидротермальными постройками «Логачев» ($14^\circ 45'$ с.ш.), «Снейк Пит» ($23^\circ 00'$ с.ш.), «Рейнбоу» ($36^\circ 13'$ с.ш.), «ТАГ», «Брокен Спур» ($29^\circ 00'$ с.ш.), «Лаки Страйк» ($37^\circ 18'$ с.ш.), «Семено» ($13^\circ 30'$ с.ш.), «Ашадзе» ($13^\circ 00'$ с.ш.) и «Менез Гвен» ($37^\circ 50'$ с.ш.) (рис. 3.1). Медленный спрединг срединного хребта Атлантики способствует формированию крупных рудных залежей. Рудные залежи локализуются как в экстррузивных зонах в пределах широкого днища рифтовой долины, так и на структурных террасах в зонах краевых разломов на участках пересечения рифтов локальными поперечными разломами.

Срединно-Атлантический хребет сложен разнообразными породами: толеитовыми высокомагнезиальными базальтами, долеритами, габбро, серпентинизированными гипербазитами, а также амфиболитами, метабазитами.

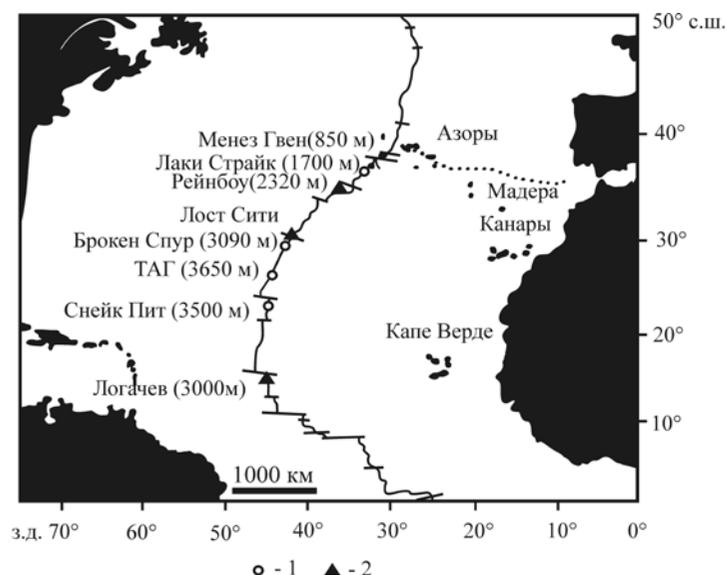


Рис. 3.1. Положение описанных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта [Богданов и др., 2006б]: 1 — «осевые» гидротермальные циркуляционные системы; 2 — глубинные гидротермальные циркуляционные системы.

Вулканогенные комплексы осевой части САХ относятся к базальт-ферробазальтовому комплексу, в котором преобладают подушечные лавы, массивные потоки, сопровождающиеся силлами и дайками долеритов. В Атлантическом океане значительно более медленное раздвижение плит способствует гидратации океанической коры и проявлению магматической дифференциации, начиная с родоначального очага и кончая близповерхностными промежуточными камерами. Дифференциация достигает стадии формирования плагиигранитов-тродьемитов [например, Силантьев и др., 2010].

3.1. Рейнбоу

3.1.1. Геологическая позиция. Поле Рейнбоу расположено вблизи зоны пересечения спредингового хребта с нетрансформным смещением оси рифта [German et al., 1996; Fouquet et al., 1997]. Внутренний рифт образован структурными элементами, типичными для рифтов низкоспрединговых хребтов. Рифтовая долина шириной у подножий склонов 12 км обрамлена нормальными краевыми тектоническими уступами ступенчатого характера. На крутых частях ступенек на поверхности обнажаются экструзивные базальты, «срезанные» тектоническими сбросами. На пологих участках базальты перекрыты рыхлыми карбонатными пелагическими осадками. Дно рифтовой долины также покрыто донными

осадками, причем их мощность уменьшается от периферии к центру внутреннего рифта.

В центральной части рифтовой долины, вблизи пересечения рифта с нетрансформным смещением, имеется осевое поднятие, простирание которого совпадает с рифтовым. Осевая трещина рифта, возникшая в результате раздвижения литосферных плит, заполнялась не новыми порциями вулканического материала, а серпентинитами, выжимавшимися из нижних слоев океанической коры, верхних слоев мантии. Поднятие не является конструктивным вулканическим образованием, как в других отрезках Мировой рифтовой системы, а сформировано серпентинитовой протрузией [Fouquet et al., 1997; Parson et al., 1997]. На западном склоне этого осевого поднятия и расположено поле Рейнбоу.

В 1 км к востоку от гидротермального поля на вершине хребта Рейнбоу наряду с серпентинитами и серпентинизированными ультрабазитами обнаружены молодые в разной степени измененные породы океанической коры, включающие габбро, диабазы и базальты. В пределах гидротермального поля серпентиниты перекрыты маломощным (несколько сантиметров) прерывистым чехлом металлоносных осадков. К подножию осевого поднятия их мощность увеличивается до нескольких метров [Богданов и др., 2006б].

Гидротермальное поле Рейнбоу вытянуто в широтном направлении. Его протяженность с запада на восток — 250 м, с севера на юг — 60 м. В пределах поля встречено более 10 активных и множество реликтовых пространственно разделенных гидротермальных построек, на которых поверхностные гидротермальные отложения отсутствуют, а на поверхности дна обнажаются серпентиниты.

3.1.2. Типы и состав сульфидных построек. По форме выделяются несколько типов гидротермальных образований [Богданов и др., 1999].

К постройкам *первого* типа относятся активные и реликтовые гидротермальные трубы высотой от 0.2 до 2.0 м и диаметром у оснований наиболее высоких труб до 0.2 м. По непосредственным наблюдениям, скорость роста гидротермальных труб составляет 2–5 м в год [Богданов, 1997]. Часто трубы сгруппированы, иногда вытянуты в цепочки широтного простирания длиной до 10–15 м. За счет энергичного струйного поступления флюидов каналы большинства труб полые, ребристость труб продольная. Иногда в близком соседстве можно наблюдать трубы белых и черных активных курильщиков в ассоциации с неактивными трубами (рис. 3.1.1).

Белые курильщики не только извергают почти белый дым, но и сложены белыми агрегатами ангидрита. Поверхность черных курильщиков, как правило, черная, либо покрыта желтой охристой пленкой. Цвет дыма меняется от черного до серого. Очевидно, по цвету гидротермальных плюмов черные и белые курильщики образуют непрерывный ряд. Очень часто во фрагментах черных курильщиков обнаруживаются срастания нескольких полых трубок, окруженных ангидрит-дигенит-борнитовыми агрегатами. Стенки каналов последовательно обрастают халькопиритом и минералами группы «изокубанита» или ПТР (рис. 3.1.2).



Рис. 3.1.1. Тесное соседство белого и черного неактивного (рыжий) курильщиков. Гидротермальное поле Рейнбоу.

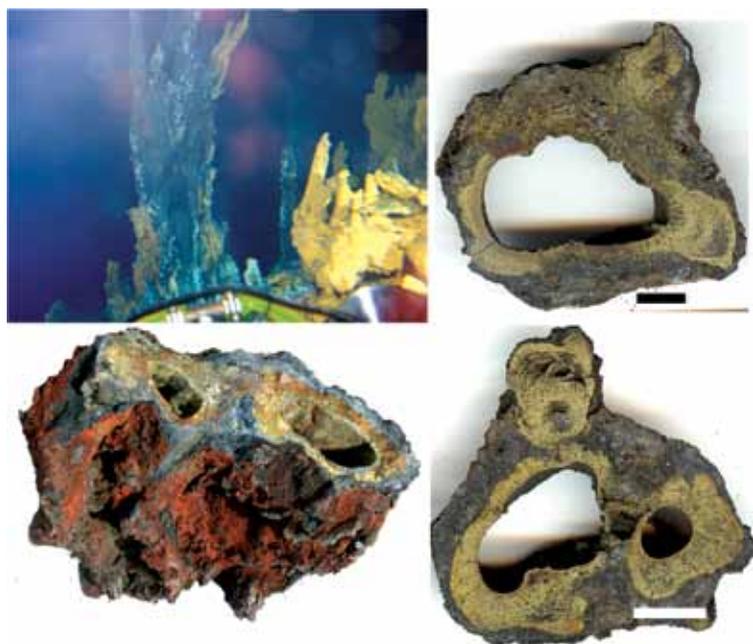


Рис. 3.1.2. Многоканальные ангидрит-дигенит-борнит-изокубанит-халькопиритовые срастания труб черных курильщиков. Гидротермальное поле Рейнбоу.

Второй тип труб представляет собой диффузеры, имеющие копьеобразное или шпалеобразное окончание. Очевидно, часть из них возникла в процессе эволюции труб черных курильщиков при смене струйного поступления флюида к диффузным. В отличие от гидротермальных труб, поверхность диффузеров имеет поперечную ребристость, обусловленную сменой вертикального поступления флюидов горизонтальным (рис. 3.1.3).



Рис. 3.1.3. Фрагменты шпилей диффузеров. Гидротермальное поле Рейнбоу.

Нагретая порошковатая поверхность диффузеров отличается черной окраской. Остывшие поверхности нижних частей трубы покрыты отложениями охр, содержащих гетит и ферригидрит. Во многих случаях охристые корки возникли не только в результате окисления ранее отложенных сульфидных минералов, а были отложены непосредственно при истечении гидротермального раствора [Богданов и др., 2002, 2006б]. Оболочка диффузеров сложена тонкозернистыми пиритовыми или сфалеритовыми агрегатами, а каналы выполнены пористыми агрегатами сфалерита, пирротина, пирита и, значительно реже, халькопирита. Гидротермальные трубы разбиты радиальными и концентрическими трещинами, фиксирующими начальную стадию разрушения.

Третий тип построек напоминает готические соборы высотой 12–20 м, реже до 30 м, и диаметром у оснований 5–10 м. В верхней части одной из таких построек (Метка 2) срослись несколько труб, в средней части — сотни (рис. 3.1.4). Поверхность активных труб фиксируется черным цветом из-за сажистых сульфидов. Здесь же наблюдаются диффузные просачивания, к которым тяготеют рои креветок (рис. 3.1.5а). Сросшиеся вертикальные трубы служат массивными цоколями этих построек. Крутые склоны цоколей покрыты густым «лесом» гидротермальных труб высотой от 10–12 см у оснований до 3–4 м на вершинах (рис. 3.1.5б, в). Сульфидные плиты включают многочисленные горизонтальные полые каналы (до 3 мм) (рис. 3.1.5г). Вещество некоторых плит массивное, очень крепкое, сложенное, по видимому, отложениями медно-цинковой специализации. У основания плиты присутствует среднекристаллическая зона медистых сульфидов. В минеральном составе преобладает халькопирит (\pm сфалерит, кубанит, борнит, пирротин, марказит, пирит). Встречаются участки существенно пирротиновых отложений с вкрапленностью ксеноморфных включений кубанит-халькопиритового состава или почковидно-ритмичных выделений сфалерит-кубанит-халькопиритового состава. Местами в массе отложений встречаются мономинеральные участки сфалеритового состава. Стенки мелких пор и пустот иногда выполнены мелкими кристалликами сфалерита, троилита и халькопирита. В разных районах поля Рейнбоу вещество этих плит может быть как непосредственно осажженным из гидротермального раствора, так и существенно переработанным, перекристаллизованным последующими

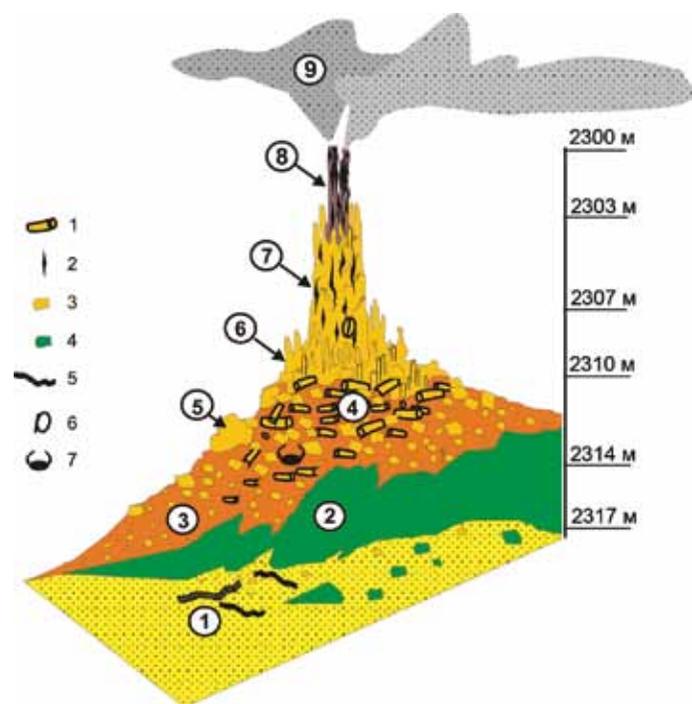


Рис. 3.1.4. Сульфидная постройка — тип «башня». Гидротермальное поле Рейнбоу. Рейс № 50 НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2005 г. Зарисовка В.В. Масленникова.

Цифры в кружках: 1 — сульфидно-гидроксидные металлоносные осадки; 2 — уступ коренных серпентинитов; 3 — коллювиальные брекчии (осыпь); 4 — элювиально-коллювиальные брекчии; 5 — коренные выступы эродированных гидротермальных сульфидов; 6 — потухшие «курильщики», покрытые гидроксидами железа; 7 — многоканальная сульфидная колонна; 8 — трубы действующих черных курильщиков; 9 — сульфидный плюм.

Компоненты: 1 — фрагменты труб, 2 — черные нагретые полосы на колонне и на трубах, 3 — обломки массивных колчеданных руд, 4 — глыбы серпентинитов, 5 — полихеты — трубчатые черви, 6 — двустворчатые моллюски, 7 — крабы.

порциями флюидов. В последнем случае плиты могут быть аналогами массивных сульфидных отложений [Богданов и др., 2006б]. Конусовидный цоколь одной из таких построек сложен фрагментами крупных и мелких сульфидных труб, сцементированными сульфидами. Вокруг цоколя сульфидных брекчий распространяется ореол нелигитированных сульфидных дресвяников и песков, смешанный с глыбами колчедана и оксигидроксидными охрами — продуктами придонного окисления сульфидов (рис. 3.1.5д). Мелкообломочные отложения сульфидов по составу соответствуют трубам черных курильщиков и диффузерам. Наблюдаются признаки замещения пирита лимонитом, колломорфного пирита — халькопиритом, халькопирита — борнитом и ковеллином, а также признаки растворения вюртцита. Здесь же встречаются пиритизированные фрагменты мелких (диаметром до 1 мм) трубок полихет и створки моллюсков, покрытые пиритом (рис. 3.1.5е). На-

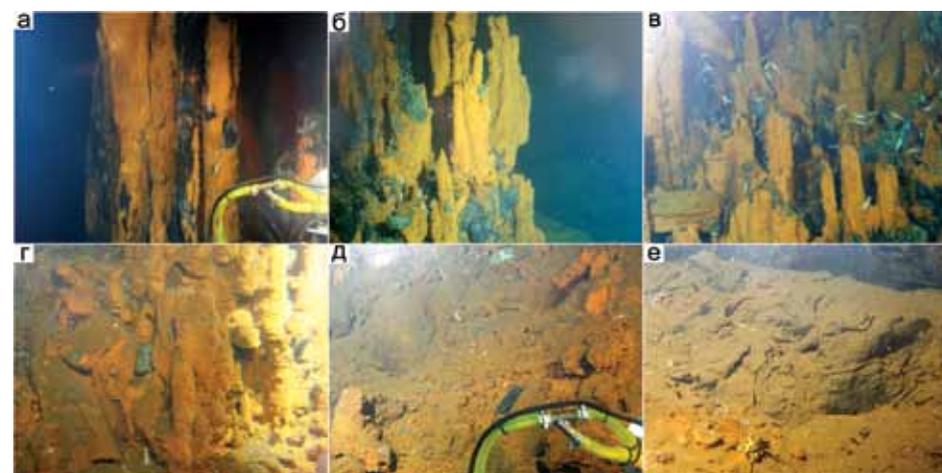


Рис. 3.1.5 Фации гидротермальной сульфидной постройки «Готическая башня-Метка-2». Гидротермальное поле Рейнбоу: а — сульфидная колонна; б, в — обрамление «оградой» труб неактивных курильщиков и диффузеров; г — сульфидные плиты; д — осыпь окисленных сульфидных обломков; е — охристые апосульфидные илы с включениями трубок полихет. Ширина полей — 4 м.

ряду с этим в сачках попадают фрагменты трубок полихет и створок моллюсков хорошей сохранности.

К **четвертому** типу относятся крупные слабоактивные и реликтовые холмы высотой до 20–30 м, сложенные диффузными плитами и буграми, крупными обломками массивных сульфидов диффузеров (рис. 3.1.6а, б). В местах слабого диффузного просачивания флюидов в удушающем соседстве моллюски образуют плотные колонии (рис. 3.1.6в, г). Обнаружить их можно, поднимаясь вверх по шлейфам осыпавшихся раковин. Эти реликтовые гидротермальные холмы, а также раздробленный цоколь активной постройки слегка присыпаны рыхлыми донными осадками. Вокруг холмов серпентиниты покрыты мощным чехлом мелкообломочных сульфидных осадков и апосульфидных охр.

В отложениях охр встречаются многочисленные реликтовые холмики высотой 20–30 см и до 50 см в поперечнике, сложенные в основном оксигидроксидами железа — продуктами окисления массивных сульфидных отложений. Такие постройки могут быть отнесены к пятому типу гидротермальных отложений. Частота встречаемости холмиков весьма высока и создается впечатление, что в пределах поля под поверхностью дна находится крупная гидротермальная сульфидная залежь, местами обнажающаяся на поверхности в виде холмиков. В некоторых случаях удается обнаружить активные каналы в рыхлом охристом осадке. Стенки каналов образованы лимонитом и опалом, осевые части заполнены самородной серой.

В целом в гидротермальных отложениях поля Рейнбоу наиболее распространены халькопирит, пирротин, сфалерит, изокубанит, марказит



Рис. 3.1.6. Поверхность почти потухшей постройки четвертого типа: а — диффузные плиты и бугры; б — фрагмент диффузного бугра (перевернут) состоит из пористых агрегатов пирита, марказита и сфалерита; в — удушливое соседство бивальвий *Batimodiolus* на зрелой диффузной постройке (в) и биологическом лотке (г).

и пирит. Особый интерес представляют твердые растворы Cu–Fe–S, родственные изокубаниту, с которым по соотношениям Fe и Cu образуют непрерывные серии [Богданов и др., 2015]. Кроме изокубанита — CuFe_2S_3 , в этой серии выделяют фазы состава CuFe_3S_4 или $\text{Cu}_2\text{Fe}_3\text{S}_5$ [Мозгова и др., 2002; Фарадуст и др., 2005]. Сфалерит во многих случаях встречается совместно с вюртцитом, поэтому разделить их друг от друга не всегда удается. Для сульфидов цинка характерны значительные вариации содержаний Fe (1–20 ат. %), с которым коррелируется Co [Богданов и др., 2015].

Основными химическими элементами сульфидных отложений гидротермального поля Рейнбоу, как, впрочем, и других полей спрединговых центров, являются Fe, Si и Zn. Примерно в разных количествах присутствуют медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные и цинково-колчеданные разновидности руд [Богданов и др., 2006б]. В отличие от отложений других гидротермальных полей Мировой рифтовой системы, в сульфидах поля Рейнбоу отмечаются очень высокие содержания Zn, Ni и особенно Co (среднее 0.36 мас. %), Au, а также суммарное содержание Zn и Cu [Богданов и др., 2002, 2015; Леин и др., 2003]. Содержания Pt более чем на порядок выше, по сравнению с аналогичными образованиями активной постройки ТАГ [Miller, 1998], и близки к содержаниям этого элемента в сульфидах построек поля Логачева [Бородаев и др., 2004]. В гидротермальных отложениях поля Рейнбоу рентгеноспектральным микроанализом исследован химический состав основных рудных минералов [Богданов и др., 2006б]. В Cu–Fe

сульфидах обнаружены достаточно высокие концентрации кобальта и никеля в изокубаните и халькопирите. В небольших количествах эти химические элементы присутствуют также в борните. Сфалерит наблюдается в рудопрооявлениях в виде нескольких генераций, существенно различающихся по содержанию элементов-примесей. Наиболее обогащен ими сфалерит, являющийся основным минералом пирротин-изокубанит-пиритовых рудопрооявлений. Для такого сфалерита характерна резкая обогащенность железом, содержание которого превышает 12–15 % и достигает 20–22 %. В нем также обнаружены наибольшие содержания Cu, Cd и Co. В низкожелезистых разновидностях сфалерита установлены максимальные содержания серебра. В пирротине определены изоморфные примеси (мас. %): Co (0.08–0.28), Cu (до 0.11) и Ni (до 1.26). В нескольких зернах отмечено присутствие (мас. %): Zn (<0.02–0.36), Hg (0.02–0.36), Pt и Pd (< 0.02–0.06). В троилите найдена примесь Cu (0.03–0.39 мас. %). В некоторых зернах обнаружены (мас. %): Pb (до 0.35), Hg (до 0.27), As (до 0.24), Au (до 0.24) и Pt (до 0.33). В марказите существенны примеси Cu, Ag, Hg и Pb [Богданов и др., 2006б]. На периферии сульфидных холмов сульфидные пески переслаиваются с охрами, образовавшимися по обломочным сульфидным отложениям. Содержания карбонатного материала в них достигают 93 %.

3.1.3. Минеральная и химическая зональность труб. На гидротермальном поле Рейнбоу преобладают четыре-пять минеральных типов труб: ангидрит-халькопиритовые, дигенит-борнит-халькопиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые, а также их переходные разновидности, дополняющие непрерывный гомологический ряд. В начале ряда трубы имеют четко проявленный полый канал и характеризуются струйным поступлением белых или черных дымов. Конечные члены ряда чаще всего относятся к диффузерам и поставляют эманации мерцающих теплых вод. Сульфидные трубы имеют зональное строение.

Медно-колчеданные трубы обычно имеют четко проявленный полый центральный канал. Ангидрит, пирит и сфалерит во внешней зоне либо отсутствуют, либо эти минералы представлены в незначительном количестве. Как правило, к этому типу относятся активные курильщики со струйным поступлением высокотемпературных флюидов, содержащих черную взвесь сульфидов.

Ангидрит-халькопиритовые трубы характеризуют начальную стадию формирования черного курильщика. Трубы этого типа слагают самые верхние тонкостенные (2–5 мм) окончания. Внешняя зона трубы обычно представлена агрегатами белых шестоватых кристаллов ангидрита. Ангидритовые трубы свойственны белым курильщикам. Внутренняя халькопиритовая зона толщиной 1–4 мм по минеральному составу и строению близка к более зрелым, существенно борнит-халькопиритовым трубам черных курильщиков, содержащим Ni–Co минерализацию. К этому типу отнесен фрагмент трубы (обр. 4412-M1-9), который характеризуется специфической минеральной и химической зональностью (рис. 3.1.7, табл. 3.1.1).

Таблица 3.1.1

Химический состав оболочек и крустификаций каналов ангидрит-халькопиритовых труб активных курильщиков, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4412-M1-9. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Образцы		V	Mn	Co	Ni	As	Se	Mo	Cd	Sn	Sb	Ba	W	Au
4412-M1-6A	An+	0.3	8	1400	900	9	230	8.1	1.9	40	1	40	0.2	3
4412-M1-6-B	Chp+	0.2	3	2400	3000	3	1100	1.9	0.6	29	1	30	0.1	2.1
4412-M1-7-A	An+	0.1	17	400	150	6	25	5.3	8.9	34	1	60	0.4	0.6
4412-M1-7-B	Chp+	0.5	6	1100	1700	2	726	4.1	1.8	40	1	8.7	0.2	8.7
4412-M1-9-A	An+	0.3	4	280	310	3	47	7.7	1.3	15	1	130	0.2	0.56
4412-M1-9-B	Chp+	0.2	1	2200	4100	1	1300	1.1	0.4	24	1	11	0.1	2.6
		Tl	Pb	Bi	Hg	Te	Ag	Li	Sc	Ga	Sr	Y	In	U
4412-M1-6A	An+	0.4	16	9.2	0.06	15.8	4.7	0.2	0.3	3.2	1000	0.19	11	0.78
4412-M1-6-B	Chp+	0.1	2.5	3.5	0.14	88.4	5.2	0.1	0.4	1.2	26	<0.05	20	0.4
4412-M1-7-A	An+	0.1	15	5.5	0.04	2.94	7.8	0.4	0.8	4	1700	0.15	3	1.2
4412-M1-7-B	Chp+	0.1	4	4.2	0.13	51	4.9	0	2.1	0.7	100	<0.05	12	0.78
4412-M1-9-A	An+	0.1	4	11	0.04	4.58	8.8	0.3	1.9	4.8	1400	0.16	4	2
4412-M1-9-B	Chp+	0	1.6	2.7	0.24	115	2.8	0	0.4	<0.5	76	<0.05	12	0.3

Примечание. ИСП-МС анализы проведены в аналитической лаборатории Уральского электрохимического комбината на масс-спектрометре Elan 6000 (Perkin-Elmer), г. Новоуральск (аналитик Пирогов Д.В). An — ангидрит, Chp — халькопирит.

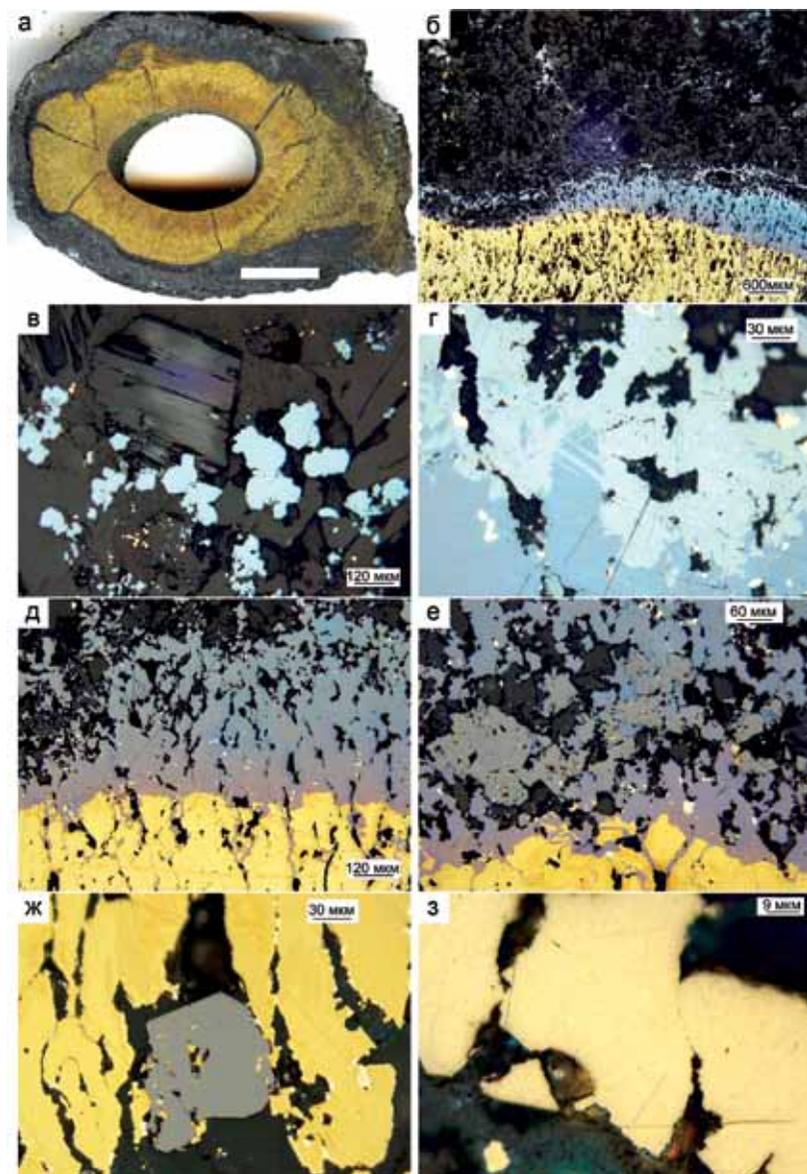


Рис. 3.1.7. Ангидрит-халькопиритовая труба, гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4412-M1-9): а — внешний вид поперечного среза трубы; б — ангидритовая оболочка (вверху) постепенно переходит в халькопиритовую крустификацию канала трубы (внизу); вдоль границы — псевдоморфозы дигенита и борнита по халькопириту (подзона В1); в — кристаллы ангидрита с вкрапленностью дигенита (светлое) (подзона А2); г — развитие дигенита (сверху) по борниту (снизу); д — замещение внешней части халькопиритовой крустификации борнитом; е — магнетит в борните (подзона В1); ж — субгедральный кристалл магнетита в интерстициях между кристаллами халькопирита (подзона В2); з — изокубанит с включениями золота и слой атакамита (внизу слева), выстилающий внутреннюю стенку халькопирит-изокубанитового слоя (зона С). Яркие белые микровключения на микрофото — кобальт-пентландит. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-з — отраженный свет.

Зона А. Оболочка трубы сложена крупнозернистым ангидритом, содержащим редкую вкрапленность дигенита (рис. 3.1.7б). Количество примесных сульфидов и кристаллов гематита выше в наружной части ангидритовой оболочки трубы. Многие эвгедральные и субгедральные кристаллы ангидрита обнаруживают типичные продольные и перпендикулярные трещины по спайности и следы растворения (рис. 3.1.7в).

Зона В. Крустификация внутренней стенки трубы образована слоем друзового халькопирита, разбитого на сегменты радиальными трещинами. В ее строении четко выделяются три подзоны (см. рис. 3.1.7б). Во внешней подзоне В1 наблюдается центростремительная последовательная смена минералов: дигенит+магнетит → борнит → халькопирит (рис. 3.1.7г). Каждый последующий минерал подзоны замещается предыдущим. Предполагается, что магнетит-дигенит-борнитовая подзона фиксирует место встречи гидротермальных флюидов и морской воды [Бородаев и др., 2002]. В дигените, кроме магнетита, обнаружены многочисленные включения Co-Ni минералов, близких по составу к миллериту и пентландиту (рис. 3.1.7г). Подзона В2 сложена почти чистым темно-желтым друзовым халькопиритом, в котором иногда встречаются прожилки борнита (рис. 3.1.7д-е). В интерстициях между кристаллами халькопирита встречается магнетит (рис. 3.1.7ж).

Переход к подзоне В3 постепенный, с появлением решетчатых структур распада халькопирита в более светлом «изокубаните» (см. рис. 3.1.7е). В этой подзоне преобладает светло-желтый сплошной «изокубанит», иногда с включениями самородного золота (рис. 3.1.7з).

Зона С. Поверхность канала трубы покрыта атакмитом, содержащим редкие включения кристаллов ангидрита.

Дигенит-борнит-халькопиритовые трубки. Детально изучены несколько фрагментов небольших дигенит-борнит-халькопиритовых трубок диаметром около 1–3 см (обр. 4819-1361), отобранные в пределах шлейфа обломочных сульфидных отложений постройки «Метка-2» с подводного аппарата «Мир-2» во время рейса № 50 судна «Академик Мстислав Келдыш». Очевидно, после затухания гидротермальной деятельности ангидрит, слагавший оболочку таких трубок, полностью растворился.

Методом ЛА-ИСП-МС изучена типичная дигенит-борнит-халькопиритовая труба (обр. 4819-1361). Труба небольшая по размерам овальной формы и имеет отчетливую минеральную зональность (рис. 3.1.8а).

Зона А. Оболочка трубы покрыта опалом. Наружный сульфидный слой сложен в основном колломорфным халькопиритом, который по направлению к внутренней части оболочки постепенно переходит в борнит, затем в дигенит, который, в свою очередь, вновь сменяется борнитом и гидротермальным халькопиритом зоны В (рис. 3.1.8б-г, д). В дигените встречаются включения халькопирита, борнита, кобальт-пентладита и магнетита. Интересно, что в одних случаях дигенит замещается борнитом (3.1.8г), в других — борнит дигенитом (рис. 3.1.8д). Это свидетельствует о значительных вариациях Eh минералообразования.

Дигенит, имеющий в своем составе примесь Fe (2–6 мас. %), обогащен многими микроэлементами: Se, Te, Ag, Pb, Bi, W (табл. 3.1.2). Содержания U в дигените составляют десятые доли (0.1–0.6 г/т). Видовой состав концентрирующихся в борните элементов-примесей совпадает с таковыми в дигените. Местами в составе борнита появляется примесь Zn (до 2.00 мас. %), а также повышенные содержания Mn, Tl, Sn, As, Sb, Ba, Au (см. табл. 3.1.2).

Зона В. Крестификация внутренней стенки трубы образована ритмичными слоями друзового халькопирита. Взаимоотношения борнита и халькопирита в подзоне В1 сложные. Наружный халькопиритовый слой частично замещен борнитом и дигенитом (рис. 3.1.8ж), содержащим редкие включения кобальт-пентландита. С другой стороны, при переходе во внутреннюю часть слоя борнит частично замещается халькопиритом или является основой для решетчатых сростаний ламелей халькопирита (рис. 3.1.8з, и). Нередко в борните встречаются белые включения кобальт-пентландита и микровключения самородного золота (рис. 3.1.8к). Подзона В2 сложена почти чистым темно-желтым друзовым халькопиритом, в котором иногда встречаются прожилки борнита. Осевая часть канала трубки полая (рис. 3.1.8л). Переход к подзоне В3 постепенный, с появлением решетчатых структур светло-желтого халькопирита с более темными с розовато-желтыми реликтами (рис. 3.1.8м),

Таблица 3.1.2

Химический состав минералов дигенит-борнит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-1361. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Di	A1-2	10	78	0.9	4.9	27	2	755	237	76	0	14	312	6.3
		σ	234	1.9	8.7	27	2	928	294	2	0	12	299	5.9
Bo	A3-B1	13	6	1.0	2.3	26	13	1938	1037	60	0	64	260	9.2
		σ	5	1.0	2.2	26	3	5185	2277	3	0	63	333	13
Chp	B1	8	8	0.2	4.0	1.8	28	1344	1303	36	0	34	627	26
		σ	3	0.3	5.7	1.2	1	1113	553	1	0	28	284	32
Chp	B2	6	6	0.1	1.3	1.7	30	1446	941	34	0	15	932	4.1
		σ	3	0.1	0.9	1.0	1	914	236	1	0	13	396	5.1
ISS	B3	5	6	0.2	1.9	4.3	34	3318	1255	31	0	19	920	5.0
		σ	3	0.2	2.3	2.7	4	1118	1208	4	0	23	479	4.8
Минерал	Зона	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Di	A1-2	10	75	31	5.4	0.6	26.8	1.3	4.4	11.0	1.15	72.3	8.4	0.7
		σ	22	61	4.3	0.5	34.6	3.3	2.0	14.6	1.21	30.1	7.2	1.1
Bo	A3-B1	13	78	12	20.1	5.6	18.6	1.5	0.8	18.5	0.79	83.2	13.5	0.7
		σ	42	10	22.6	8.9	23.2	1.9	0.7	46.1	1.52	45.5	14.8	1.1
Chp	B1	8	36	7	34.1	4.0	53.0	0.2	1.4	6.3	0.10	41.4	10.8	7.0
		σ	19	10	16.2	2.5	19.0	0.3	1.2	5.5	0.05	58.8	7.0	16.1
Chp	B2	6	21	1.3	16.0	1.6	79.8	0.1	0.3	3.3	0.04	2.8	4.7	0.7
		σ	14	0.4	8.6	1.5	31.0	0.2	0.4	2.6	0.04	3.6	5.4	1.2
ISS	B3	5	17	1.6	11.4	1.3	71.7	0.4	0.4	10.2	0.17	3.3	3.8	10.1
		σ	8	0.3	4.8	1.2	44.3	0.3	0.5	9.4	0.12	2.9	3.1	21.3

Примечание. Di — дигенит, Bo — борнит, ISS — изокубанит.

Здесь и далее в таблицах к главе 3: анализы выполнены в Университете Тасмании (аналитики Масленников В.В., Масленникова С.П.); n — среднеарифметическое, σ — стандартное отклонение.

определенными ранее как «гамма-фаза» как разновидность ПТР [Мозгова и др., 2002; Фардуст и др., 2005].

Максимальные количества Se (до 1700 г/т), Te (до 145 г/т), Sn (до 60 г/т) концентрируются в халькопирите. Повышенные содержания Ni наблюдаются уже в дигените наиболее наружной части оболочки, имеют тот же порядок в борните остальной части оболочки, присутствуют в максимальных концентрациях в халькопирите, и особенно изокубаните подзоны В3 (г/т): 500, 600, 1200 и 4300, соответственно. Кроме того, в халькопирите наблюда-

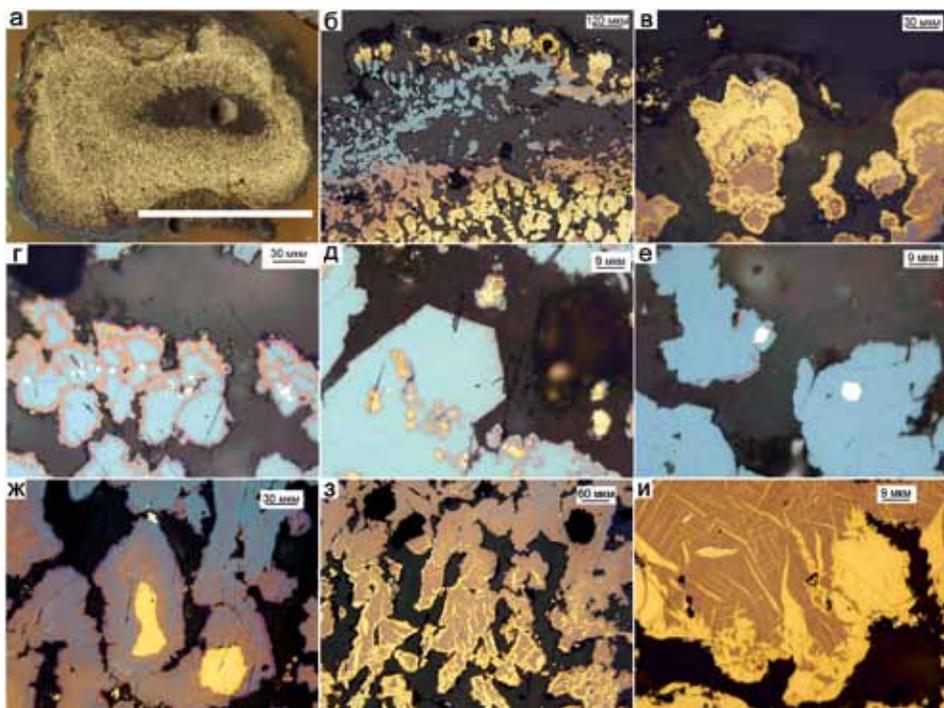


Рис. 3.1.8. Дигенит-борнит-халькопиритовая труба, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-136: а — общий вид трубы, масштаб линейки 1 см; б — последовательная смена минеральных подзон от наружной части трубы к внутренней: А0 — лимонит, А1 — халькопирит колломорфный, А2 — борнит, образовавшийся по колломорфному халькопириту, А3/В1 — дигенит; в — колломорфные почки халькопирита и борнита перекрыты лимонитом (подзона А0\А1,2); г — замещение дигенита борнитом с включениями кобальт-пентландита (белое) (подзона А3); д — кристалл дигенита с включениями почковидных агрегатов халькопирита и борнита (подзона А3); е — дигенит с включениями кобальт-пентландита (белое) (подзона А2); ж — зональное замещение кристаллов халькопирита борнитом и дигенитом (подзона В1); з — замещение борнита халькопиритом на границе подзон В1 и В2; и — решетчатое прорастание халькопирита в борните (подзона В1/В2); к — включение кобальт-пентландита в борните (подзона В1/В2); л — друзовые агрегаты халькопирита (подзоны В1 и В2); центральный канал частично заполнен эпоксидной смолой; м — решетчатое срастание халькопирита с реликтами изокубанита (подзона В3). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

ются повышенные содержания (до г/т): Вi (19), Мо (78), U (4). ПТР отличаются присутствием Au (6–25 г/т) (см. табл. 3.1.2).

В целом, по данным точечного ЛА-ИСП-МС анализа, по профилю через стенку поперечного среза трубы наблюдаются следующие изменения содержания элементов-примесей (рис. 3.1.9). По мере перехода от наружной к внутренней стенке трубы нарастают содержания элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Te, Co), изоморфно концентрирующихся в высокотемпературном халькопирите. Обратная тенденция отмечается для элементов, относящихся к низкотемпературной (Ag, Mn, Tl, Pb, Ba) и водородной ассоциации (V, W). Основное количество As, Sb, Sn и Мо нарастает в сред-

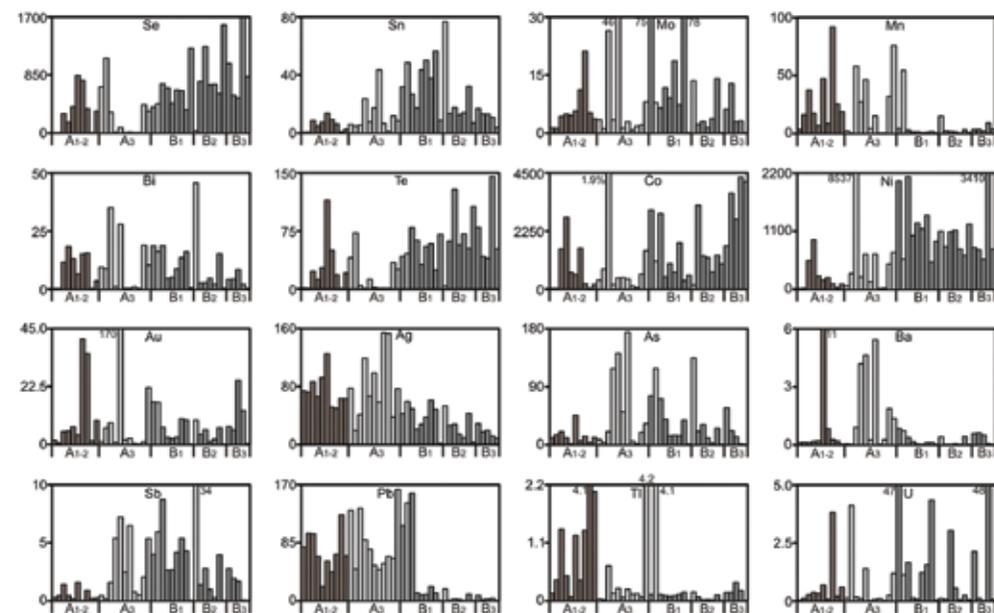


Рис. 3.1.9. Распределение химических элементов (г/т) в сульфидах в поперечном сечении стенки дигенит-борнит-халькопиритовой трубки по данным ЛА-ИСП-МС. Гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-1361. Темно-серое — халькопирит, светло-серое — борнит, коричневое — дигенит.

ней части стенки трубы, сформированной при средних температурах в виде микровключений теннантита, молибденита и станнина (подзоны А3 и В1). Вместе с тем, очевидно, что некоторые элементы имеют двойственную природу. Например, совместно с Ni образуют единичные «всплески» содержания во внешней зоне трубы за счет включений кобальт-пентландита в дигените и халькопирите.

Более полное впечатление о химической зональности дигенит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-136) дают данные микротопохимического картирования в поперечном сечении методом ЛА-ИСП-МС (рис. 3.1.10). В наружном слое (подзона А0-А1) оболочки трубы концентрируются большинство литогенно-водородных элементов (Mg, Al, Si, K, Th, Ti), очевидно, представляющих алюмосиликатный осадок, выпавший из взвеси на поверхность трубы. Здесь же наблюдаются Ti, Mn и V, которые могут быть полигенными. Концентрации Mn, скорее всего, связаны с его гидроксидами, Ti и V могут содержаться во взвеси гиалокластиков в виде титаномагнетита. Часть V может концентрироваться на органическом веществе. Все эти элементы могут быть связаны с микровключениями магнетита, рассеянного в оболочке трубы. Позиция Pt совпадает с позицией литогенно-водородных элементов. Интересно, что значительная часть перечисленных элементов распространена в подзонах А2 и В2, что не находит простого объяснения. Возможно, эти эле-

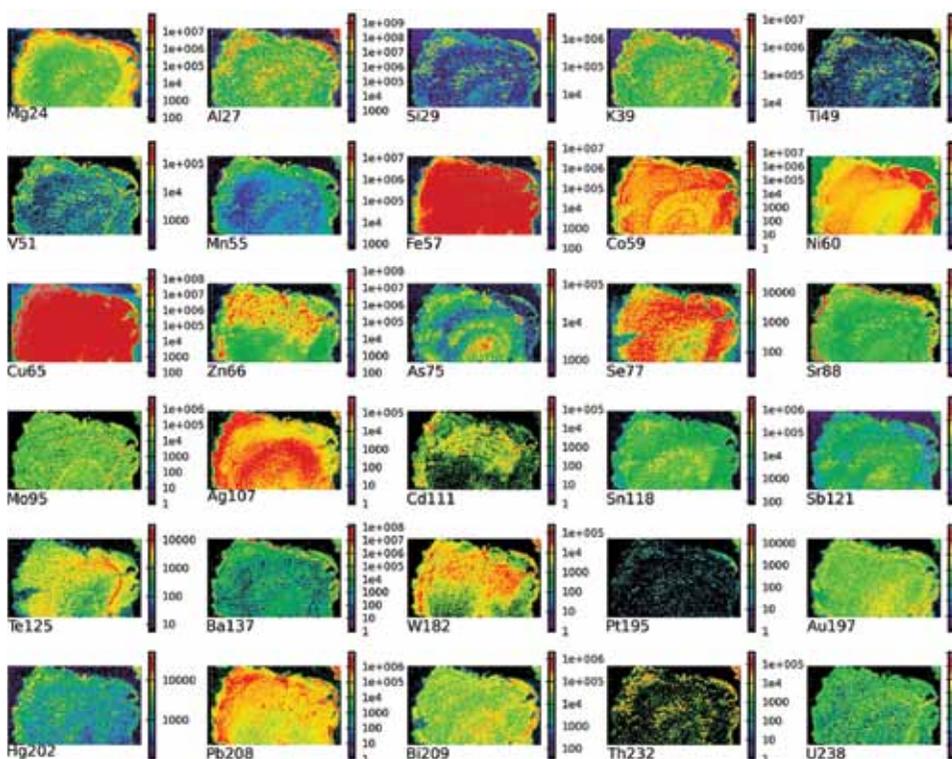


Рис. 3.1.10. Микротопохимическое распределение химических элементов в поперечном срезе половинки трубы по данным ЛА-ИСП-МС (обр. 4819-1361). Гидротермальное поле Рейнбоу.

менты в какой-то мере имеют не только литогенно-водородное, но и гидротермально-осадочное происхождение.

Другой вариант — глубокое проникновение океанской воды вовнутрь трубки с привнесом Mg, Si, Al, K, V, U и других элементов водородной ассоциации. Появление Sr совместно с Ba в подзоне А1 обусловлено его изоморфным вхождением в барит, выявленный в оболочке трубки по результатам электронно-зондового микроанализа. Загадочной остается природа Hg, которая локализуется в основном в подзонах А1 и А2. Основное количество Pb представлено, вероятно, рассеянными нановключениями галенита в оболочке трубки. Часть зерен галенита или алтаита, судя по микрокарте, присутствует в подзоне В1 совместно со сфалеритом. Zn, Cd, W и частично Pb показывают близкую картину распределения в подзоне В3. При этом для распределения Cd характерна тонкая ритмичность. В подзоне В1 аномалии Co и Ni связаны с микровключениями кобальт-пентландита. Те, Мо и U концентрируются в основном на границе подзон В1 и В2. В подзонах А2, А3 и В3 концентрируется Ag. Очевидна двойственная природа этого элемента. В оболочке трубки основными концентраторами Ag являются дигенит и борнит, в канале — ПТР. Распределение Au и Bi не показывает четкой про-

Таблица 3.1.3

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие химическую зональность дигенит-борнит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819-1361)

Зона	Минерал	n	ЛКК																
			Ti	W	Cd	Tl	Mn	Cr	V	Cu	Ba	Pb	Ag	Bi	Tl	Co	Cu	Ni	Sn
A1-2	Di	10	3.3	2.7	2.4	2.0	1.8	1.6	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4						
A3-B1	Bo	13	As	Sb	Ba	Au	Mn	V	Pb	Zn	Hg	Ag	Bi	Tl	Co	Cu	Ni	Sn	
B1	Chp	8	Mo	U	Sn	Fe	Ni	Sb	Cr	Te	Se	Bi							
B2	Chp	6	Te	Se	Fe														
B3	Chp+ISS	5	U	Co	Fe	Se	Te	Ni											

Примечание. Di — дигенит, Bo — борнит, Chp — халькопирит, ISS — изокубанит.

странственной зависимости от содержаний Ag, но также имеют двойственную природу: они локализируются как в подзоне А1, так и в зоне В. В оболочке труб Bi^{3+} и Ag^+ , вероятно, входят в состав борнита как изоморфные примеси, а Au как нанопродукт субмаринного гипергенеза исходных сульфидов. Можно предположить, что в зоне В в высокотемпературном халькопирите возникали сплавы Au и Bi. Распределение повышенных концентраций Se четко очерчивает зону В, представленную высокотемпературным халькопиритом. Судя по аналогии в распределении полей As и Sb эти два элемента входят в состав нановключений теннантита в подзонах А2 и В3. Они также ассоциируют с радиальными трещинами в трубе.

Результаты изучения химической зональности методами точечного микропрофилирования и микротопохимии количественно «рафинированы» расчетами по локальным коэффициентам концентрации (табл. 3.1.3).

В оболочке трубы, сложенной в основном дигенитом, концентрируются элементы литогенно-водородной ассоциации (Ti, W, Cr, V). Здесь же присутствуют Mn и Tl, характерные для гидроксидов марганца. Повышенные содержания Ba, Pb и Tl связаны с включениями барита и галенита в дигените. Серебро может входить в виде изоморфной примеси как в галенит, так и в дигенит. Борнитовая зона несет в основном элементы золото-галенит-теннантит-пентландит-сфалеритового парагенезиса. Предполагается, что часть Ag^+ , Bi^{3+} , Sn^{4+} входят в состав борнита в виде изоморфных примесей. В халькопирите наружной подзоны В1 появляются элементы средне-высокотемпературной изоморфной ассоциации (Se, Bi, Te, Sn), концентрирующиеся совместно с водородными элементами (Mo, U, Cr). Последние свидетельствуют о взаимодействии океанской воды с внешним слоем халькопирито-

вой крустификации. Здесь же присутствует Ni (до 0.9 мас. %), связанный с микровключениями пентландита. В среднем слое крустификации, сформированном в наиболее высокотемпературных условиях, остаются только Se и Te — представители высокотемпературной ассоциации изоморфных элементов-примесей. Очевидно, отложение халькопирита в этой части трубки происходило без участия океанской воды. При завершении роста халькопиритовой крустификации в гамма-фазе появляется U, что свидетельствует об участии океанской воды на заключительной стадии минералообразования. Здесь же наблюдаются положительные аномалии Co и Ni, обусловленные микровключениями кобальт-пентландита.

Медно-цинково-колчеданные трубы напоминают по зональности предыдущие, однако содержания в них сфалерита-вюртцита в подзоне А2 выше. Примером является гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовая трубка (обр. 4819-13д), сходная по составу с предыдущей, хотя имеет свои особенности минеральной зональности (рис. 3.1.11). В поперечном сечении трубка имеет овальную форму с размерами 1х3 см (рис. 3.1.11а).

Зона А. Оболочка трубки имеет сложное строение. Поверхность ее покрыта пленкой лимонита (подзона А1). В подзоне А2 вместо обычного колломорфного пирита присутствуют псевдоморфозы халькопирита, борнита и дигенита по этому минералу. Наиболее наружную часть слоя трубки составляет псевдоморфный халькопирит, вероятно, образовавшийся по колломорфному пириту. Затем по направлению внутрь к зоне В последовательно следуют: борнит → дигенит → борнит → друзовый халькопирит (рис. 3.1.11б). Участками встречаются почковидные халькопирит-сфалеритовые агрегаты (рис. 3.1.11в). В некоторых случаях борнит частично замещен сфалеритом (рис. 3.1.11г). В некоторых трубках встречаются единичные включения сфалерита и эвгедрального пирита.

В составе сфалерита-вюртцита присутствуют примеси Fe (до 5 мас. %) и Cu (до 2–6 мас. %), а также умеренно высокие количества элементов-примесей, характерных для средне- (Zn, Co, As, Pb, Sn, V, Mn) и низкотемпературных (Ag, As, Co, Ni, Pb, Tl) ассоциаций (табл. 3.1.4). Судя по равномерным трендам распределения импульсов Fe, Co, Mn, Sn, значительная часть этих элементов входит в состав изоморфной примеси. Высокие содержания Co и Fe являются типичными для сфалерита изученных черных курильщиков. Следует отметить крайне низкие концентрации Cd и Mn, по сравнению с маложелезистым сфалеритом серых курильщиков, распространенных в задуговых бассейнах. Вероятно, эти элементы конкурируют с высокими содержаниями Fe. О наличии нановключений галенита свидетельствует корреляция повышенных концентраций Pb и Ag. Присутствие As и Sb наводит на мысль о нановключениях блеклых руд, которые в целом типичны для галенит-сфалеритовой ассоциации.

Дигенит, имеющий в своем составе примеси Fe (2–6 мас. %), обогащен многими микроэлементами, среди которых выделяются (г/т): Ag (до 70), Au (до 32), Bi (до 12), Te (до 20), V (0.8), W (до 17), U (1) и Ba (22) (см. табл. 3.1.4). Повышенные содержания Ni наблюдаются уже в дигените наиболее наружной части оболочки и имеют тот же порядок, что и в борните осталь-

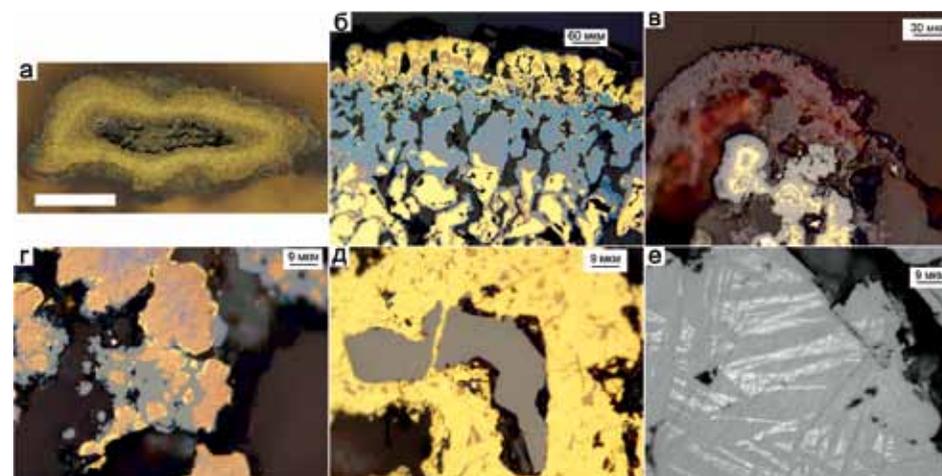


Рис. 3.1.11. Гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовая трубка, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-13д: а — общий вид трубки; б — последовательная смена сульфидов меди от оболочки трубки (зона А) к подзоне В1 (халькопирит колломорфный → борнит → дигенит → борнит → халькопирит друзовый); в — почковидный лимонит (подзона А0) включает почковидные агрегаты переслаивающихся сфалерита и халькопирита; г — замещение борнита халькопиритом и сфалеритом (подзона А2); д — замещение магнетита и борнита халькопиритом (подзона А3); е — решетчатая структура халькопирита (серое) с включениями гамма-фазы (черно-белое изображение) (подзона В3). А — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

ной части оболочки. Обычно дигенит находится в тонком срастании со сфалеритом. За счет включений Co-содержащего сфалерита, содержания Co в дигените существенно выше, чем содержания Ni. Дигенит обогащен в большей степени V и U, чем борнит и халькопирит, вероятно, за счет большего участия океанской воды в процессах сульфидообразования.

Борнит подразделяется на две разновидности: первая замещает псевдоморфный халькопирит, вторая — крустификационный халькопирит. Первая разновидность отличается от второй присутствием Tl, Mo и гораздо более низкими содержаниями Bi, Te, Se, Ni, Co, Au. Борнит, образовавшийся по крустификационному халькопириту, наследует элементы высокотемпературной ассоциации, а также включения сростков золота и пентландита. Интересно, что как в первой, так и во второй разновидностях борнита присутствует барит, свидетельствующий в пользу окисления части сульфидов. Борнит оболочки засорен примесью Zn (до 2 мас. %), возможно, унаследованной от замещенного сфалерита. Ассоциации элементов-примесей, концентрирующихся в борните, совпадают с таковыми в дигените. Кроме того, борнит обогащен Mn, Tl, Sn, As, Sb, Ba, Au и обеднен микроэлементами. В борните обнаружены повышенные содержания только Mo (до 37 г/т), Ba (до 2090 г/т), Tl (до 27 г/т) и Va (32 г/т) (см. табл. 3.1.4).

Гетит является концентратором элементов гидрогенной группы — U (6 г/т) и V (140 г/т). Кроме того, в нем наблюдаются максимальные содержания As, Ba, Mn, Ni, Sb и Tl.

Наряду с U (5 г/т), V (1 г/т), псевдоморфный (по колломорфному пириту?) халькопирит наружной зоны обогащен (г/т): Tl (до 180), Mn (до 16), As (до 447), Ag (до 1099), Mo (до 82), Co (до 2060), Ni (до 168) (см. табл. 3.1.4). Борнит обеднен микроэлементами, в нем обнаружены повышенные содержания только Mo (до 37 г/т), Ba (до 2090 г/т), Tl (до 47 г/т).

В составе сфалерита присутствуют примеси Fe (до 5 мас. %) и Cu (до 2–6 мас. %), возможно, обусловившие следующий набор элементов-примесей: As, Co, Ni, Pb, Ag, Au, Mn, Tl.

Зона В. Крустификация внутренней стенки трубы образована слоем друзового халькопирита, растрескавшегося на сегменты радиальными трещинами. Слой крустификационного халькопирита состоит из трех частей. В подзоне В1 наблюдаются многочисленные прожилки борнита, которые исчезают в более внутренних частях стенки. На границе подзоны В1 с подзоной В2 борнит и включения магнетита замещаются халькопиритом (рис. 3.1.11д). В средней части зоны преобладает крупнозернистый халькопирит, почти полностью лишенный включений других минералов. Во внутренней части халькопиритовой крустификации появляются продукты распада твердого раствора с четко выраженным решетчатым строением. В изокубаните встречаются включения сростаний высокопробного самородного золота и пентладита.

Дигенит и борнит, составляющие наружную часть халькопиритовой крустификации, несколько отличаются по спектру микроэлементов. В дигените наблюдаются максимальные содержания элементов гидрогенной группы: V (0.8 г/т), W (17 г/т) и U (1 г/т). Для борнита характерны повышенные концентрации: Au, Bi, Co, Ni, Se, Te и Sb. Ba встречается в максимальных количествах, как в дигените (24 г/т), так и в борните (32 г/т) (см. табл. 3.1.4).

Халькопирит характеризуется обогащением (г/т): Co (до 3700), Ni (до 1117), Se (до 1400), Sn (до 30), Te (до 112) и Bi (до 17) (см. табл. 3.1.4).

В изокубаните подзоны В3 наблюдаются повышенные концентрации Ag (до 26 г/т) и Au (до 2–25 г/т). В других трубах этого же типа в изокубаните авторами обнаружены сростания высокопробного золота с пентландитом.

Зона С. Осевая часть канала либо полая, либо в редких случаях частично запечатана сростками халькопирита и сфалерита.

По данным точечного ЛА-ИСП-МС анализа, в поперечном сечении стенки трубки наблюдается отчетливая химическая зональность, характерная для черных курильщиков (рис. 3.1.12). Псевдоморфная (зона А) и друзовая (зона В) разновидности халькопирита существенно отличаются по содержаниям элементов-примесей. Наряду с U (5 г/т) и V (1 г/т), псевдоморфный халькопирит наследует (до, г/т): Tl (180), Mn (16), As (227), Ag (1099), Mo (82), Co (2060), Ni (168). В друзовом халькопирите зоны В определены максимальные количества Se (230–1670 г/т), Te (22–150 до 600 г/т), Sn (от 23 до 1200 г/т), иногда Sb (до 2300 г/т). Кроме того, в халькопирите наблюдаются повышенные содержания Bi (до 19 г/т), Mo (до 78 г/т) и U (до 2 г/т). Халькопирит на всем протяжении крустификации канала заметно обогащен Co (1208–5250 г/т) и Ni (1290–580 г/т). Количество Co и Ni возрастает в подзонах В1 и В3. Эпизодически в друзовом халькопирите появляются высокие

Таблица 3.1.4

Химический состав минералов гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки, гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819-13д).
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Gt	A01	1	11.9	140	263	655	42	1372	1862	19	2	248	10	29
Chpps	A1	3	2.6	0.22	1.7	1.9	30	967	73	35	0.49	150	28	15
		σ	0.5	0.12	1.4	2.3	1	950	83	1	0.48	257	24	8.9
Di	A23	4	9.6	0.20	0.3	1.9	5	118	36	69	0.48	7.1	12	6.4
		σ	16.6	0.17	0.5	1.9	3	76	27	9	0.56	2.2	7	5.1
Sph	A23	5	1.9	0.59	1.6	17.1	4	3069	128	2	60	64	3	15.3
		σ	3.0	0.57	2.2	10.6	1	1202	79	2	3	19	2	5.5
Bo	A3	4	5.2	0.10	6.9	4.0	12	511	119	63	0.77	30	30	2.3
		σ	5.2	0.11	5.4	3.8	4	382	136	3	0.78	11	33	2.1
Bo	B1	3	2.4	0.03	3.2	0.6	17	1693	462	57	0.1	22	1132	1.7
		σ	2.0	0.05	2.1	0.6	1	1195	291	1	0.1	12	337	1.9
Chp	B1	6	1.5	0.05	0.3	1.3	29	1197	587	36	0.09	12	795	2.2
		σ	0.8	0.06	0.4	0.7	1	644	276	1	0.06	13	224	2.3
Chp	B2	8	1.8	0.05	1.4	2.0	32	1782	660	32	0.05	2.9	1302	2.3
		σ	1.3	0.05	1.8	1.6	0	993	171	0.4	0.01	3.9	186	4.4
Chp	B3	3	1.7	0.10	0.3	2.2	31	1426	307	34	0.04	6.6	558	2.9
		σ	1.3	0.06	0.6	2.1	1	971	142	1	0.03	9.2	124	2.4
Минерал	Зона		Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Gt	A01	1	12	33	4	30	2.4	218	2.5	1.4	2.37	51	1.7	5.8
Chpps	A1	3	406	38	12	8	1.6	0	2.6	1.1	6.34	168	2.1	0.1
		σ	601	62	17	11	1.4	1	1.7	0.4	6.07	156	3.1	0.1
Di	A23	4	66	21	2	0.3	0.8	7	2.1	1.3	3.22	97	3.1	0.1
		σ	44	19	2	0.2	1.4	12	1.2	1.1	4.09	109	4.6	0.1
Sph	A23	5	336	1519	22	10	0.1	6	5.2	0.3	9.92	2832	0.1	0.3
		σ	338	1127	36	17	0.1	6	4.1	0.3	5.81	1085	0.1	0.2
Bo	A3	4	218	19	16	6.2	2.4	14	3.2	2.6	1.02	109	2.4	0.4
		σ	304	8	21	6.8	1.7	14	1.9	2.9	1.60	68	3.3	0.7
Bo	B1	3	45	25	11	2.6	73	0	0.6	3.6	0.78	67	6.8	0.2
		σ	4	4.8	4	3.6	25	0	0.7	2.6	1.22	71	4.3	0.2
Chp	B1	6	12	5.8	16	1.5	58	0	1.1	4.8	0.21	39	8.4	0.1
		σ	12	8.4	4	1.4	13	0	1.3	3.7	0.37	83	5.9	0.1
Chp	B2	8	8	1.6	13	0.2	79	0	0.4	0.4	0.03	2.5	2.7	0.3
		σ	3	0.2	3	0.3	16	0	0.9	0.4	0.04	1.7	1.8	0.7
Chp	B3	3	23	1.3	24	1.0	38	0	1.2	5.2	0.05	6.9	5.8	0.2
		σ	8	0.5	8	1.5	8	0	1.9	5.1	0.07	9.1	4.5	0.3

Примечание. Di — дигенит, Bo — борнит, Chp — халькопирит, ISS — изокубанит, Sph — сфалерит.

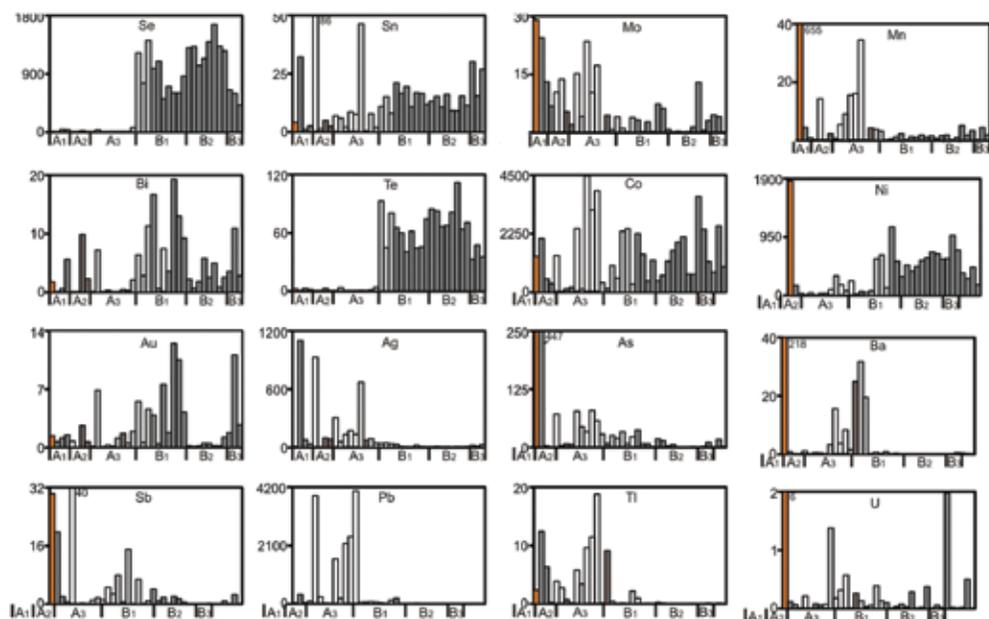


Рис. 3.1.12. Распределение химических элементов по зонам и подзонам в поперечном-срезе стенки гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки по данным ЛА-ИСП-МС анализа. Гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819-13д). Темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит, светло-серое — борнит, оранжевое — гетит.

содержания W (до 5 г/т), U (до 3 г/т), Au (до 12 г/т). Таким образом, псевдоморфный халькопирит наследует от колломорфного пирита повышенные содержания Mn, As, Pb, Tl — элементов-примесей низкотемпературной гидротермальной ассоциации. Высокие содержания Mo, U и V свидетельствуют об участии океанской воды в процессах минералообразования. Крустификационный халькопирит характеризуется высокими содержаниями элементов-примесей, которые обычно относятся к высокотемпературной гидротермальной ассоциации — Se, Te, Sn [Hannington et al., 1999; Maslennikov et al., 2009]. Наряду с этим в нем повсеместно отмечаются аномально высокие содержания Co и Ni, связанные с «невидимыми» включениями кобальт-пентландита. Повышенные содержания Au наблюдаются в краевых частях халькопиритового слоя. Очевидно, что золото также присутствует в виде «невидимых» включений. Таким образом, по направлению во внутрь трубки в халькопирите зоны В резко возрастают содержания элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Te). В отличие от высокотемпературного халькопирита зоны В, псевдоколломорфный халькопирит подзоны А1 обогащен As, Tl и Ag, Mo. Не исключено, что часть этих элементов поступила из колломорфного пирита, полностью замещенного вторичным халькопиритом в стадию субмаринного гипергенеза. В отличие от борнита подзоны А3, псевдоморфный борнит подзоны В1 так же, как и замещенный им высокотемпературный халькопирит, характеризуется повышенными концентрациями Se и Te. Снижение содержаний в этом же направлении наблюдается для элементов низ-

ко-среднетемпературной (Ag, Pb, Mo, Sb, As, Mn, Tl, Ba) и холодноводной гидротермальной (W, V, U) ассоциаций. Интересно, что Au концентрируется в основном в подзонах В1 и В3, избегая тем самым наиболее высокотемпературную часть (подзона В2) халькопиритовой крустификации. Ni и Co, вероятно, имеют двойственную природу: часть его входит в состав гетита и гидроксидов марганца в подзоне А1, другая часть связана с кобальт-пентландитом в зоне В. В подзоне А3 Co входит в виде изоморфной примеси в сфалерит.

По результатам микротопохимического картирования методом ЛА-ИСП-МС выявляется более сложная картина геохимической зональности (рис. 3.1.13). Во внешней части трубки концентрируются элементы литогенно-гидротермальной ассоциации: Mg, Al, Si, K, Ti, Th, V, U, Mo. Часть этих элементов проникает во внутренние зоны трубы, что может свидетельствовать об активном участии всех этих элементов в процессах минералообразования. Высокая степень проникновения ставит под сомнение литогенную (из взвеси) природу большинства этих элементов. Здесь же концентрируются Sr и Ba, изоморфно входящие в состав барита. Другая группа элементов, очевидно, связана с гидроксидами Fe и Mn, содержащими Co и Ni в виде изоморфной примеси. Вместе с тем Co и Ni имеют двойственную природу. Значительная их

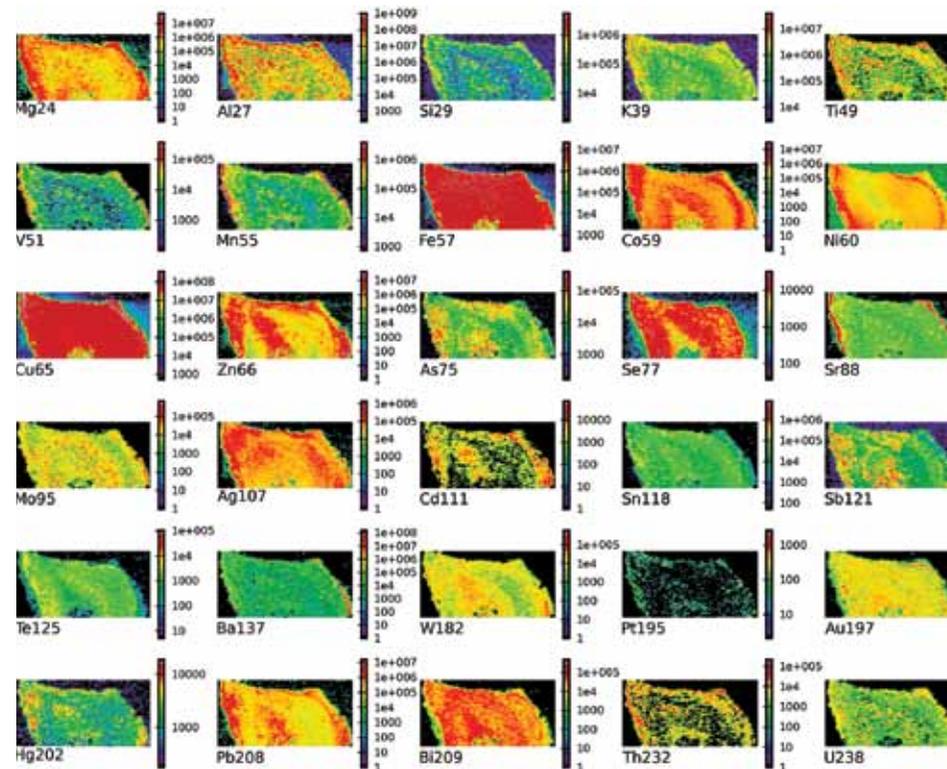


Рис. 3.1.13. Микротопохимическое распределение химических элементов в поперечном срезе половинки гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-13д) по данным ЛА-ИСП-МС. Гидротермальное поле Рейнбоу.

Таблица 3.1.5.

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность гетит-сфалерит-дигенит-борнит-халькопиритовой трубки, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-13д.

Зона	Минерал	n	ЛКК												
			V	Mn	Cr	Ba	U	Sb	As	Ni	Mo	Ti	Fe	W	
A0	Gt	1	36.5	31.0	30.3	24.6	16.5	7.6	6.9	4.8	4.6	3.6	1.9	1.3	
			As	Ag	Tl	Mo	Sb	Fe	W						
A1	Chpps	3	4.2	3.5	2.6	2.4	1.9	1.4	1.4						
			Ti	Cu	Tl	W									
A23	Di	4	2.9	1.8	1.3	1.1									
			Zn	Cd	Pb	Hg	Tl	Ag	W	Sb	Mo	Co	As	Sn	
A23	Sph	5	7.4	7.2	6.7	6.2	4.1	2.9	2.7	2.5	2.4	2.2	1.8	1.6	
			Ag	W	Cu	Ba	Ti	Sb	U	Sn	Au				
A3	Bo	4	1.9	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.1	1.1	1.1				
			Se	Te	Bi	Cu	Au	Co	Ni						
B1	Bo	3	2.0	2.0	1.6	1.5	1.5	1.2	1.2						
			Bi	Au	Te	Ni	Se	Fe	Sn						
B1	Chp	6	2.0	2.0	1.6	1.5	1.4	1.3	1.1						
			Se	Te	Ni	Fe	Co								
B2	Chp	8	2.3	2.2	1.7	1.5	1.3								
			Au	Sn	Fe	Bi	Te								
B3	Chp	3	2.1	1.7	1.4	1.4	1.1								

часть концентрируется в подзонах В1 в виде кобальт-пентландита совместно с Au. Третий вариант концентрации Co в подзоне А3 и, возможно, В3 связан с изоморфной примесью этого элемента в сфалерите. Почти всю зону А и частично подзону В3 занимают поля концентрации Zn, Cd, Hg, Pb, As, Sb. Эти поля связаны с ареалами распространения интерстиционных вкрапленников сфалерита и, возможно, связаны с невидимыми включениями теннантита и галенита в сфалерите. Распределение Те совпадает с концентрациями в подзоне В1. Очевидно в основном с борнитом, частично заместившим краевые части кристаллов халькопирита, связаны распределение Ag и Bi. Se, как обычно, концентрируется в высокотемпературной халькопиритовой крустификации.

Полученные данные по химической зональности данной гетит-сфалерит-дигенит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-13д) уточнены количественными расчетами локальных коэффициентов концентрации (табл. 3.1.5).

Судя по таблице 3.1.5, большинство элементов литогенно-водородной ассоциации концентрируется на поверхности трубки в составе гидроксидов Mn и Fe. В эту же ассоциацию входят As, Sb и Ba, которые, скорее всего, имеют

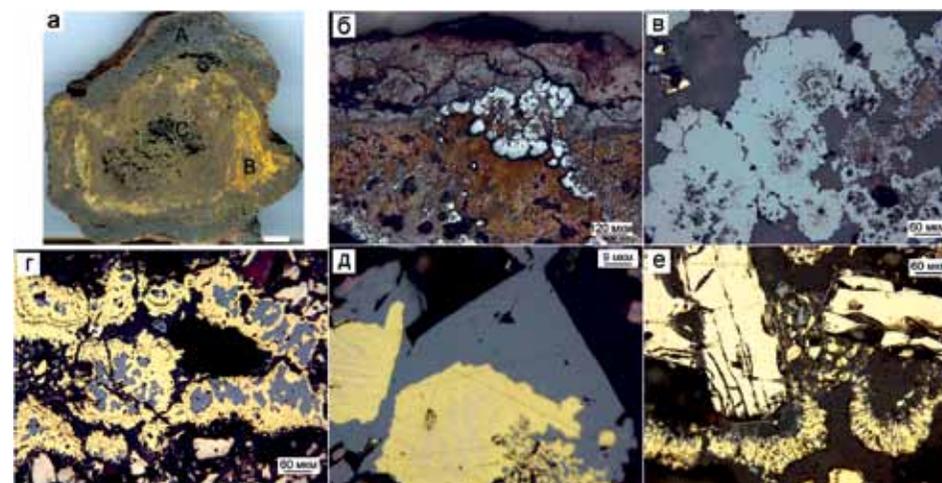


Рис. 3.1.14. «Изокубанит»-сфалерит-пирротиновая труба, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4820-7АВ: а — внешний вид трубы: А — сфалеритовая пористая оболочка, А/В — сфалерит-изокубанит-халькопиритовая крустификация стенки, С — изокубанит-пирротиновый агрегат в пористом канале трубы; б — лимонит, окаймляющий оболочку снаружи, содержит почковидные агрегаты сфалерита (подзона А0/А1); в — почковидные выделения сфалерита (подзона А2); г — замещение сфалерита халькопиритом на границе зон А и В; д — нарастание вуртцита на решетчатое зерно халькопирита-изокубанита (зона В); е — скопления пирротина с халькопиритовыми обрастаниями (зона С). А — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

гидротермально-осадочное происхождение. Однако эти же элементы могут поступать из океанской воды. По мере перехода вовнутрь трубки роль водородных элементов снижается. В подзоне А2 появляются химические элементы среднетемпературной галенит-теннантит-сфалеритовой ассоциации. Далее постепенно нарастает роль элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Te, Ni, Sn, Bi). Золото концентрируется в средне-высокотемпературных подзонах (В1 и В3). Из этого следует, что выявленная зональность во многом является температурной. Двойственная природа элементов обусловлена различиями в редокс-потенциале сред минералообразования. Например, в окислительных средах, создаваемых океанской водой, Ni сорбируется гидроксидами железа и марганца. В средне-высокотемпературных восстановительных условиях, характерных для канала трубки, этот элемент входит в состав кобальт-пентландита и миллерита. Таким образом, типичными элементами-примесями для зоны А являются U, V, Ba, Mn, Ag, Au, для зоны В — Se, Te, Co, Ni, Au.

Примером сфалерит-вуртцит-изокубанит-пирротиновых труб является обр. 4820-7АВ (рис. 3.1.14а). Это почти полностью запечатанная труба-диффузер диаметром 12 см. В поперечном срезе трубы выявляется неконтрастная минеральная зональность (табл. 3.1.6).

Зона А. Трубка покрыта тонкослоистым лимонитом, состоящим из гетита, гидроксидов железа, марганца и опала. Между слоями лимонита встречаются почковидные агрегаты сфалерита (рис. 3.1.14б). По мере приближения к внутренним частям оболочек труб нарастает количество сфалерита,

Таблица 3.1.6

Химический состав минералов «изокубанит»-сфалерит-пирротиновой трубы-диффузера, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4820-7АБ. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Gt	A1	4	70	15	11	1289	56	11631	41	0.04	5	180	98	771
		σ	105	8.8	5.2	680	46	8782	34	0.04	4	97.7	151	701
Sph	A2-3	6	1	0.01	0.4	40	56	484	0.13	0.4	61	10.2	1.1	4.0
		σ	1	0.02	0.4	11	1	166	0.13	0.1	1	9.7	0.7	5.6
ISS	B1-3	19	2	0.03	1.0	6.0	42	3562	0.14	21	1	42.6	5.0	1.9
		σ	1	0.03	1.1	2.2	2	212	0.24	1	2	179	4.2	7.9
Po	B1-3	8	2	0.22	0.1	2.7	62	4489	0.28	0.2	9	434	2.8	7.4
		σ	1	0.08	0.4	1.6	0	738	0.22	0.04	0	1228	1.3	9.4
Sph	B1-3	7	2	0.01	0.5	44	7	711	0.05	0.3	59	53	1.8	0.09
		σ	1	0.0	0.5	16	3	308	0.08	0.2	2	71	1.6	0.13
			Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Getite	A1	4	49	37	1.7	15.0	12.1	334	378	1.21	394	3570	0.12	75
		σ	80	20	1.4	8.7	22.6	620	393	0.63	351	2192	0.10	55
Sph	A2-3	6	664	3254	501	118	0.1	0.06	0.77	0.49	0.52	509	0.01	0.05
		σ	595	1740	430	154	0.0	0.09	1.39	0.80	1.04	552	0.01	0.11
ISS	B1-3	19	175	31	124	0.8	0.1	0.43	0.13	0.43	0.02	4.2	11	0.01
		σ	101	68	254	1.8	0.1	1.14	0.29	1.58	0.04	7.2	24	0.01
Po	B1-3	8	0.5	0.1	0.4	7.2	0.0	0.05	0.70	0.27	0.15	2.1	5	0.01
		σ	1.2	0.2	1.1	20.2	0.0	0.09	1.96	0.71	0.41	5.9	14	0.02
Sph	B1-3	7	441	2310	259	45	0.1	0.10	0.12	0.08	0.01	340	0.06	0.04
		σ	452	1824	251	49	0.1	0.16	0.23	0.08	0.01	333	0.12	0.06

в некоторых случаях появляются субгидральные пирит и марказит, а также редкие псевдоморфозы пирита и сфалерита по эвгидральным кристаллам пирротина. Во внутренней части оболочки трубы доминируют пористые агрегаты почковидных сульфидов цинка (рис. 3.1.14в). Среди непрозрачного (изотропного) сфалерита встречаются прозрачные кристаллы клейофана. На границе с зоной В сфалерит частично замещен халькопиритом (рис. 3.1.14г).

В составе лимонита обнаружена примесь Zn (от 2 до 10 мас. %). Кроме характерных для гетита элементов гидрогенной группы: U (до 150 г/т), V (до 28 г/т), W (до 949 г/т) и Mo (от 566 до 1748 г/т), наблюдаются максимальные концентрации Co, Mn, Ni, Tl, отражающие, вероятно, присутствие гидроксидов Mn. Здесь же локализуется Ba, присутствующий в виде незначительных количеств барита. Интересным является относительное концентриро-

вание в лимоните Se и Te, то есть элементов типичной высокотемпературной ассоциации. Возможно, эти элементы концентрировались при гальмиролизе сульфидного осадка в самородном виде. В лимоните наблюдаются очень высокие содержания Pb (до 0.5 мас. %), однако вкрапленность галенита в лимоните не обнаружена. Это же касается As (44–263 г/т), который может присутствовать в виде нановключений аурипигмента. Повышенные содержания Au (до 1.8 г/т), вероятно, обеспечиваются процессами гальмиролиза сульфидного осадка (см. табл. 3.1.6).

Сфалерит наружной зоны характеризуется постоянным присутствием в своем составе примесей Fe (4–7 %) и отличается концентрацией Co, Mn, Ni, Pb, Se, Te в количествах, меньших на порядок-два, по сравнению с лимонитом. Аномально высоких значений достигают содержания Sn (до 1100 г/т), Ag (до 1800 г/т), которые могут входить в структуру сфалерита-вюртцита в виде изоморфных примесей.

Зона В. В этой зоне доминируют кристаллы, представленные решетчатыми сростаниями халькопирита и изокубанита, обросшими, в свою очередь, субгидральными кристаллами вюртцита (рис. 3.1.14д). Изокубанит отличается от стехиометричного халькопирита повышенными содержаниями Fe (41–43 мас. %). В состав микроэлементов входят Co, Ni, Se, Ag, периодически максимальные концентрации Bi (до 106 г/т), Te (до 0.5 г/т) и Au (до 7 г/т). Сфалерит-вюртцит имеет в своем составе примеси Fe (вариации от 3 до 10 мас. %). Спектр элементов-примесей практически совпадает со сфалеритом наружной зоны трубы. В пирротине отмечаются аномально высокие содержания Co (2000–6200 г/т).

Зона С. Вблизи осевой части канала трубы концентрируются пластинчатые кристаллы пирротина разного размера в сростании с зернами массивного изокубанита. Вершины отдельных кристаллов и друзовых агрегатов кристаллов пирротина обросли радиально-лучистыми корками халькопирита (рис. 3.1.14е). Для пирротина характерна ассоциация элементов Co и Ni (4000–6200 г/т и 0.1–0.7 г/т, соответственно), а также повышенные содержания V (до 0.33 г/т).

По данным точечного ЛА-ИСП-МС наблюдается уменьшение содержаний большинства химических элементов по направлению вовнутрь трубы (рис. 3.1.15). Основное количество элементов концентрируется в лимоните, однако Sn, Ag и Sb представляют исключение. В основном они концентрируются во внутренней части сфалерит-вюртцитовой оболочки трубы, постепенно убывая по направлению к каналу. Селен показывает двойственную природу: часть его концентрируется в лимоните, возможно, в самородной форме, другая часть — в изокубаните. Висмут присутствует в халькопирите крустификации канала трубы. Для всех составляющих трубу минералов, за исключением сфалерита, характерно обогащение Co.

По локальным коэффициентам концентрации реконструируется количественная химическая зональность «изокубанит»-сфалерит-вюртцит-пирротиновой трубы (табл. 3.1.7).

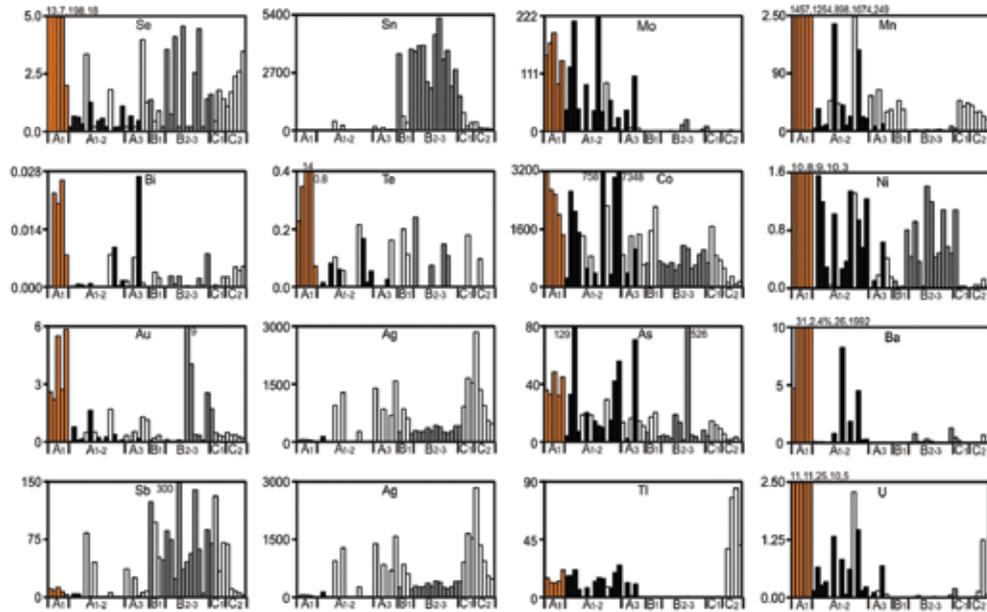


Рис. 3.1.15. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам «изокубанит»-сфалерит-пирротиновой трубки (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4820-7АВ. Темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит, оранжевое — гетит (подзона А1), светло-розовое — пирротин.

Таблица 3.1.7

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность «изокубанит»-сфалерит-вюртцит-пирротиновой трубки, гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4820–7АВ

Зона	Минерал	n	ЛКК								
			U	Tl	Ba	W	Ni	Mo	V	Te	Mn
A1	Gt	4	11.0	11.0	10.9	10.9	10.6	10.6	10.6	10.3	9.7
			Ti	Se	Pb	Cr	Hg	Co	Au	Fe	As
A2-3	Sph	6	8.7	8.2	7.9	6.9	5.8	3.2	2.8	1.5	1.5
			Sb	Cd	Zn	Sn	Ag	Au	Hg	Pb	
B1-3	ISS	19	4.5	3.9	3.3	3.1	2.8	1.1	1.1	1.1	
			Cu	Bi	Fe						
B1-3	Po	8	2.3	1.9	1.2						
			As	Fe	Co						
B1-3	Sph	7	3.5	1.7	1.3						
			Zn	Cd	Hg	Ag	Sb	Sn			
			3.2	2.8	1.9	1.8	1.7	1.6			

Химическая зональность обеспечивает взаимодействие ее поверхности с океанской водой и накоплением большинства гидrogenных элементов в лимоните. Интересно, что здесь же накапливаются элементы, характерные для высокотемпературных ассоциаций (Se, Te), за исключением Bi. Очевидно, при смене форм нахождения Se и Te меняют свою физико-химическую специализацию. Внутри трубки влияние океанской воды на геохимическую зональность минимально. Поскольку наблюдаются тесные срastания минералов без отчетливой дифференциации на зоны, сравнению подлежит только сфалерит-вюртцит в оболочке и в канале трубы. В обеих зонах сфалерит-вюртцит содержит одинаковые спектры химических элементов, которые изоморфно входят в структуру минерала. Сфалерит-вюртцит оболочки трубки содержит лишь незначительно большее количество Pb и Au, чем в канале.

Цинково-колчеданные трубы широко распространены на гидротермальном поле (обр. 4819-M2-8). Содержания сфалерита-вюртцита, пирита и халькопирита в них значительно варьируют, вероятно, в зависимости от температуры и характера поступления флюидов. В трубах содержания дисульфидов железа и сульфидов цинка значительно превышают количество халькопирита и борнита. Большинство многоканальных пористых цинково-колчеданных труб относятся к мерцающим диффузерам, формирующимся на заключительной стадии роста черных курильщиков. Выделяются две минеральные разновидности трубок: пирротин-халькопирит-сфалерит-вюртцитовые и халькопирит-сфалерит-вюртцитовые.

Пирротин-изокубанит-сфалеритовые трубки-диффузеры (обр. 4819-M2-8). Трубка имеет пористое строение. В ней различается оболочка с самой внешней частью буроватого цвета (гетит?), слабо развитая стенка халькопиритового состава и несколько полых отверстий разного размера (рис. 3.1.16а), возможно, выполняющих роль каналов. Границы между основными слоями носят извилистый характер, что затрудняет определение их мощностей.

Зона А. Самая внешняя часть оболочки (подзона А1) сложена тонкослоистым лимонитом, содержащим слой кристаллического гетита (рис. 3.1.16б, в). Мощность лимонитового слоя изменчива, участками переходит в агрегаты колломорфного пирита. Наблюдаются признаки замещения колломорфного пирита лимонитом. В подзоне А1 развит либо колломорфный пирит, либо псевдоморфозы по нему халькопирита и сфалерита-вюртцита. Здесь же в интерстициях сохранился зернистый пирит. По направлению вовнутрь трубы возрастает количество почковидного сфалерита-вюртцита (рис. 3.1.16г, д). В направлении к оси трубки в сфалерите появляется халькопирит, который встречается в виде вкрапленников (рис. 3.1.16е) или мелких округлых выделений. Можно предположить, что наблюдается постепенный переход от подзоны А2 к подзоне В1, также сложенной пористыми агрегатами сфалерита.

В составе гетита наружной зоны обнаружены примеси Zn (до 9 мас. %). Кроме элементов гидrogenной группы: U (до 25 г/т), V (до 58 г/т), W (до 22 г/т), для гетита характерно обогащение многими микроэлементами (г/т): Co (до 3200), Mn (до 1460), Mo (до 190), Te (до 14), Ba (до 2 %) (табл. 3.1.8).

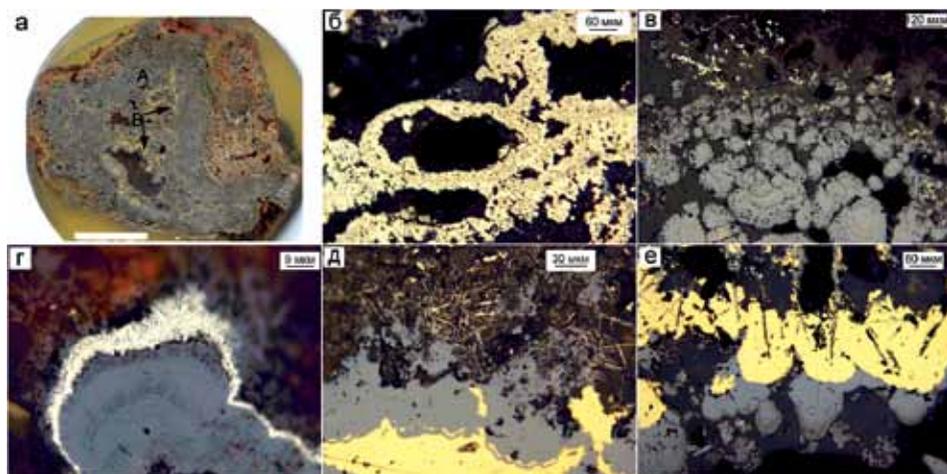


Рис. 3.1.16. Пирротин-халькопирит-пирит-сфалеритовая труба-диффузер. Гидротермальное поле Рейнбоу, обр. 4819-М2-8: а — внешний вид трубы-диффузера с зонами: А — гетит-пирит-сфалеритовая оболочка, В — халькопирит-сфалерит-вюртцитовая кристификация, канал — полый; б — биоморфный губчатый пирит (подзона А1); в — почковидный сфалерит оболочки с сохранившейся колломорфной структурой (подзона А2); г — обрастание почковидного сфалерита псевдоморфозами пирита по пирротину (подзона А2); д — агрегаты кристаллов пирротина (вверху подзона А3) граничат с сфалерит-вюртцит-халькопиритовой кристификацией (подзона В1, 2); е — пирротин-халькопирит-вюртцитовая кристификация одного из каналов трубы. А — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Как и гетит, пирит наружной зоны имеет в своем составе примеси Zn (2–9 мас. %). Набор содержащихся в пирите микроэлементов также сходен с гетитом, отличаясь только количеством: U (до 1.5 г/т), V (до 4 г/т) — на порядок ниже, W, Tl, Ni, Co (хотя встречаются пики максимумов до 8000 г/т), Ba, Mn, Mo, As (см. табл. 3.1.8).

В составе сфалерита наблюдаются примеси Fe (3–12 мас. %). Для сфалерита характерно присутствие Ag в ассоциации с Pb (274–1600 г/т и 668–1990 г/т, соответственно), относительно много Mn (до 178 г/т), Au (до 1.7 г/т), Co (до 2243 г/т), Sb (до 83 г/т) (см. табл. 3.1.8).

Зона В. Внутренняя стенка трубы обросла пористыми агрегатами сфалерита-вюртцита (подзона А3–В1). В сфалерит-вюртците рассеяны многочисленные полые каналы, стенки которых последовательно обросли халькопиритом и сфалерит-вюртцитом.

Халькопирит является главным концентратором Sn (1600–5200 г/т). В халькопирите наблюдаются повышенные содержания Sb (24–300 г/т), Co (512–1200 г/т), Ag (215–420 г/т) и единичные всплески концентраций Au (до 9 г/т).

Видовой состав микроэлементов в сфалерите, имеющем в своем составе примеси Fe (до 7 мас. %) и относительно повышенные содержания Cu, во многом сходен с халькопиритом, различаясь только количественным содержанием — на порядок меньше.

Зона С. Эта зона представлена сфалерит-вюртцитовыми кристификациями мелких каналов трубы-диффузера. Стенки канальчиков окаймляются

Таблица 3.1.8

Химический состав минералов пирротин-изокубанит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819-М2-8). Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Gt	A01	5	46	17	6	986	56	2375	8.1	0	64	39	47	147
		σ	87	23	4	462	2	671	2.9	0	2	7	84	37
Py1-2	A12	15	2.0	0.7	0.5	34	46	1325	0.5	0	1	19	0.5	59
		σ	0.4	1.3	0.6	47	1	1990	0.5	0	1	33	0.3	73
Sph	A1.2	3	1.7	0.04	0.5	90	8	1498	0.5	0	58	22	1.8	32
		σ	1.3	0.04	0.7	77	4	704	0.7	0	4	6	1.6	54
Py3	A3	2	1.6	0.62	0.0	9	44	711	0.4	0	3	37	0.6	74
Sph	A3B1	6	1.3	0.02	0.4	44	6	1355	0.1	0	60	15	1.2	2.5
		σ	0.4	0.01	0.6	14	2	561	0.2	0	2	3	1.4	3.3
Chp	B	14	1.9	0.02	0.8	2	30	731	0.7	34	1	43	1.8	3.8
		σ	1.5	0.02	1.0	2	1	214	0.4	1	1	139	1.7	6.6
Sph	C	8	0.7	0.02	0.2	34	3	557	0.04	0	63	6	1.9	0.4
		σ	0.4	0.02	0.3	10	3	538	0.04	0	3	5	0.9	0.8
Минерал	Зона	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
G Gt	A01	5	42.2	94.4	7.2	8.8	3.1	5234	14	3.8	14.2	353	0.015	12.5
		σ	20.6	44.9	4.7	3.5	6.1	10590	8	1.7	4.1	121	0.011	7.6
Py1-2	A12	15	11.9	7.1	0.8	1.0	0.0	1.16	6.0	0.3	9.6	63	0.002	0.43
		σ	33.5	10.0	1.9	1.5	0.0	2.27	9.9	0.4	7.4	80	0.002	0.46
Sph	A12	3	832	1758	229	45	0.1	0.03	7.5	0.9	2.9	1042	0.003	0.76
		σ	512	1363	201	39	0.1	0.04	12.9	0.7	4.7	317	0.004	1.32
Py3	A3	2	3.1	5.8	0.2	0.9	0.0	0.03	1.3	0.1	10.8	41	0.013	0.40
Sph	A3B1	6	997	1903	237	37	0.1	0.02	1.2	0.6	0.4	1133	0.003	0.04
		σ	395	1509	242	34	0.1	0.02	1.6	0.5	0.6	631	0.002	0.06
Chp	B	14	312	24	3320	83	0.0	0.25	0.4	1.3	0.1	43	0.002	0.02
		σ	72	40	1041	72	0.1	0.37	0.5	2.5	0.2	46	0.002	0.05
Sph	C	8	1282	2255	271	41	0.0	0.12	0.7	0.3	30.2	3833	0.003	0.18
		σ	763	1732	258	46	0.1	0.23	0.9	0.1	36.0	2619	0.002	0.43

почковидными выделениями сфалерита-вюртцита (см. рис. 3.1.16д). Самые крупные из них ограничены сфалеритом, в котором наблюдаются выделения халькопирита. В сфалерите-вюртците появляются включения борнита.

Железистость сфалерит-вюртцита ниже, чем в сфалерите предыдущих зон. Очевидно, этот сфалерит формировался при большей фугитивности серы в слабоокислительных условиях при проникновении океанской воды на заключительных стадиях минералообразования. Как сфалерит наружной

зоны, так и сфалерит канала отличается присутствием ассоциации Ag и Pb (500–2800 г/т и 800–8400 г/т, соответственно), в данном случае в максимальных количествах. Такое же поведение наблюдается для Tl (до 85 г/т). Сфалерит также обогащен такими элементами, как Au, Co, Se, Sb и Sn (см. табл. 3.1.8).

Химическая зональность труб этого типа обусловлена концентрацией в оболочке трубки не только элементов низкотемпературной (Ba, Tl, Mn) и литогенно-гидрогенной (U, V, Mo, W) ассоциаций, но и элементов, типичных для высокотемпературной ассоциации (Se, Te, Bi, Co). Вероятно, они образуют иные формы концентрации (самородные, сорбционные), по сравнению с изоморфными формами, характерными для высокотемпературного халькопирита и изокубанита. Элементы полиметаллической гидротермальной ассоциации (Ag, Bi, Pb), а также Sn концентрируются в халькопирит-сфалеритовых крустификациях.

Результаты расчетов локальных коэффициентов концентраций позволяют количественно уточнить выявленные закономерности (табл. 3.1.9). Интересно, что химические элементы (Se, Te, Co, Bi), свойственные, как правило, высокотемпературному изокубанит-халькопиритовому парагенезису черных курильщиков, в халькопирите данного типа труб не концентрируются.

Таблица 3.1.9

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие химическую зональность халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819–M2–8)

Зона	Минерал	n	ЛКК									
			Ba	V	Te	U	Se	Mn	Ti	Ni	Cr	
A01	Gt	5	10.6	9.3	9.1	8.9	8.4	8.3	7.9	7.0	6.0	
			Bi	Mo	Au	W	Hg	Co	Fe	Tl	As	
A1-2	Py1-2	15	4.1	4.0	3.9	3.6	2.3	2.1	1.9	1.5	1.5	
			Mo	W	Fe	Co						
A1-2	Sph	5	1.6	1.6	1.6	1.2						
			Zn	Cd	Hg	W	Ag	Co	Pb	Sb		
A3	Py3	2	2.8	2.6	2.6	2.0	1.9	1.3	1.3	1.2		
			Bi	Mo	Fe	As	Tl					
A3-B1	Sph	6	3.6	2.0	1.5	1.4	1.2					
			Zn	Cd	Ag	Hg	Pb	Co				
B	Chp	14	2.9	2.8	2.2	1.7	1.4	1.2				
			Cu	Sn	Sb	As	Au					
C	Sph	8	3.7	3.5	2.3	1.7	1.4					
			Pb	Cd	Tl	Zn	Ag	Hg	Sb			
			4.6	3.4	3.3	3.0	2.9	2.2	1.1			

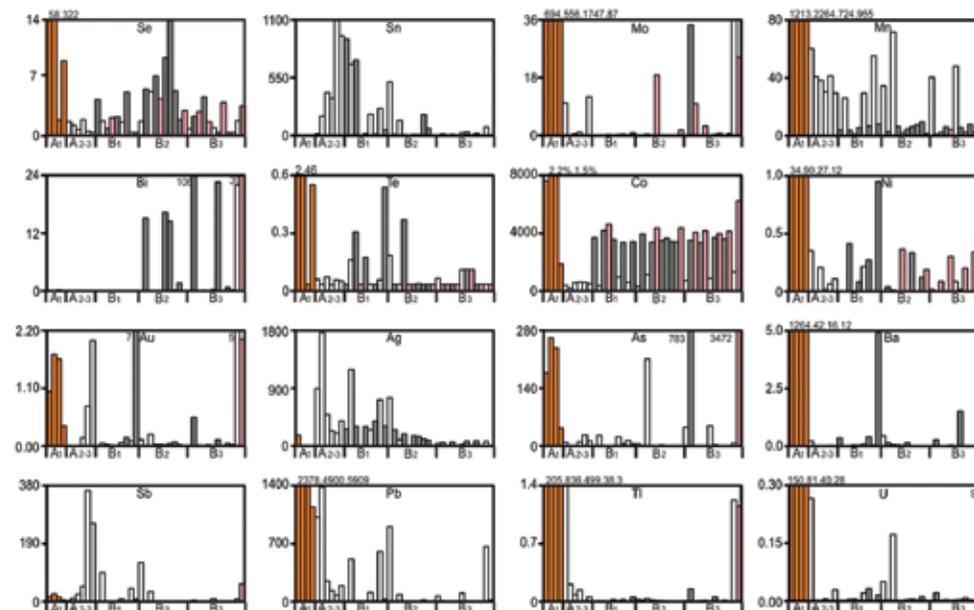


Рис. 3.1.17. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам стенки пирротин-изокубанит-сфалеритовой трубы-диффузера (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Рейнбоу (обр. 4819-M2-8). Оранжевое — гетит (подзона A1), черное — пирит (подзона A1-2), темно-серое — халькопирит (зона B), белое — сфалерит.

3.1.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенными минералами являются борнит, дигенит, халькозин, ковеллин, гидроксиды железа и магнетит. Среди нерудных минералов преобладает ангидрит, подчиненными являются барит, кальцит, опал и кварц [Богданов и др., 2002]. В трубах и диффузерах нередко встречаются троилит, вюртцит. Среди аксессуарных минералов доминирует нестехиометричный кобальт-пентландит $(Co,Ni,Fe,Cu)_8S_8$ [Мозгова и др., 2005], а среди очень редких минералов упоминаются колорадоит, минералы группы сафлорита [Леин и др., 2003; Богданов и др., 2015], X-борнит $Cu_{4.6}Fe_{1.22}S_{4.15}$, яроуит $Cu_{1.1}S$, спионкопит $Cu_{1.4}S$, джирит $Cu_{1.5-1.6}S$, джарлеит $Cu_{1.93-1.96}S$, халькозин Cu_2S , тетрагональная фаза Cu_2S , акантит Ag_2S , миллерит NiS , молибденит MoS_2 , колорадоит $HgTe$, касситерит SnO_2 , галенит, самородный кадмий [Богданов и др., 2002, 2006б, 2015; Бородаев и др., 2004; Габлина и др., 2004]. В некоторых дигенит-борнит-халькопиритовых трубах, содержащих изокубанит, встречается самородное золото в сростании с кобальт-пентландитом. Нами обильное самородное золото обнаружено в борните. Там же встречаются минералы группы линнеита и миллерит.

3.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Расчеты по ЛА-ИСП МС анализам выполнены методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981], а также верифицированы результатами парагенетического анализа (3.1.10).

В *дигенит-борнит-халькопиритовой трубке* (обр. 4819-13b1) первая ассоциация химических элементов соответствует высокотемпературному халькопириту, содержащему изоморфную примесь Se и Te. Нахождение Bi во второй ассоциации, состоящей из водородных элементов, свидетельствует о влиянии океанской воды на его концентрацию. Третья ассоциация относится к литогенно-водородной, а четвертая принадлежит борниту и дигениту, которые, судя по связи с W, образовались при участии океанской воды. Пятая ассоциация объединяет золото-галенит-сфалерит-блекловорудный парагенезис, характерный для внешней части трубки.

Методом максимального корреляционного пути в гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубке (обр. 4819-13-д) к первой группе относятся водородные элементы, принадлежащие гидроксидам железа и марганца, покрывающим поверхность трубки. Вторая ассоциация включает элементы высокотемпературной ассоциации халькопиритового парагенезиса, третья — отражает осаждение золота совместно с висмутсодержащим псевдоморфным борнитом. В четвертую ассоциацию входят элементы, соответствующие сфалериту и галениту. Таллий и Hg показывают типичную корреляцию в пятой группе. Сильная положительная корреляция As с Mo (группа 6) может свидетельствовать в пользу водородной природы хотя бы части мышьяка.

В пирротин-изокубанит-сфалерит-вюртцитовых трубках-диффузерах (обр. 4820-7АВ) первая ассоциация характеризует совместное осаждение Se и Te из гидротермальных растворов на поверхности трубы, возможно, в виде самородных элементов. Вторая ассоциация включает гидроксиды марганца и сорбированные на них водородные элементы, третья может свидетельствовать в пользу литогенной природы, по крайней мере U, если Ti считать литогенным элементом. Четвертая ассоциация не находит объяснений. Пятая ассоциация включает элементы, изоморфно входящие в состав сфалерита и вюртцита. В связи с этим интерес вызывает появление в этой ассоциации Sb. Не исключено, что и этот элемент может изоморфно входить в структуру сфалерита и вюртцита.

В халькопирит-пирит-сфалеритовой трубе-диффузере (обр. 4819-M2-8) определены шесть геохимических ассоциаций. Первая ассоциация отражает совместное осаждение Se и Te на гетите, возможно, в элементарной форме. Вторая ассоциация является литогенно-водородной, связанной с лимонитом. В третью ассоциацию входят гидроксиды марганца. Четвертая ассоциация связана с включениями галенита в ртутистом сфалерите-вюртците. Пятая ассоциация соответствует гетеровалентному изоморфизму $Ag+Bi \leftrightarrow 2Pb^{2+}$ в галените. Шестая ассоциация включает изоморфные примеси в сфалерите и вюртците.

В «изокубанит»-сфалеритовой трубе выявлено пять групп. Первая включает элементы низкотемпературной (Ba, Mn) и водородной ассоциаций. Во второй группе элементы водородной ассоциации (Mo, W) объединены с элементами, которые обычно рассматриваются в высокотемпературной ассоциации (Bi и Te). Очевидно, смешение элементов различных температурных ассоциаций — характерная черта диффузеров, которая отличает их от типичных черных курильщиков. Третья ассоциация включает элементы (за исключением Cr), свойственные изокубаниту. Интересно, что в четвертой группе Au входит

Таблица 3.1.10

Геохимические ассоциации элементов-примесей в трубках гидротермального поля Рейнбоу

№	Зоны	Минералы	Ассоциации химических элементов
4819-13b1	А, В	Дигенит, борнит, халькопирит	I(Te+Se+Fe)–II(U+Mo+Bi+Ni)–III(V+Ba+Ti+Cr)+IV(W+Cu+Ag)+V(Pb+Zn+Tl+Mn+Au+As+Sb+Sn+Hg)–Cd–Co
4819-13д	А, В	Гетит, дигенит, борнит, халькопирит, сфалерит	I(Mn+V+Cr+Ba+U+Ni)+Fe+II(Se+Te)+III(Bi+Au)–IV(Zn+Pb+Cd+Sn+Ag+Sb)+W+V(Tl+Hg)+Co+VI(Mo+As)–Ti–Cu.
4820-7АВ	А, В	Гетит, пирротин, халькопирит, сфалерит	I(Te+Se)+II(W+Ni+V+Mn+Cr+Co)+III(U+Ti)+IV(Mo+Hg+Pb)+Au+As+Bi+Cu–Fe–V(Sb+Cd+Zn+Ag+Sn)–Ba.
4819-M2-8	А, В, С	Гетит, пирит, халькопирит, сфалерит	I(Te+Se)+II(Ti+Ba+V+U)+III(Ni+Mn+Cr+Mo)+IV(Hg+Pb)–Au–V(Ag+Bi)–Cu–Fe–VI(Sb+Cd+Zn+Ag+Sn)–Ba.

в одну ассоциацию с элементами типичными для сульфидов цинка. Это отличает данный диффузер от типичных черных курильщиков этого же поля, в которых золото ассоциирует в основном с изокубанитом и борнитом. Пятая ассоциация, вероятно, соответствует микровключениям галенита в сфалерите.

3.1.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Если формирование гидротермальных систем океанических рифтов базальтовой формации, связано, главным образом, с трансформацией океанской воды в результате ее взаимодействия с породами коры при высоких температурах над кровлей осевой внутрикоровой магматической камеры, то для Рейнбоу предполагается другой тип гидротермальных циркуляционных систем — «глубинных», по терминологии Ю.А. Богданова [Богданов и др., 2006б]. Осевое поднятие в центральной части рифтовой долины в районе гидротермальной системы Рейнбоу не является вулканическим образованием, как в других областях Мировой рифтовой системы, а сформировано серпентинитовой протрузией [Богданов и др., 2006б].

При погружениях ГОА «Мир» на поле Рейнбоу встречены два типа черных курильщиков. В одних случаях из хорошо оформленных гидротермальных труб выходят на поверхность дна гидротермальные растворы, обладающие высокой положительной плавучестью и формирующие всплывающий плюм, а затем и плюм с нейтральной плавучестью. В других случаях гидротермальные растворы с густой черной взвесью распространяются прямо от устьев курильщиков либо горизонтально, либо спускаются постепенно вниз по склону постройки, т. е. эти воды практически лишены плавучести. Явление разной плавучести плюмов свидетельствует в пользу фракционирования флюидов на глубине [Богданов и др., 2006б]. Поднимающиеся с границы коры и мантии к поверхности дна высокотемпературные гидротермальные

рудоносные растворы при существенном изменении гидростатического давления с большой долей вероятности могут стать неустойчивыми и испытать фазовую сепарацию. Частая смена в источниках осолоненных и опресненных струй гидротермальных вод с меняющейся температурой сказывается на плохом пространственном разделении разнотемпературных сульфидных фаз, а также на присутствии среди сульфидов включений магнетит-гематитовых ассоциаций.

Полученные значения $\delta^{34}\text{S}$ для изученных сульфидов лежат в пределах 1.3–12.5 ‰. Столь существенные колебания изотопного состава серы сульфидов гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта были зафиксированы только в пределах гидротермального поля Логачева [Леин и др., 2003; Богданов и др., 2002]. Наблюдается определенное изменение изотопного состава серы сульфидов в зарождающихся и зрелых гидротермальных трубах. В зрелой, но активной гидротермальной трубе величина $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидов оказалась равной 8.3–10.4 ‰, в то время как в очень молодой хрупкой тонкостенной, только зарождающейся трубе она составила 1.3–2.9 ‰. Такое различие может быть связано с тем, что в зарождающихся трубах в сульфидах фиксируется изотопный состав серы первичного гидротермального раствора, в зрелых трубах — серы восстановленной из сульфата океанской воды [Леин и др., 2003].

Флюидные включения в минералах, исследованных методами термобарогеохимии (эксперименты с включениями проводили в среднетемпературной микротермокамере и в криокамере оригинальной конструкции [Симонов, 1993, 2000]), показывают максимальные температуры гидротермальных рудоформирующих флюидов (295–370°C), что хорошо согласуется с данными непосредственных замеров в активных гидротермальных трубах поля (250–348°C). Исследование минерального состава серпентинитов поля Рейнбоу показало, что процесс серпентинизации происходил в интервале температур 350–500°C [Barriga et al., 1997]. Соленость флюидов, отлагавших сульфидно-сульфатные рудопроявления поля, в два раза выше солености океанской воды. Объяснить такое различие можно фазовой сепарацией субкритического флюида в подповерхностных условиях. Кроме того, существенные вариации солености флюида во время минералообразования, несомненно, были связаны с подповерхностным смещением флюида с холодной океанской водой, проникающей в кору по трещинам.

По потокам вещества из океанской коры флюиды поля Рейнбоу являются самыми интенсивными из известных в пределах САХ [Богданов и др., 1999]. В составе флюидов участвуют аномальные количества H_2 и CH_4 . Появление их связано с процессами серпентинизации [Леин, Иванов, 2009]. Образование CH_4 происходит при взаимодействии водорода и углерода бикарбоната, главным образом из океанской воды. Углерод CH_4 и углерод остаточной от синтеза CH_4 уголекислоты во флюиде («endmember») поля Рейнбоу обогащены тяжелым изотопом ^{13}C , по сравнению с флюидом других полей САХ. Предполагается, что это связано с высокой скоростью процесса абиогенного метаногенеза, протекающего в присутствии Ni-Fe катализатора при серпентинизации перидотитов [Horita, Berndt, 1999; Леин и др., 2000]. Сероводород и водород практически полностью окисляются и/или утилизируются специ-

Таблица 3.1.11

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-13д) относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Au	Ni	W	Co	Bi	U	Te	Cu	Fe	Se	Pb
Черные	127	67	42	22	2.81	2.66	2.14	1.03	0.97	0.70	0.62
	Tl	Sn	Sb	Ag	As	Cd	Mn	Mo	V	Zn	Ba
	0.54	0.52	0.46	0.25	0.19	0.18	0.13	0.06	0.01	<0.01	<0.01
Серые	Ni	Co	Au	W	Te	Sn	U	Se	Fe	Cu	Pb
	1349	136	37	6.19	5.42	2.05	1.77	1.66	1.00	0.99	0.22
	Bi	Cd	Ag	Tl	As	Mn	Sb	Mo	V	Zn	Ba
	0.21	0.20	0.16	0.15	0.10	0.02	0.01	0.01	0.001	<0.01	<0.01

фической хемоавтотрофной и гетеротрофной микрофлорой в пределах гидротермальных полей [Пименов и др., 2000]. Этого нельзя сказать с уверенностью о метане, поскольку наблюдаются аномально высокие его концентрации в придонных слоях воды (до 400 м от дна) на значительном по длине отрезке рифтовой зоны (~2000 км) САХ далеко от мест истечения флюидов. Наиболее значимой зоной с точки зрения утилизации CH_4 микроорганизмами на поле Рейнбоу считается зона черных дымов [Леин, Иванов, 2009].

Сульфиды гидротермальных труб поля Рейнбоу характеризуются своими геохимическими особенностями, по ряду элементов существенно отличающимися их от сульфидов курильщиков других полей СОХ. Для примера приведем сравнение сульфидов одного из черных курильщиков поля Рейнбоу с черными и серыми курильщиками поля ВТП 9°50' с.ш.

Халькопирит черных курильщиков гидротермального поля Рейнбоу, по сравнению с халькопиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., насыщен такими элементами, как Au, Ni, W и Co при минимальных КК Mo, V, Zn и Ba (табл. 3.1.11). Наличие первой группы элементов определяется доминирующим золото-кобальт-пентландитовым парагенезисом. Более высокие содержания W связаны, вероятно, с более длительным взаимодействием гидротермальной системы Рейнбоу с океанской водой. Одним из источников W может быть ильменит и магнетит, которые на продвинутой стадии зрелости рудогенерирующей системы должны растворяться кислыми гидротермальными растворами.

На диаграммах Se–Te и Co–Sn черные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу отчетливо подразделяются. Халькопирит и изокубанит диффузеров содержит гораздо меньше Se и Te, что подтверждает низкие температуры их образования и позволяет сопоставлять с бесцветными курильщиками. С другой стороны, халькопирит и изокубанит диффузеров обогащен Sn вплоть до промышленных содержаний (рис. 3.1.18).

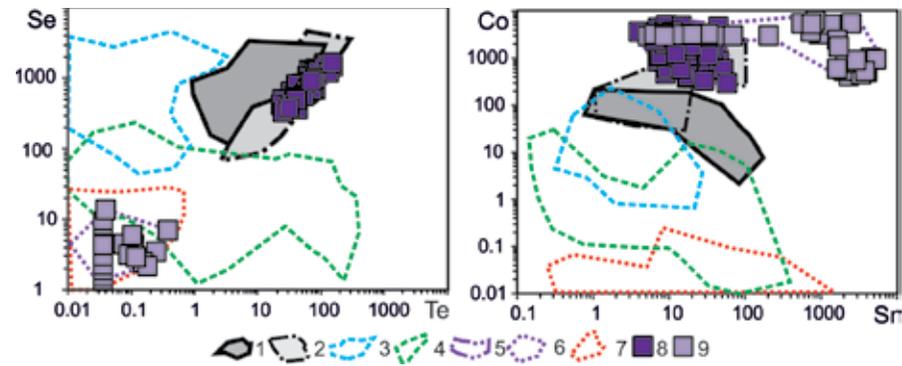


Рис. 3.1.18. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита черных курильщиков (8) и бесцветных диффузеров гидротермального поля Рейнбоу в сравнении с современными курильщиками других полей: 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики Брокен Спур, Снейк Пит; 3 — серые курильщики Лаки Страйк, Гора Осевая, Мenez Гвен; 4 — серые и белые курильщики Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики Рейнбоу; 6 — бесцветные диффузеры Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики других гидротермальных полей.

Колломорфный пирит почти не встречается в оболочках труб черных курильщиков поля Рейнбоу. Однако достаточно много колломорфного пирита покрывает поверхность диффузеров и гидротермальных плит. По сравнению с колломорфным пиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. этот колломорфный пирит характеризуется повышенными содержаниями Co, Sn, W, Ba и Au при минимальных КК Tl, Ni, Mn, Cu и Te (табл. 3.1.12).

Таблица 3.1.12

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту пирротин-изокубанит-сфалеритовой трубы-диффузера (обр. 4819–M2–8) относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	W	Co	Ba	U	Au	Zn	Sn	Cd	Mo	Tl	Te
Черные	54	29	8.13	2.71	2.60	2.54	2.22	0.85	0.71	0.59	
	Ag	Sb	Bi	Pb	V	Mn	Ni	As	Se	Cu	Te
	0.43	0.39	0.23	0.20	0.10	0.09	0.06	0.04	0.01	<0.01	<0.01
Серые	Co	Sn	W	Au	Zn	Mo	Sb	Ag	Ba	Bi	
	89	16	12	4.47	2.96	2.10	1.20	0.90	0.90	0.79	
	Cd	U	Se	As	Pb	V	Tl	Ni	Mn	Cu	Te
	0.68	0.31	0.24	0.20	0.19	0.13	0.07	0.02	0.01	<0.01	<0.01
Бесцветные	Co	W	Ba	Au	Ag	Zn	As	Sn	Mn	U	
	2685	442	21	12	3.44	2.25	1.65	1.20	0.96	0.69	
	Bi	Sb	Mo	Cd	Pb	Tl	Se	V	Ni	Cu	Te
	0.65	0.54	0.53	0.36	0.36	0.22	0.21	0.17	0.02	<0.01	<0.01

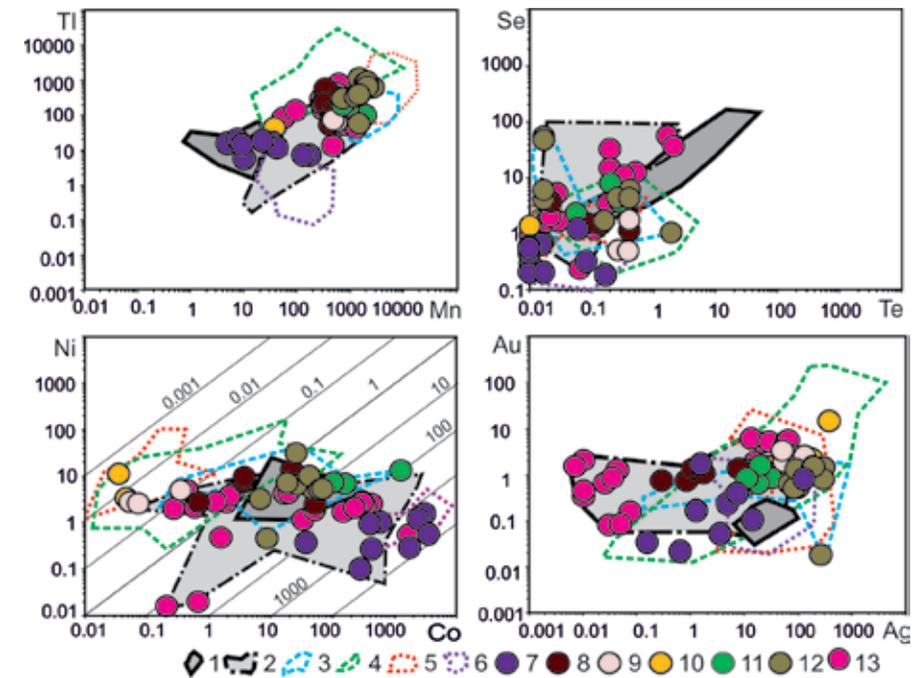


Рис. 3.1.19. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита курильщиков Атлантического океана: 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Мenez Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая), 3 — серые курильщики полей Лаки Страйк, Гора Осевая, Мenez Гвен; 4 — серые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры Рейнбоу.

Фигуративные точки: 7 — диффузеры и трубы поля Рейнбоу; 8 — черные курильщики поля Снейк Пит; 9 — диффузеры поля Снейк Пит; 10 — бесцветные (?) курильщики поля ТАГ (МИР); 11 — черные курильщики поля Лаки Страйк; 12 — серые курильщики поля Мenez Гвен; 13 — черные курильщики поля Брокен Спур.

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита данного диффузера занимают позицию минимальных содержаний обоих элементов. На диаграмме Se–Te они попадают в поле диффузеров и белых курильщиков. Колломорфный пирит диффузеров поля Рейнбоу характеризуется максимальными значениями Co/Ni > 100–1000, тогда как диффузеры полей других типов отличаются значениями Co/Ni < 1. Фигуративные точки колломорфного пирита по содержаниям Au и Ag попадают в поле большинства курильщиков COX, существенно уступая колломорфному пириту островодужных серых курильщиков (рис. 3.1.19).

Сфалерит изученных труб черных курильщиков по сравнению со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. обогащен Ni, Tl, W, Co, Ba, Sn (табл. 3.1.13). Высокие содержания Co и Ni отражают состав подстилающих уль-

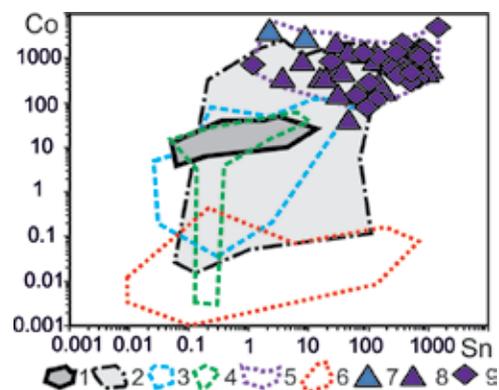


Рис. 3.1.20. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермального поля Рейнбоу (7–9) (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1-6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50'; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7 — черный курильщик поля Рейнбоу; 8, 9 — диффузеры поля Рейнбоу.

Таблица 3.1.13

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-13д) относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ni	Tl	W	Co	Ba	Bi	Sn	U	Mo	Au	Se
Черные	816	648	366	129	29	21	13	7.14	6.67	6.31	
	Pb	Cu	Ag	Fe	Cd	V	As	Mn	Sb	Te	Se
Серые	5.84	4.26	3.82	1.25	0.76	0.56	0.29	0.19	0.12	0.10	0.03
	Ni	W	Sn	Co	U	Tl	Mo	Bi	Cu	Pb	Se
Бесцветные	887	203	81	72	30	13	4.99	4.33	2.88	2.29	
	Au	Ag	Fe	Ba	Cd	As	Te	V	Mn	Sb	Se
Бесцветные	1.30	1.25	1.11	0.72	0.50	0.32	0.31	0.17	0.14	0.10	0.03
	Co	W	Ni	Tl	Ba	Bi	U	Pb	As	Te	Se
Бесцветные	306900	2600	640	496	200	50	38	21	10	5.26	
	Cu	Mo	Ag	Au	Se	V	Fe	Cd	Sn	Mn	Sb
Бесцветные	5.00	2.22	1.56	0.82	0.75	0.74	0.38	0.27	0.27	0.14	0.10

трамафитов. Появление значимых количеств Sn свидетельствует о сильно-восстановительных свойствах гидротермальных флюидов. С другой стороны, появление Ba и Tl может служить доказательством того, что рудогенерирующая система дозрела до стадии разложения полевых шпатов.

В сфалерите изученных диффузеров поля Рейнбоу отмечаются максимальные содержания Co и Sn. При этом содержания Sn в сфалерите черных курильщиков гораздо ниже, чем в сфалерите диффузеров (рис. 3.1.20). Это согласуется с данными по халькопириту (см. рис. 3.1.18).

3.2. Логачев

3.2.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле Логачев расположено в 35 милях к югу от трансформного разлома 15°20' с.ш. на краевом уступе рифтовой долины [Богданов и др., 1997]. Внутренний рифт в этом районе характеризуется аномальным строением. «Нормальный» западный краевой уступ рифтовой долины образован системой, по-видимому, листрических сбросов, сложенных базальтами. Восточный «аномальный» уступ круче. Он представляет собой приподнятый блок океанской коры, в пределах которого на поверхность выведены глубинные кристаллические породы (габброиды), а на склоне, обращенном в сторону рифтовой долины, в разной степени серпентинизированными ультрабазитами. В пределах этого серпентинитового массива и было встречено гидротермальное поле Логачев.

Асимметрия рифтовой долины поля Логачев аналогична гидротермальному полю ТАГ. Южнее, в районе 13° с.ш. характер асимметрии рифтовой долины меняется: серпентиниты выходят уже в уступах западного борта. Несмотря на различное положение гидротермальных полей Логачева и Рейнбоу в пределах внутреннего рифта срединного хребта, их объединяет приуроченность к серпентинитовым массивам.

В пределах низкосрединговых хребтов вулканические процессы, развивающиеся над небольшими локальными магматическими камерами (вулканическая фаза), сменяются длительной тектонической фазой [Богданов и др., 1997; Монин и др., 1985]. Серпентинизации подвергаются значительные объемы вещества в нижней части литосферы и, в соответствии с принципом изостазии, происходит воздымание блока [Зоненшайн и др., 1992], как зоне развития гидротермального поля Логачева.

3.2.2. Типы и состав сульфидных построек. В пределах поля обнаружено 11 гидротермальных сульфидных построек и две зоны грубообломочных сульфидных отложений. Наиболее крупная постройка имеет овальную форму 200 м длиной, 125 м шириной, 20 м высотой, в центральной части фиксируются выходы высокотемпературных растворов. В осевой части постройки на глубинах 3005, 2960 и 2940 м обнаружены три активных участка диаметром до 10 м. Два наиболее глубоких участка представляют собой ранее не встречавшиеся на других гидротермальных полях Мировой рифтовой системы кратеры, из которых горизонтально истекает черная взвесь тяжелых, практически лишенных плавучести высокосоленых гидротермальных

флюидов. К юго-востоку от «кратеров» расположена группа классических черных курильщиков с всплывающими гидротермальными плюмами, содержащими густую черную взвесь [Богданов и др., 2006б].

Поверхность периферийной части некоторых построек покрыта толстым «ковром» моллюсков. В пределах небольших участков, лишенных такого «ковра», на поверхности залегают черные сульфидные металлоносные осадки с небольшими (до 5 см в поперечнике) обломками массивных сульфидных отложений. В центральной части постройки «Ирина-2» над цоколем поднимаются немногочисленные сульфидные трубы — черные курильщики.

Между двумя описанными активными постройками обнаружены несколько диффузных полей, в пределах которых теплые мерцающие воды истекают непосредственно из-под черных металлоносных осадков с многочисленными обломками сильно измененных кристаллических пород. Местами в результате цементации оксигидроксидными минералами Fe и Mn и кремнеземом они превращены в плиты [Богданов и др., 2006б].

Главными сульфидными минералами гидротермальных образований (черных курильщиков и реликтовых труб) являются пирит, халькопирит, борнит, ковеллин и сфалерит, реже встречаются изокубанит, марказит и дигенит [Богданов и др., 1997]. В некоторых образцах обнаружен Со-содержащий пентландит [Mozgova et al., 1996].

Для сульфидных отложений поля Логачев наиболее характерными являются ноздреватые и концентрически-зональные текстуры. Концентрическая зональность развивается вокруг флюидоподводящих каналов, которые часто заполнены аморфным кремнеземом и сфалеритом. Каналы, как правило, окружены тонкой (2–5 мм) зоной, сложенной халькопиритом, изокубанитом и сфалеритом. Следующая зона (основная масса сульфидной постройки) состоит из сфалерита, халькопирита, марказита и пирита. Изредка в ней наблюдаются реликты пирротина. В одном из образцов прилегающая к каналу зона сложена халькопиритом, а внешняя часть — борнитом, дигенитом и ковеллином. В продуктах разрушения сульфидных построек поля Логачев распространены многочисленные обломки частично окисленных сульфидных труб, богатых халькопиритом. По сравнению с другими полями САХ, руды поля Логачев обогащены Cu, Zn, Ba, Co и As, и обеднены Pb, Mn и Ni [Богданов и др., 2006б].

3.2.3. Минеральная и химическая зональность труб. На гидротермальном поле выделяются сфалерит-пирит-халькопиритовые, борнит-халькопиритовые трубы курильщиков [Богданов и др., 2006б]. В первом случае оболочка (зона А) состоит из сфалерита, халькопирита, колломорфных и зернистых разновидностей марказита и пирита с реликтами пирротина. Во второй разновидности, в оболочке преобладают борнит и ковеллин. На поверхности некоторых труб наблюдается «рубашка», сложенная лимонитом или ферригидритом. Стенки каналов большинства разновидностей труб обрастают сростками кристаллов халькопирита, изокубанита и сфалерита и аморфного кремнезема. Марказит и борнит не встречены в составе кристаллических каналов труб [Богданов и др., 2006б].

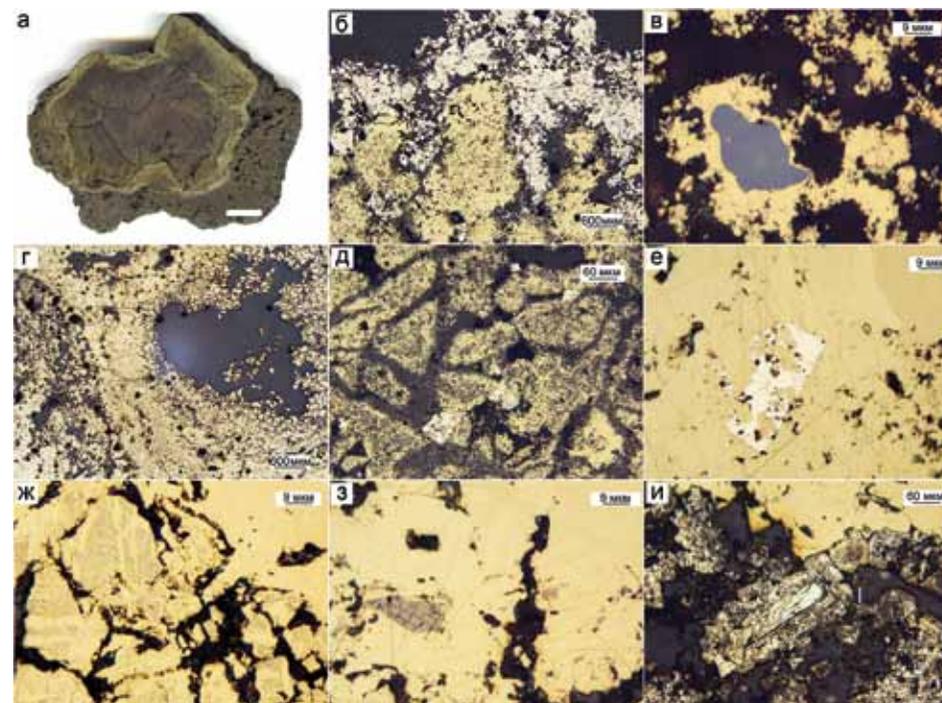


Рис. 3.2.1. Фрагмент многоканальной халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Логачев, обр. GT13: а — общий вид поперечного среза трубы; б — агрегаты пирита и халькопирита в оболочке трубы (зона А); в — реликты сфалерита в халькопирите (зона А); г — «каналы-сателлиты» в наружной части трубы (зона А); д — частично растворенные кристаллы халькопирита (зона В); е — корродированные кристаллы эвгедрального пирита в халькопирите (зона В); ж — «изокубанит» в решетчатой структуре халькопирита (зона В); з — включения борнита в халькопирите (зона В); и — субгедральные кристаллы зонального пирита (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-к — отраженный свет.

Образец (обр. GT13) передан нам Б.Н. Батугеевым. Образец получен при драгировании отложений гидротермального поля Логачев-1 и, вероятно, представляет собой обломок многоканальной трубы, лишенной традиционной оболочки (рис. 3.2.1а). Фрагмент гидротермальной трубы, почти полностью состоит из халькопирита. Диаметр многоканальной трубы, вероятно, составлял не менее 10–15 см. Несмотря на однообразный минеральный состав и сложное сплетение каналов, в трубе могут быть выделены зоны А и В.

Зона А. К поверхности фрагмента трубы припаяны агрегаты сульфидных песчаников, состоящих из обломков пирита, халькопирита и сфалерита, сцементированных опалом. Вероятно, сульфидные песчаники являлись цементирующей массой данного более крупного фрагмента трубы. Наружный слой сложен пористыми агрегатами пирита и халькопирита, напоминающими по строению оболочку трубы (рис. 3.2.1б). В халькопирите очень редко сохраняются реликты сфалерита, содержащего редкие мелкие включения

борнита (рис. 3.2.1в). Пористый халькопирит разделяет «каналы-сателлиты», выполненные друзовым халькопиритом (рис. 3.2.1г).

Зона В. Канал трубы полностью зарос друзовыми агрегатами халькопирита, образованными типичными копьевидными сростками кристаллов, свидетельствующими о высоких скоростях роста. Участками наблюдаются признаки начального растворения друзовых агрегатов халькопирита (рис. 3.2.1д). Многие включения кристаллов пирита и их агрегатов корродированы (рис. 3.2.1е). В кристаллически зернистых агрегатах халькопирита встречаются реликты изокубанита, участки развития которого распознаются по решетчатым структурам (рис. 3.2.1ж, з). Во внутренней части халькопиритовой зоны встречаются включения борнита (рис. 3.2.1и).

Некоторые каналы выполнены агрегатами зональных кристаллов пирита, которые могут быть отнесены к зоне С (рис. 3.2.1к).

Пористая и друзовая разновидности халькопирита отличаются по содержаниям элементов-примесей. В пористом халькопирите отмечаются высокие содержания V (18–86 г/т), U (2–44 г/т), Cr (9–24 г/т), свидетельствующие об участии океанской воды в процессах минералообразования. Возможно, часть этих химических элементов осаждалась при окислении сульфидов [Butler, Nesbitt, 1996], а другая часть поступала в составе взвешенных в океанской воде глинистых частиц, оседавших синхронно с исходным колломорфным пиритом. В друзовом халькопирите эти химические элементы за редким исключением характеризуются низкими содержаниями V (0.4–4.8 г/т), U (0.2–6.1 г/т), Cr (менее 0.1 г/т) и на порядок высокими содержаниями Mn (7–32 г/т), Co (до 34 г/т) и Ni (до 3 г/т) относительно пористого халькопирита (табл. 3.2.1). Обращает на себя внимание отсутствие в данной трубе аномальных содержаний Co (240–1960 г/т), на которые ранее обращалось внимание [Богданов и др., 2006б]. Лишь единичные максимальные содержания Co в халькопирите достигают 34 г/т. В халькопирите появляются значимые содержания Bi, на один-три порядка превышающие таковые в черных курильщиках других гидротермальных полей СОХ (табл. 3.2.1). Ранее были указания на повышенные концентрации Pb, Sn и Bi в сфалерите сульфидных построек [Леин и др., 2003].

Халькопирит зоны А имеет более низкие содержания Se (220–972 г/т) по сравнению с друзовым халькопиритом (923–2485 г/т). Для последнего характерны повышенные количества Te (12–64 г/т). Причиной высоких содержаний Te и Se в друзовом халькопирите являются более высокотемпературные и восстановительные условия гидротермального роста, по сравнению с псевдоморфным замещением.

Идеальная химическая зональность трубки (рис. 3.2.2), реконструированная по локальным коэффициентам концентрации, представлена в табл. 3.2.2. В целом наблюдается обогащение наружной части трубы элементами литогенно-водородной низкотемпературной ассоциации, а внутренней части трубы — элементами высокотемпературной (Se, Te, Bi), среднетемпературной (Cd, Zn, Hg) и водородной (Mo) ассоциации.

Таблица 3.2.1

Химический состав халькопирита медноколчеданной трубы, гидротермальное поле Логачев, обр. GT13. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Chppor	А	12	46	10	14	30	5.9	0.8	35	0.01	3	957	1.1	15.0
		σ	33	8.5	7.3	1	9.1	0.8	1	0.01	1	742	0.7	5.5
Chps	В	8	2.6	0.0	8.4	30	2.5	0.5	35	0.02	2	1153	1.2	13.1
		σ	2.4	0.0	10	1	2.1	0.7	1	0.02	1	185	1.3	7.0
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	La	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Cphpor	А	12	0.5	47.4	2.6	31.1	0.15	0.25	3.5	4.1	37	57	6.2	12.9
		σ	0.4	34.6	1.5	13.5	0.19	0.27	2.3	1.6	18	23	4.2	13.4
Chps	В	8	0.6	41.4	1.0	47.9	0.18	0.01	1.7	2.6	19	36	7.6	3.5
		σ	0.6	16.7	0.8	11.3	0.16	0.01	1.9	2.0	18	16	5.6	4.3

Примечание. Chppor — пористый агрегат халькопирита наружной части трубы; Chps — халькопирит субгидральный внутренней части трубы (крустификации канала).

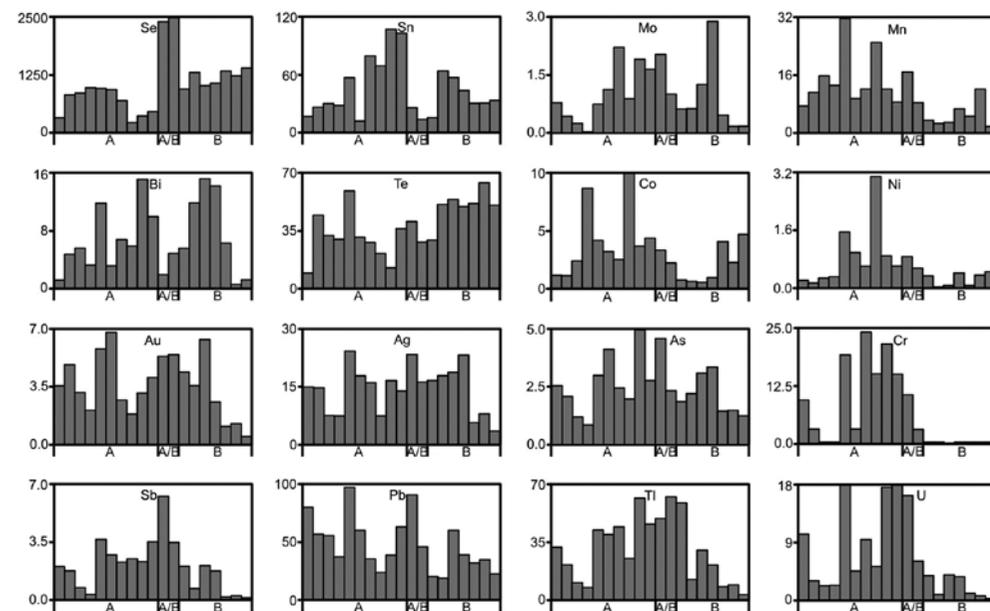


Рис. 3.2.2. Распределение элементов-примесей (г/т) в халькопирите по зонам халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Логачев, обр. GT-13.

Таблица 3.2.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Логачев (обр. обр. GT-13)

Зона	Минерал	n	ЛКК														
			Cr	La	V	U	Sb	Co	W	Tl	Ni	Mn	Pb	Au	As	Ag	Sn
A	Chppor	8	1.7	1.6	1.6	1.4	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1
B	Chps	12	Hg	Te	Zn	Bi	Cd	Se	Ba								
			1.3	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1								

3.2.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенным минералом в данной трубе является борнит. Редкие минералы при электронно-микроскопических исследованиях не обнаружены. Однако ранее в других образцах руд ранее были найдены Co-содержащий пентландит [Mozgova et al., 1996], самородное золото, кобальтин, арсениды ряда леллингит-саффорит (по Л.И. Лазаревой), а также галенит и сульфосоли меди и свинца [Богданов и др., 2015.]

3.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимально-корреляционного пути [Смирнов, 1981] в халькопирите выявлены следующие геохимические ассоциации: I(Cr+V+La+U)+Pb+II(Sb+W+Hg)+III(Ba+Mn+Ni+Co)–IV(Sn+Bi)+V(Ag+Au)+VI(Tl+As+Mo)–VII(Cd+Zn)–Se–Fe–Cu–Te–Ti. В первую ассоциацию входят водородные элементы. Присутствие W во второй ассоциации свидетельствует о возможности отложения Sb и Hg при участии океанской воды. Третья ассоциация соответствует гидроксидам марганца в ассоциации с баритом, которые концентрируются в наружной части трубы. Четвертая ассоциация, вероятно, связана с микровключениями борнита. Пятая ассоциация, очевидно, отражает микровключения самородного золота, шестая — пирита, седьмая — сфалерита. Предполагается, что невидимое золото ассоциирует с микровключениями борнита и пирита.

3.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. По геологическому положению, составу вмещающих пород, природе гидротермальных растворов, характеру их поведения и, соответственно, по составу гидротермальных залежей поле Логачев так же, как и поле Рейнбоу, отличается от ранее исследованных полей Мировой рифтовой системы и должно быть отнесено к новому типу, связанному с глубинной циркуляцией морской воды и возникновением гидротерм в условиях серпентинизации ультрамафитов [Богданов и др., 2006б]. Концентрации солей в растворах, судя по результатам изучения флюидных включений, явно резко превышают соленость океанской воды, достигая иногда 8–48 мас. %, приближаясь к рассолам. Широкие вариации солености могут определяться либо соотношением количеств поступающих в зону серпентинизации океанских вод, либо фазовой сепарацией, а в данном районе обеими причинами [Богданов и др., 2006б].

Высокие содержания Se и Te в халькопирите изученной трубы сопоставимы с содержаниями этого элемента в типичных черных курильщиках, сформированных на базальтовом и ультрамафитовом основаниях. Эти элементы являются индикаторами высокотемпературных [Hannington et al., 1999] и сильно восстановительных [Maslennikov et al., 2009; Масленников, 2012] условий. Судя по их равномерному распределению в трендах импульсов ЛА-ИСП-МС и отчетливой прямой корреляции содержаний, оба элемента не образуют собственных минералов и, скорее всего, входят в состав халькопирита в виде изоморфной примеси, замещая S²⁻. Несмотря на разницу в ионных радиусах серы и теллура, это, очевидно, становится вероятным при высоких температурах и в сильно восстановительных условиях [Auclair et al., 1987]. В некоторых случаях количество Sn достигает 107 г/т. Последнее также свидетельствует о высоком восстановительном потенциале гидротермальных флюидов и низких pH гидротермальных флюидов [Hannington et al., 1999]. Однако особенностью халькопирита изученной сульфидной трубы, по сравнению с халькопиритом типичных черных курильщиков, являются многочисленные включения борнита, свидетельствующие о высокой фугитивности серы. Не типичными для халькопирита черных курильщиков, ассоциирующих с базальтами, являются повышенные содержания Au (1–6.8 г/т), Pb (22–90 г/т), Tl (3–61 г/т) и Bi (1–15 г/т). Высокие содержания Au связаны с его главным источником — ультрамафитами. Низкие содержания Co указывают на то, что основное количество оливина и пироксенов уже разложилось в недрах гидротермально-метасоматической системы. Ощутимые содержания Pb, Tl и Bi свидетельствуют о том, что степень зрелости гидротермальной системы достигла стадии начала разложения роговой обманки и полевых шпатов. Однако это разложение было незначительным, поскольку содержания этих элементов все же не такие высокие, как в сульфидных отложениях более зрелых гидротермальных систем подводных вулканов островных дуг и задуговых бассейнов. На умеренную зрелость указывают невысокие содержания бария, основного продукта разложения полевых шпатов. Очевидно, с одной стороны, медленный спрединг благоприятствовал максимальному созреванию гидротермально-метасоматических систем, а, с другой стороны, ультрамафиты сдерживали процессы разложения силикатов и алюмосиликатов. Невысокие содержания Co и Ni, по сравнению с содержаниями этих элементов в черных курильщиках Рейнбоу, свидетельствуют в пользу большей зрелости гидротермально-метасоматической системы поля Логачев. Это согласуется с данными по возрасту гидротермальных систем [Богданов и др., 2006б].

Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$) сульфидов гидротермальных отложений поля Логачев изменяется от +0.7 до +13.8 ‰. Изотопный состав более позднего халькопирита, нарастающего на стенках канала, более легкий, чем состав халькопирита центральных зон постройки. Происходит также понижение содержания изотопа $\delta^{34}\text{S}$ в более позднем почковидном сфалерите по отношению к более ранним генерациям этого минерала. С другой стороны, в сульфидах, замещающих ранее сформированные минералы или отложившихся-

ся на внешних стенках постройки, повышается доля изотопно тяжелой серы. Сульфиды гидротермальных полей Логачева и Рейнбоу существенно обогащены тяжелым изотопом серы по сравнению с сульфидами других гидротермальных полей Мировой рифтовой системы, где эта величина изменяется от +3 до +5 ‰, иногда понижаясь до +2 ‰ и менее или повышаясь до +7 ‰ и несколько более. Только в срединговых зонах задуговых бассейнов наблюдаются более значительные колебания: от -5 до +10 ‰ [Леин, Иванов, 2009].

Результаты исследования углеводородов (н-алканов) сульфидных отложений гидротермального поля Логачев так же, как и поля Рейнбоу, принципиально отличаются от того, что известно для других отрезков рифтовой системы. В рудах гидротермальных полей Логачев и Рейнбоу наряду с биогенными липидами обнаружены углеводороды, не связанные напрямую с биогенным материалом руд: парафины, нафтены. Для сравнения в гидротермальных системах рифтов, перекрытых рыхлыми осадками (бассейн Гуаймас, Срединная долина северной части хребта Хуан-де-Фука, трог Эсканаба, хребта Горда) [Беляева и др., 1992] образование углеводородов (метана и его гомологов, нефтяных н-алканов) связано с процессами термолитиза морского осадочного органического вещества. В описанных выше гидротермальных полях, где отсутствует осадочная толща, образование нефтяных углеводородов, возможно, может идти путем абиогенного термокаталитического синтеза. Причем это явление характерно главным образом для гидротермальных полей, вмещающими породами которых являются серпентиниты [Леин, Иванов, 2009].

Ранее предполагалось, что при высоких температурах и давлениях в гидротермальных системах океана, содержащих в растворе H_2 , H_2S , CH_4 , NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , CO_2 , CO и $NaCl$ (электролит), а в твердой фазе сульфидные минералы (электрод), возможен процесс абиогенного синтеза углеводородов и других органических соединений [Леин и др., 1998]. Описываемые гидротермальные системы, в отличие от гидротермальных систем других отрезков Мировой рифтовой системы, оказались единственными, для которых получены неопровержимые доказательства протекания такого процесса [Леин, Иванов, 2009].

На диаграмме Se-Te фигуративные точки халькопирит совпадают с полями черных курильщиков (рис. 3.2.3, табл. 3.2.3). На диаграмме Co-Sn они находятся на границе черных и серых курильщиков. Несмотря на ассоциацию с ультрамафитами и габбро, по содержаниям Co в халькопирите черные курильщики поля Логачев значительно уступают не только черным курильщикам поля Рейнбоу, но и многим черным курильщикам, сформированным на базальтах. Пониженные содержания Co, казалось бы, свидетельствует о более высокой степени зрелости рудогенерирующей системы поля Логачев [Третьяков, 2015]. Однако, судя по отсутствию теллуридов по сравнению с черными курильщиками поля Рейнбоу [Богданов и др., 2015], данная рудогенерирующая система еще не достигла стадии перенасыщения гидротермальных флюидов теллуром. Такой стадии пересыщения теллуром, достигла, вероятно, рудогенерирующая система похожего по геологической позиции гидротермального поля Семенов, где обнаружены обильные теллуриды [Firstova et al., 2019].

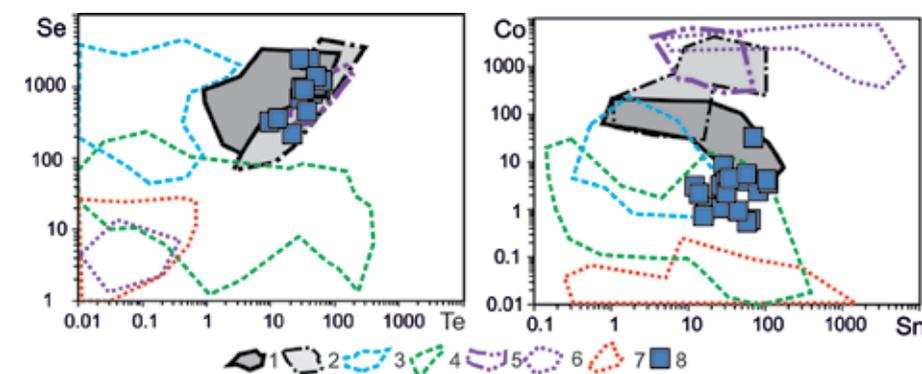


Рис. 3.2.3. Диаграммы Se-Te и Co-Sn для халькопирита халькопиритовых труб гидротермального поля Логачев (Полярное) в сравнении с современными курильщиками других полей: 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур, Снейк Пит; 3 — серые курильщики полей Лаки Страйк, Гора Осевая, Мenez Гвен; 4 — серые белые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики других гидротермальных полей.

Таблица 3.2.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно халькопириту гетит-дигенит-сфалерит-борнит-халькопиритовой трубки (обр. 4819-13д) относительно халькопирита курильщиков ВТП поля 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Tl	Au	W	U	Bi	Te	Pb	Sn	Cu	Fe	Se
Черные	106	95	79	47	3.79	1.76	1.38	1.21	1.06	0.95	0.91
	Ba	Mn	V	Sb	Ag	Ni	As	Cd	Co	Mo	Zn
	0.86	0.60	0.57	0.51	0.23	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0
Серые	U	Tl	Au	W	Sn	Te	Se	Ni	Cu	Fe	Pb
	31	29	28	12	4.80	4.45	2.17	1.30	1.02	0.98	0.49
	Bi	Co	Ba	Ag	Mn	Cd	V	As	Sb	Mo	Zn
	0.28	0.23	0.15	0.15	0.07	0.04	0.04	0.03	0.02	0.003	0

3.3. Брокен Спур

3.3.1. Геологическая позиция. Поле Брокен Спур расположено в пределах одного из сегментов рифта САХ длиной 61 км примерно в 100 км к югу от трансформного разлома Атлантис. Рифтовая долина шириной около 5 км (на широте гидротермального поля) и глубиной до 3200–3300 м ограничена краевыми тектоническими уступами. В западной части долины расположе-

но осевое валообразное поднятие (неовулканическая зона), возвышающееся над дном долины примерно на 250 м. По простиранию поднятия выделяются несколько приподнятых участков, разделенных седловинами. Это может указывать на то, что поступление вулканического материала на поверхность дна происходило не из единой меридиональной трещины, а из нескольких вулканических центров. Крутизна склонов поднятия составляет в среднем 15–20°. Оно имеет асимметричное строение: восточный склон круче западного. Вдоль восточного склона наблюдается желобообразная депрессия, по-видимому, отделяющая активный в настоящее время западный центр спрединга от восточного, ранее активного, но позднее отмершего. В восточной части рифтовой долины выделяется субмеридионально ориентированная цепочка поднятий, которые, по-видимому, являются остатками более древнего центра спрединга.

Поверхность всей рифтовой долины сложена трубчатыми лавами подушечных базальтов, почти полностью лишенными покрова рыхлых донных осадков. Вулканиды покрыты свежей стекловатой коркой закалки. Вулканические образования лишены осадочного покрова или участками присыпаны тонким слоем рыхлых карбонатных осадков толщиной в несколько миллиметров. На участках, удаленных от неовулканической зоны, и в небольших понижениях поверхности дна мощность слоя рыхлых донных осадков возрастает, но не превышает 10 см. Предполагается, что возраст базальтов и, соответственно, гидротермальных построек не превышает 1000 лет [Богданов и др., 2006б].

Гидротермальные постройки располагаются в узком (35–50 м) осевом грабене, приурочены к экструзивной зоне в западной части рифтовой долины, ширина которой около 5 км. Наиболее крупная из многочисленных сульфидных построек имеет высоту 35–40 м, диаметр в основании около 20 м. На многих постройках зафиксирована активная гидротермальная деятельность с температурой растворов 357.5–359.9 °С. Большинство построек имеет цоколь, сложенный обломками сульфидов. Постройки состоят из гидротермальных минералов, количественные соотношения которых меняются в различных элементах и зонах построек. Преобладают пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, из нерудных — опал, то есть руды цинковой и медно-цинковой специализации.

3.3.2. Типы и состав сульфидных построек. В пределах гидротермального поля Брокен Спур на площади ~ 10000 м² открыто свыше 10 гидротермальных построек, значительная часть которых в настоящее время активна. Наиболее известными и изученными являются сульфидные постройки Сарацин Хед, Васпс Нест, Спаир, Вайт Машрум, Богданов Сайт и Трипл Чимней [Богданов и др., 2008; Murton et al., 1995; BRAVEX/94 Scientific Team, 1994; Bogdanov et al., 1995]. На поле Брокен Спур индивидуальные постройки разделены пространствами, на поверхности дна которых обнажаются вулканиды фундамента. По интенсивности истечения флюидов и форме постройки подразделяются на три группы [Богданов и др., 2008].

К первой группе относятся наиболее высокие столбообразные постройки (десятки метров), образованные сросшимися воедино многочисленными тонкими гидротермальными трубами (Сарацин Хед, Спаир, Трипл Чимней), поставляющими высокотемпературные (до 361.7 °С) флюиды со скоростью десятки сантиметров–первые метры в секунду. На столбах имеются крылообразные выступы — карнизы шириной в первые метры и 0.5–1 м толщиной. На поверхности карнизов присутствуют активные сульфидные трубы черных курильщиков или дынеобразные, округлые и ульевидные диффузеры. Основные части гидротермальных построек представляют собой зрелые трубы, которые наращивались в горизонтальном направлении в результате диффузии флюидов через пористые стенки, либо при миграции по трещинам и формировании на поверхности сульфидных подушек, часто пустотелых [Bogdanov et al., 1995] или субгоризонтальных пластинообразных карнизов [Murton et al., 1995].

Вторая группа построек (например, Вайп Нест) представляет собой сросшиеся вместе гидротермальные сульфидные трубы и ангидрит-сульфидные диффузеры, аналогичные гидротермальным постройкам поля Снейк Пит. Высота построек, как правило, осложненных карнизами, достигает 20 м при диаметре 8–10 м. Максимальная температура просачивающихся флюидов достигает 375.5 °С. По морфологии постройки этой морфогенетической группы напоминают постройку Муз гидротермального поля Снейк Пит, которая будет описана ниже, и резко отличаются от других гидротермальных построек Срединно-Атлантического хребта. По-видимому, такая специфика строения построек характерна для полей с исключительно малыми потоками гидротермальных рудоносных растворов к поверхности дна, с малыми дебитами подводных гидротермальных источников. Об этом свидетельствует и очень слабая выраженность гидротермальных плюмов над данным полем.

Третья группа построек — небольшие грибообразные сооружения с выровненной вершиной (Вайт Машрум, Вайт Баттон), дебит гидротермальных растворов, из которых формируются подобные постройки, не превышает первых сантиметров в секунду.

Выделенные типы сульфидных построек отличаются по минеральному составу. В первой группе построек сульфидные трубы в основном сложены халькопиритом, второстепенными являются изокубанит, сфалерит, пирит, борнит, дигенит, пирротин, близкая к изокубаниту фаза Y — Cu₂Fe₃S₅. В постройках, характеризующихся диффузным просачиванием гидротерм, доминируют пирит, марказит и сфалерит (и вюртцит), реже встречаются пирротин, халькопирит, изокубанит. Редкие минералы представлены галенитом и реальгаром. Внешняя часть построек сложена гидроксидами железа, гетитом, гематитом, ангидритом, арагонитом, пиритом и опалом с вкрапленностью сфалерита и магнетита. В ядрах построек и на стенках каналов формируются в основном друзовые агрегаты халькопирита и/или сфалерита. На основании изучения минералогии гидротермальных столбов поля Брокен Спур [Duckworth et al., 1995] установлено, что формирование минеральных фаз происходило в такой последовательности: ангидрит → халькопирит+ изокуба-

нит → пирротин → аморфный кремнезем-окси-гидроксиды железа. В основной части постройки Спаир, представляющей зрелую гидротермальную трубу, главными минеральными фазами являются халькопирит, другие медьсодержащие сульфиды, пирит, ангидрит. Во внешней части трубы также встречен арагонит. На основании соотношения этих минеральных фаз установлена последовательность их отложения: ангидрит → халькопирит → борнит → дигенит → ковеллин → пирит → ангидрит → арагонит [Duckworth et al., 1995]. Последовательность формирования минералов диффузеров следующая: ангидрит → изокубанит+вюртцит+сфалерит → халькопирит+пирротин → пирит+магнетит → гематит+серпентин+гальк [Duckworth et al., 1995]. По данным [Butler, Nesbitt, 1999], в составе вещества внутренней части диффузера постройки Сарацин Хед резко преобладает пирротин, во внешней — дисульфиды железа и сфалерит при отсутствии ангидрита.

Цоколи всех построек представляют собой осыпи сульфидных обломков, покрытые пленками окисных минералов железа. Участками сульфидные брекчии цементируются гидротермальным веществом, поступавшим в составе последующих порций рудоносного раствора. Их выход в некоторых случаях фиксируется небольшими ангидрит-сульфидными холмами. Иногда на участках диффузного сочения высокотемпературных гидротермальных растворов встречаются выдержанные по простираению зональные сульфидные плиты [Богданов и др., 2006б]. Поверхность дна вокруг некоторых построек покрыта тонким чехлом металлоносных осадков, содержащих обломки сульфидов размером до 0.5 см в поперечнике. Халькопирит, изокубанит, пирротин, ангидрит и пирит — основные минеральные фазы, слагающие осадки [Duckworth et al., 1995].

Содержания металлов в валовых пробах, отобранных во время проведения рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш», сильно варьируют (в мас. %): Fe 11–31, Cu 0.6–30, Zn 0.2–14 [Богданов и др., 2006а]. Общие запасы основного гидротермального вещества построек в пределах всего гидротермального поля Брокен Спур площадью 10000 м² оценены величиной 100000 т [Nesbitt, Murton, 1995а, b]. Если считать, что сульфидные отложения накапливались равномерно в течение всего периода существования гидротермального поля (менее 1000 лет), то скорость накопления должна быть около 100 т в год.

3.3.3. Минеральная и химическая зональность труб. Состав разных элементов гидротермальных построек неодинаков. Сульфидные трубы могут быть представлены в виде последовательного ряда от медноколчеданных разновидностей к медно-цинково-колчеданным и цинково-колчеданным. Небольшие гидротермальные трубы, из которых происходит истечение рудоносных флюидов, зональны. В большинстве действующих курильщиков в оболочке труб, кроме пирита, присутствуют ангидрит, опал, иногда сфалерит и пирротин. На внутренней стенке канала основными сульфидными минералами обычно являются халькопирит и изокубанит [Duckworth et al., 1995]. На долю этих минералов приходится до 90–95 %. Гораздо реже встречаются дигенит и борнит.

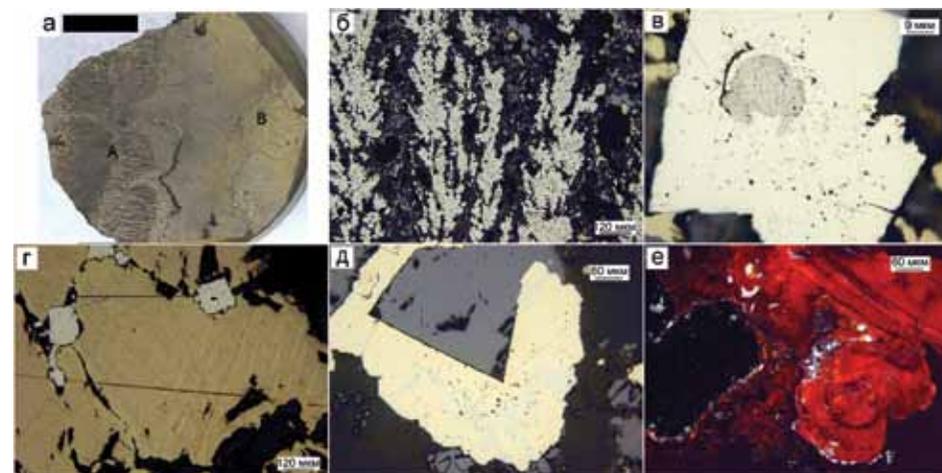


Рис. 3.3.1. Зональность фрагмента цоколя вюртцит-халькопирит-пиритовой трубы, гидротермальное поле Брокен Спур, обр. 4797-М23хБа: а — внешний вид гидротермальной корки цоколя трубы; б — дендритовидные сростания колломорфного пирита наружной части оболочки трубы (подзона А1); в — пористый пирит с включениями псевдоморфоз тонкозернистого губчатого пирита по кристаллам пирротина (подзона А2); г — кристалл изокубанита-халькопирита с типичной решетчатой структурой распада, около кристаллов эвгдрального пирита изокубанит замещен сплошным халькопиритом (граница зон В/С); д — субгдральный кристалл вюртцита обросший агрегатом марказита и пирита (подзоны С1 и С2); е — псевдоморфоза гетита по вюртциту (подзона С3). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Анализ минералого-геохимической зональности труб позволяет определить возможные формы нахождения и воссоздать поведение химических элементов в процессах минералообразования и на этой основе определить причины появления и концентрирования элементов-примесей в сульфидах.

Вюртцит-халькопирит-пиритовые трубы. Сплошная медно-цинково-колчеданная корка, отобранная из цоколя постройки «Спаир» (обр. 4797-М₂3хБа), представляет собой фрагмент стенки крупной (более 20 см в диаметре) трубы, покрытой диффузерной коркой (рис. 3.3.1а).

Зона А. Мощность сфалерит-пиритовой оболочки достигает 1.5–3 см. На поверхности диффузера присутствует шаровидный кремнезем [Богданов и др., 2006а], типичный для многих руд САХ, находящихся в зоне муара. Самая внешняя часть оболочки (подзона А1) четко выделяется невооруженным глазом. Это протяженные дендритовые агрегаты, состоящие из субгдральных кристаллов пирита (рис. 3.3.1б). Чем ближе к внутренним частям трубки, тем больше встречаются эвгдральные кристаллы пирита, содержащие ядра массивного тонкозернистого пирита (рис. 3.3.1в). В этом же направлении нарастает количество халькопирита и сфалерита.

В отличие от типичного колломорфного пирита, зернистый дендритовидный пирит, испытавший перекристаллизацию, характеризуется низкими содержаниями Mn и Tl при повышенных концентрациях Se и Te. Содержа-

ния As, Au, Ni и Pb в пирите снижаются по направлению к внутренней части диффузера по мере перехода дендритовидных разновидностей к субгедральным и эвгедральным. В этом же направлении в пирите увеличиваются содержания (г/т): Co (от 1–3 до 1855) и Se (от 86–193 до 561–1194) (табл. 3.3.1). Максимальные содержания V отмечаются в колломорфном пирите внешней зоны трубы (до 9 г/т). В субгедральном пирите канала трубы также наблюдаются повышенные количества элементов гидрогенной группы, таких как V, U и W (рис. 3.3.2), что может свидетельствовать о проникновении океанской воды.

Сфалерит (протовиурцит), за редким исключением (Fe 2.4 мас. %), относится к железистой разновидности (Fe 8–11 мас. %). В сфалерите по направлению от внешней к внутренней частям трубы снижаются содержания Mn и Sb. Напротив, концентрации Se постепенно возрастают. В этом же направлении увеличивается количество Cd от 0.1 до 0.8 мас. %. Содержания других элементов-примесей изменяются незакономерно с появлением единичных максимумов (г/т): As (820), Pb (3391), Sn (22) (см. табл. 3.3.1).

Зона В. По направлению к центру возрастает количество халькопирита, появляется изокубанит, цементирующий решетчатые скопления халькопирита (рис. 3.3.1г). Стенки полостей в халькопирите последовательно обросли друзовыми агрегатами виурцита и марказита (рис. 3.3.1д). В некоторых случаях кристаллы виурцита замещены гетитом (рис. 3.3.1е).

Во внешней части халькопиритовой крустификации обнаружены отдельные ураганные содержания Mo (272–1151 г/т), Te (100–200 г/т), Bi (60 и 335 г/т) (см. табл. 3.3.1). Содержания Se в халькопирите постепенно возрастают по направлению к каналу трубы от 900 до 1600 г/т. Халькопирит характеризуется высокими содержаниями Ag (до 101 г/т) во внутренней части халькопиритовой крустификации. Co (426–736 г/т) распределен равномерно.

Зона С. Ближе к осевой части диффузера нарастает количество пористых агрегатов халькопирита. На стенки мелких каналов выросли одиночные субгедральные кристаллы сфалерита (виурцита) и пирита. Сфалерит обогащен Se (до 920 г/т), Sn (до 161 г/т) и Mn (до 190 г/т) (см. табл. 3.3.1).

Отчетливо выделяются две разновидности пирита — колломорфная малоникелистая мышьяковистая с малым содержанием Ni и эвгедральная, обогащенная Co и Se. Повышение содержания Ni (до 2.8 г/т) в колломорфном пирите свидетельствует в пользу более высокой фугитивности серы гидротермальных флюидов при истощении их Co, который отложился в эвгедральном пирите в каналах диффузера (рис. 3.3.2). Очень высокие содержания Co (451–1855 г/т) в эвгедральном пирите свидетельствуют в пользу того, что фугитивность серы при его формировании соответствовала его равновесию с катеритом. Это же подтверждается остающейся возможностью кобальта, несмотря на меньшее родство с серой, участвовать наряду с железом в структуре халькопирита. Низкая фугитивность серы подтверждается высокой железистостью сфалерита. Вместе с тем содержания Ag в халькопирите диффузера выше, чем в халькопирите черного курильщика. Появление конкуренции Ag^+ с Cu^+ происходит, очевидно, в усло-

Таблица 3.3.1

Химический состав минералов виурцит-халькопирит-пиритового диффузера, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797–M₂3хБа. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1.2dr	A1	6	1.79	7.0	47	4.7	1.64	0	0	566	248	85	12.8
		σ	3.45	10.2	0	4.5	0.89	0	0	516	174	47	4.1
Sph	A1	3	0.04	248	10	0.2	0.13	1	56	13	207	5.7	26.1
		σ	0.05	31	1	0.2	0.03	1	1	13	140	8.9	29.3
Sph	A2-3	3	0.03	145	7	7.7	0.08	0	60	274	475	0.4	19.1
		σ	0.05	67	4	9.0	0.02	0	3	473	442	0.6	28.9
Py2-3	A2-3	2	0.25	0.5	46	395	0.97	1	0	6.5	647	20	23.5
		σ	0.01	0.1	1	134	0.03	1	0	3.1	309	1.6	4.5
Chp	A2-3	1	0.00	21	38	426	0.12	27	1	0.3	926	0.2	27.5
Py3	B1	6	0.41	0.7	46	1215	1.36	0	0	78	957	247	20.5
		σ	0.70	0.9	0	521	0.50	0	0	156	368	455	20.2
Sph	B1	2	0.03	165	11	238	0.01	0	56	0.9	849	0.001	5.0
Chp	B1	4	0.15	17	39	598	0.01	26	1	0.4	1135	47	61.3
		σ	0.12	4.7	3	113	0.00	3	0	0.1	173	93	3.1
Chp	B2.3	4	0.01	27	41	575	0.14	23	1	0.4	1643	0.08	83.7
		σ	0.02	2.9	0	12	0.11	0	0	0.1	115	0.09	20.2
Py2	C	1	2.73	40	47	422	0.13	0	0	67	73	7.59	32.9
Sph	C	1	0.00	193	10	201	0.01	0	56	0.6	921	0.001	2.5
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1.2dr	A1	6	16	0.28	8.09	35	0.20	0.012	1.14	0.29	259	0.41	0.050
		σ	12	0.27	8.04	11	0.15	0.010	0.64	0.48	119	0.59	0.090
Sph	A1	3	2336	15.2	46	53	2.26	0.012	1.03	0.01	52	0.58	0.014
		σ	591	24.8	47	27	3.23	0.011	1.49	0.00	44	0.49	0.011
Sph	A2-3	3	1452	1.84	182	0	0.00	0.007	0.70	0.07	1133	0.001	0.005
		σ	1470	2.81	315	1	0.01	0.006	1.17	0.13	1956	0.001	0.007
Py2-3	A2-3	2	2.7	0.29	0.97	18	0.74	0.003	0.25	0.13	46	3.20	0.139
		σ	0.4	0.34	0.37	2	0.56	0.003	0.22	0.02	18	4.01	0.161
Chp	A2-3	1	62	4.95	0.002	56	0.21	0.024	0.01	0.01	0.18	0.23	0.004
Py3	B1	6	2.7	0.34	3.08	105	1.05	0.010	0.49	0.12	99	67	0.027
		σ	4.3	0.31	2.75	148	1.92	0.014	0.33	0.22	60	133	0.039
Sph	B1	2	3006	19.0	13.1	7	0.45	0.001	0.06	0.01	9.24	2.82	0.002
Chp	B1	4	47	2.62	0.07	45	0.67	0.024	0.07	0.03	0.63	2.29	0.008
		σ	3.8	0.93	0.09	21	0.82	0.029	0.07	0.04	1.16	4.25	0.013
Chp	B2.3	4	41	2.22	0.01	74	0.02	0.012	0.10	0.01	0.08	0.11	0.001
		σ	2.2	0.15	0.01	34	0.01	0.015	0.04	0.01	0.11	0.10	0.000
Py2	C	1	0.8	0.59	1.22	12	0.00	0.177	2.40	5.19	76.4	0.78	0.468
Sph	C	1	8272	161	1.07	11	0.00	0.007	0.01	0.00	0.23	0.59	0.001

Примечание. Py2-3 — суб- и эвгедральный пирит, Py1.2dr — дендритовидный пирит, Chp — халькопирит, Sph — сфалерит.

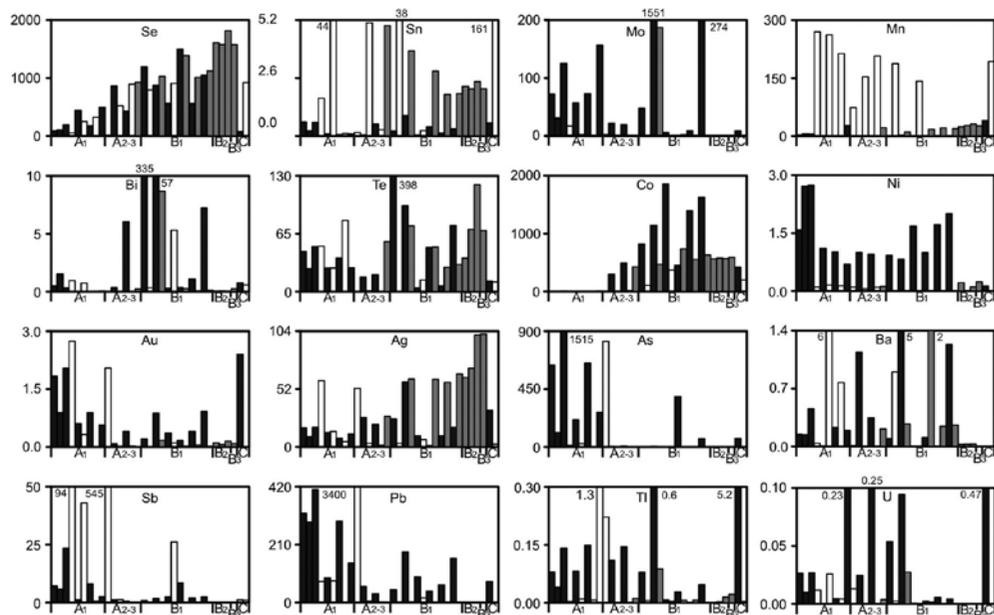


Рис. 3.3.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам вюртцит-халькопирит-пиритового диффузера (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Брокен Спур, обр. 4797-M23xБа. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

виях повышения Eh флюида, поскольку в условиях нарастающего дефицита H_2SCu^+ уступает место Ag^+ , обладая меньшим сродством к S^{2-} .

В наружной части оболочки трубы в дендритовидном пирите, как обычно, концентрируются в основном элементы гидрогенной (U, V, Mo, Ni) и низкотемпературной (Pb, Ba, Tl, As) ассоциаций, а также Au (табл. 3.3.2). В эвгедральном пирите, заключенном в халькопиритовой крустификации, содержания элементов этих ассоциаций, за исключением Mo, Ni и Ba, крайне низкие. Со стороны внутренней стенки трубы в субгедральном пирите, ассоциирующем с вюртцитом, вновь появляются элементы-примеси гидрогенной (U, W, V) и низкотемпературной (Tl) ассоциации и Au. В эвгедральном пирите присутствуют элементы высокотемпературной ассоциации (Bi, Co, Te, Se), более характерные для халькопирита черных курильщиков. Отличие последнего от типичного высокотемпературного халькопирита черных курильщиков — присутствие повышенных содержаний Ag. Сфалерит оболочки трубы концентрирует золото-галенит-блекловородную ассоциацию, тогда как в канале труб существенную роль играет Sn — элемент-индикатор высоко восстановительных условий минералообразования.

Борнит-пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. 4796-5г) отобрана из шлейфа рудокластитов постройки Трипл Чимней. В поперечном срезе труба имеет овальную форму (1x2 см) (рис. 3.3.3а).

Таблица 3.3.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность крупной вюртцит-халькопирит-пиритовой трубы черного курильщика, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур (обр. 4797-M₂₃xБа).

Минерал	Зона	n	ЛКК										
			As	V	Ni	Au	Pb	Fe	Cr	U	Mo	Tl	
Py1-2	A1	6	3.9	3.4	2.5	2.0	1.5	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	
Sph	A1	3	Hg	Mn	Ba	Zn	Cd	Sb	Cr	Au	Sn	Te	
Sph	A2-3	3	4.5	4.1	3.8	3.5	2.9	1.9	1.8	1.8	1.8	1.1	
Py2-3	A2-3	2	Sb	Pb	Hg	Zn	Mn	As	Cd	Cr	Au		
Chp	A2-3	1	7.7	6.3	4.2	3.8	2.4	1.9	1.8	1.5	1.2		
Py3	B1	6	U	Ni	Fe	Ba							
Sph	B1	2	3.5	1.5	1.3	1.2							
Chp	B1	4	Cu	W	Se	Te	Fe						
Chp	B2.3	4	3.8	1.5	1.2	1.2	1.1						
Py2	C	1	Bi	Mo	Co	Te	Ni	Ba	Fe	Se			
Sph	C	1	5.1	3.6	2.8	2.2	2.1	1.8	1.4	1.2			
			Cd	Zn	Mn	Sn	Hg	Se					
			3.8	3.5	2.7	2.2	2.1	1.1					
			Cu	Cr	Ag	Se	W	Co	Ba	Fe			
			3.8	2.3	2.0	1.5	1.4	1.4	1.1	1.1			
			Cu	Ag	Se	Te	Co	Fe					
			3.4	2.7	2.1	1.5	1.3	1.2					
			Tl	U	W	V	Au	Fe					
			20.5	11.8	10.7	5.2	4.3	1.4					
			Sn	Cd	Zn	Mn	Cr	Se					
			19.0	10.4	3.5	3.2	2.2	1.2					

Зона А. Оболочка трубки сложена пористыми агрегатами сфалерита, пирротина, халькопирита, марказита и пирита, сцементированными опалом (рис. 3.3.3б). О быстрых скоростях роста свидетельствуют дендритовидные агрегаты кристаллов пирротина, обросшие пиритом, сфалеритом и халькопиритом (рис. 3.3.3в). Другой элемент оболочки — почковидные агрегаты пирита, очевидно, образовавшиеся при перекристаллизации колломорфного пирита. Такие агрегаты обросли сфалеритом, который так же, как и исходный пирит, частично замещен халькопиритом и более поздним субгедральным марказитом (рис. 3.3.3г). Во внутренней части оболочки трубы (подзона А3) в халькопирите, а также в борните подзоны В1 встречаются кристаллы пирита (рис. 3.3.3д). Во внутренней части оболочки трубы обнаружены включения псевдоморфоз халькопирита по пирротину в субгедральном халькопирите (рис. 3.3.3е). Участками оболочка трубы сложена псевдоморфозами пористого халькопирита по колломорфному пириту (подзона А1). В халькопирите иногда наблюдаются реликтовые участки тонко-

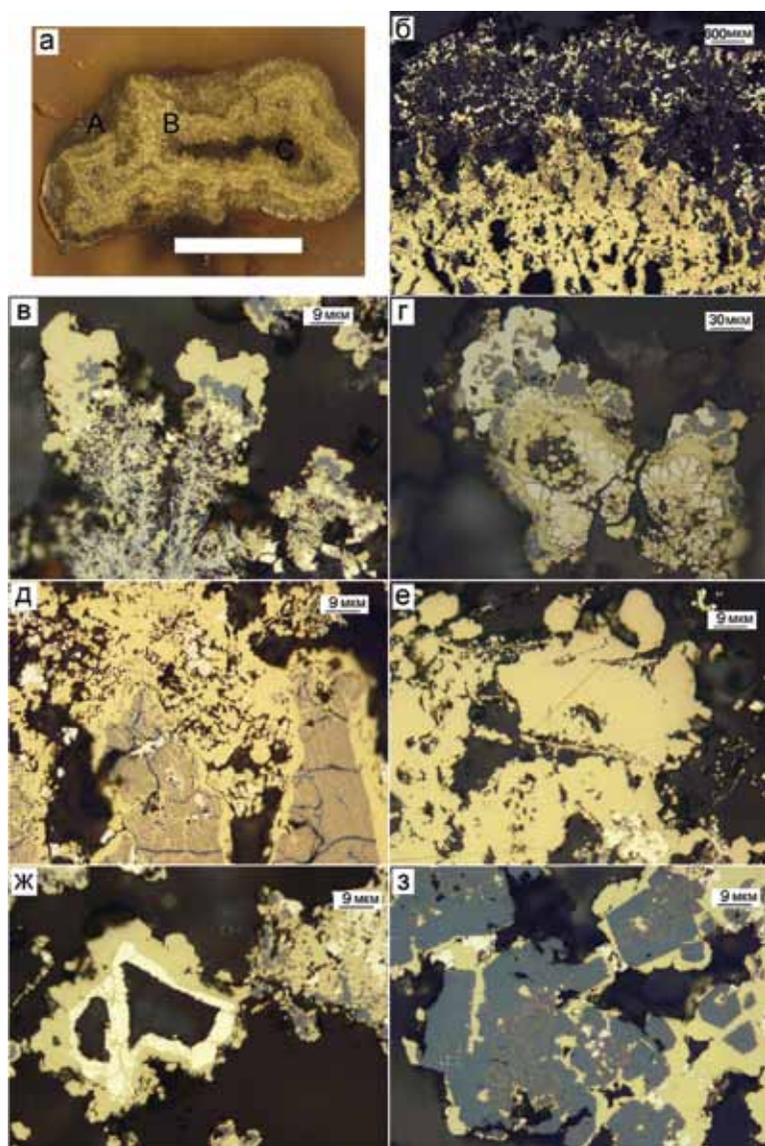


Рис. 3.3.3. Борнит-пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовая труба гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4796-5г: а — внешний вид трубки: А — оболочка трубки, В — халькопиритовая кристификация стенки канала трубки, С — полый канал; б — деталь оболочки трубы (сверху) и халькопиритовой кристификации (ниже) канала трубы; в — дендритовидные агрегаты кристаллов пирротина обросли халькопиритом с реликтами сфалерита и пирита (подзона А2); г — замещение растрескавшихся почковидных агрегатов пирита халькопиритом, обросшим сфалеритом, затем пиритом (подзона А2/А3); д — борнит в подзоне А3/В1; е — псевдоморфозы халькопирита по пирротину включены в кристаллы халькопирита (подзона А3); ж — футляровидные кристаллы пирита в халькопирите (подзона В3); з — реликтовые включения сфалерита в халькопирите (подзона В3). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-з — отраженный свет.

зернистого пирита. По направлению вовнутрь оболочки трубы появляются футляровидные кристаллы пирита (рис. 3.3.3ж) а также агрегаты сфалерита-вюртцита, заключенные в халькопирит (рис. 3.3.3з).

Псевдоморфный халькопирит, в отличие от гидротермального, несет следы Mn (8–28 г/т), V (0.5–8 г/т), Au (0.3–1.8 г/т), унаследованные от колломорфного пирита при относительно низких содержаниях Se (3–203 г/т) и Te (3–9 г/т) (табл. 3.3.3).

Реликты колломорфного пирита содержат широкий спектр рассеянных элементов, таких как Mn, Co, As, Mo, Au, Tl, Pb, U и V. В составе колломорфного пирита обнаружены примеси Cu (до 1 мас. %) и Zn (до 2 мас. %), а также повышенные концентрации элементов гидрогенной группы (V до 6 г/т, U — 1.5 г/т), характерных для всех сульфидов, слагающих оболочку трубы (см. табл. 3.3.3).

Сфалерит-вюртцит содержит примеси Cu (2–13 мас. %) и Fe (8–12 мас. %) (см. табл. 3.3.3). В нем присутствуют типичный спектр микроэлементов (As, Sb, Ag, Au, Pb), свидетельствующий о незначительном проявлении золото-галенит-блекловорудной наноминерализации. Повышенные содержания Co (949–1799 г/т) и гладкие тренды импульсов этого элемента говорят в пользу его изоморфного вхождения, что является возможным в сильно восстановительных условиях. Содержания Se (26–82 г/т) в сфалерите на 2 порядка ниже, по сравнению с гидротермальным халькопиритом, заполнившим канал трубы.

Зона В. Канал трубы почти полностью заполнен друзовыми агрегатами халькопирита и изокубанита. В наружной части слоя халькопирит частично замещен борнитом, который затем вновь замещается халькопиритом. Во внутренней части халькопиритовой кристификации на кристаллы халькопирита выросли редкие кристаллики вюртцита и пирротина.

В составе изокубанита содержится примесь Zn до 2 мас. %. Во внешней части (подзона В1) наблюдаются повышенные содержания Mo (до 182 г/т), Bi (до 62 г/т) и Sn (до 17 г/т). По направлению к подзоне В2 возрастают концентрации Se (500–4013 г/т), Te (50–286 г/т) и Ni (от 0.1 до 3 г/т). В этом же направлении содержания Sn, Mo, Ag и других изученных микропримесей, характерных для внешней части халькопиритового слоя, значительно убывают (см. табл. 3.3.3).

Геохимическая зональность стенки трубы показана на рис. 3.3.4. Поперечная геохимическая зональность трубы реконструируется путем подсчета локальных коэффициентов концентрации [Maslennikov et al., 2009] (табл. 3.3.4). Большинство элементов-примесей, связанных с пиритом оболочки трубы, относятся к гидрогенной и низкотемпературной ассоциациям. В псевдоморфном халькопирите, образовавшемся по пириту, не только унаследованы повышенные содержания типичных элементов гидрогенной ассоциации (U, W), но и появляется Ag, что существенно отличает этот халькопирит от типичного высокотемпературного гидротермального. Сфалерит-вюртцит является концентратором большинства элементов гидрогенной, низко- и среднетемпературной ассоциаций. Следует отметить также кобальтоносность сфалерита, по сравнению с другими сульфидами, что свидетельствует о сильновосстановительных свойствах флюида.

Таблица 3.3.3
Химический состав минералов борнит-пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубки, постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4796-5г. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минералы	Зоны	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1-2	A1	3	3.0	919	45	311	2.6	1	1	326	20	67	13
		σ	0.5	289	0	55	0.3	0	0	0	95	11	14
Chpps	A1	3	0.9	12	34	92	0.2	30	1	68	23	1.1	39
		σ	0.8	10	1	46	0.1	1	1	49	31	1.0	11
Sph	A23	3	3.9	133	11	1433	0.8	2	53	352	59	15	104
		σ	2.1	32	3	437	0.5	0	2	155	29	14	104
Chpprog	A23	5	2.8	7.9	33	119	1.1	31	1	114	298	38	45
		σ	3.2	4.0	1	89	0.9	2	1	72	287	76	5.6
Chpe	B1	5	0.3	4.9	33	122	0.7	32	0	7.0	1563	43	17
		σ	0.1	3.8	1	56	0.5	1	0	12.5	620	78	7.4
Chpe	B2	12	0.0	3.0	32	118	1.4	33	0	1.4	2739	1.1	12
		σ	0.0	0.9	1	32	0.8	1	0	2.5	745	2.1	3.6
Chpe	B3	5	0.0	4.2	32	151	1.7	32	0	0.7	3010	0.1	8.5
		σ	0.0	0.6	2	13	0.3	1	0	1.0	801	0.2	1.2
Минералы	Зоны	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1-2	A1	3	26	0.7	6.1	0.2	1.14	0.067	1.35	25	235	0.0	0.34
		σ	7	0.2	1.5	0.2	0.28	0.044	0.37	5	76	0.0	0.11
Chpps	A1	3	22	0.7	0.5	1.2	0.02	0.182	0.19	0.6	54	1.2	0.28
		σ	22	0.6	0.4	1.9	0.01	0.028	0.06	0.4	27	1.9	0.28
Sph	A23	3	1529	2.9	112.8	0.5	0.84	0.041	1.23	0.6	482	0.05	0.64
		σ	546	2.0	38.5	0.3	0.77	0.019	0.48	0.4	312	0.04	0.74
Chpprog	A23	5	50	5.7	5.89	22	0.13	0.190	1.30	0.6	46	32	0.06
		σ	54	2.5	5.44	21	0.07	0.118	0.86	0.3	17	38	0.06
Chpe	B1	5	2.8	9.4	0.21	91	0.19	0.010	0.16	0.2	3.8	24	0.003
		σ	1.1	4.8	0.32	32	0.28	0.009	0.07	0.3	6.4	25	0.004
Chpe	B2	12	2.6	2.9	0.07	113	0.04	0.007	0.05	0.4	0.7	2.4	0.003
		σ	0.6	1.0	0.07	31	0.08	0.009	0.07	1.1	1.0	3.6	0.005
Chpe	B3	5	2.7	3.7	0.02	180	0.04	0.027	0.04	0.6	0.4	1.0	0.002
		σ	0.5	2.1	0.02	77	0.09	0.016	0.04	1.2	0.7	1.1	0.003

Примечание. Халькопирит: Chpps — псевдоморфный, Chpprog — пористый; Chpe — суб-гедральный; Sph — сфалерит-вюртцит, Py1-2 — зернистый пирит и марказит с реликтами колломорфного строения.

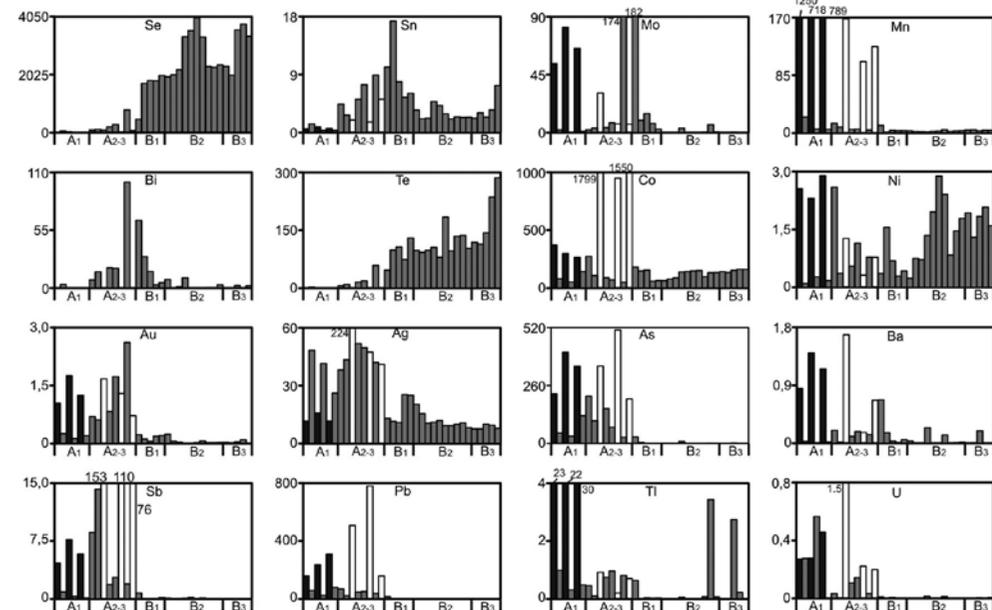


Рис. 3.3.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам борнит-пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4796-5г. Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

По мере продвижения к внутренней части оболочки трубы в пористом халькопирите наряду с водородными элементами (V, W, Mo) появляются элементы средне-высокотемпературной ассоциации. В халькопиритовой крустификации канала трубы они сменяются элементами высокотемпературной ассоциации (Se, Te), которые, судя по ровным трендам импульсов, изоморфно входят в структуру халькопирита.

Наиболее полная геохимическая зональность поперечного среза трубы наглядно проявляется на микрокартах распределения элементов-примесей, полученных по результатам ЛА-ИСП-МС анализов (рис. 3.3.5). На поверхности оболочки трубы концентрируются Mg, K, Sr, частично Al и Si с примесью алюмосиликатов. Здесь же присутствуют Mn, Sn, U, V, W, Pt и Ni. Эту же позицию занимают Ba и Sr, входящие в структуру барита. Внутренняя часть оболочки трубы, содержащая вкрапленность сфалерита, показывает аномально высокие концентрации Cd, Au, Sb, As и Pb, свидетельствующие в пользу золото-галенит-блекловорудной ассоциации. Вместе с тем аномалия золота охватывает более обширный участок, включающий внешнюю часть халькопиритовой крустификации. При этом Au показывает негативную пространственную корреляцию с Co. Халькопиритовая крустификация канала трубы отчетливо выделяется по аномальным содержаниям Se, Te, Bi и Mo. При этом наблюдается ритмичное распределение как Bi, так и Mo, свидетельствующее о пульсационном одновременном концентрировании этих элементов при зарастании канала трубы

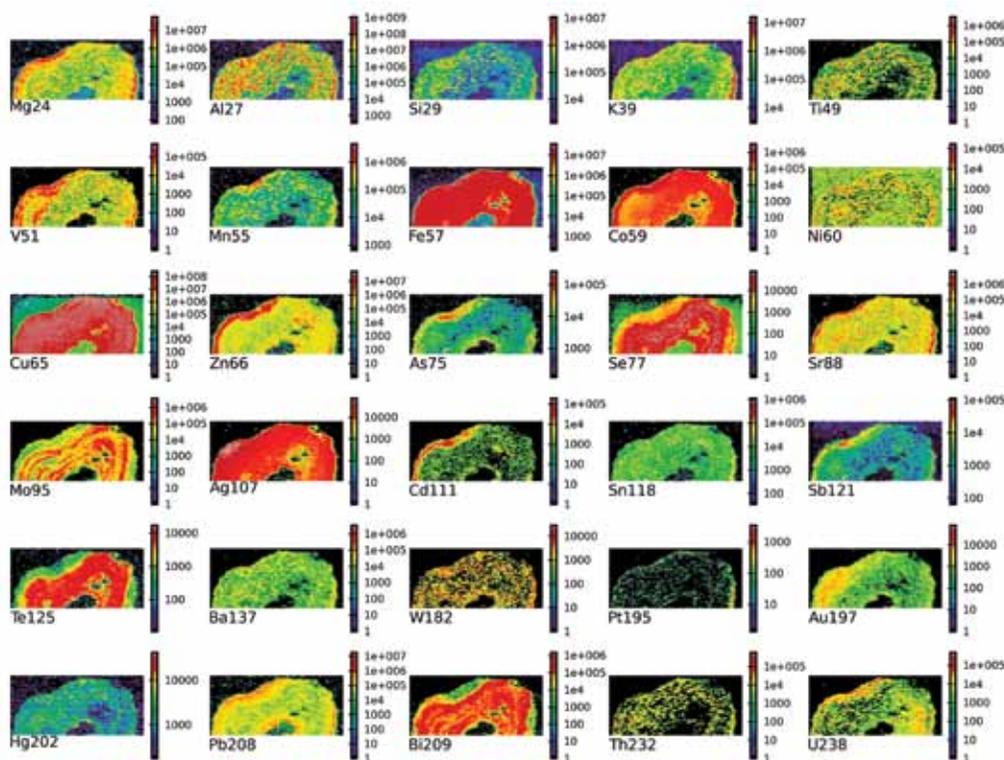


Рис. 3.3.5. Микротопохимическое распределение химических элементов в поперечном срезе половинки трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4796-5г обр. 4796-5г.

халькопиритом. На внутренней стенке халькопиритовой корустификации, судя по положительным аномалиям Pb, Cd, Hg, Au, As и Zn, вновь появляются признаки золото-галенит-блекворудной ассоциации. В целом, выявленная геохимическая зональность отражает известные изменения температуры и окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, наблюдающиеся при росте типичных черных курильщиков.

Пирротин-дигенит-борнит-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы с пирротинем напоминают предыдущую, но представлены более крупными экземплярами труб, одна из которых (обр. BS4796-3) отобрана на постройке «Трипл Чимней» [Богданов и др., 2006б]. Диаметр поперечного сечения фрагмента трубы превышает 20 см (рис. 3.3.6а).

Зона А. Поверхность трубы покрыта лимонитовой коркой, на которой отпечатались следы полихет и небольших двустворок. Оболочка трубы сложена мощным (до 2–3 см) слоем колломорфного пирита и почковидного зернистого пирита (подзона А1) (рис. 3.3.6б). В колломорфном пирите обнаружены многочисленные включения нитчатых бактерий (рис. 3.3.6в), аналогичные тем, которые ранее были описаны в колломорфном пирите месторождения Яман-Касы [Little et al.,

Таблица 3.3.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность борнит-пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур (обр. 4796-5г)

Минерал	Зоны	n	ЛКК													
			Tl	Mn	Ba	As	Mo	Pb	Au	U	V	Ni	Fe	Co	W	
Py1-2	A1	3	9.5	9.4	4.7	3.9	3.4	3.1	2.8	2.8	2.6	2.1	1.4	1.2	1.1	
Chpps	A1	3	W	U	Ag	Cu	Fe									
Sph	A23	3	Zn	Cd	Sb	Pb	Co	U	As	Ag	Hg	Ba	V	Au	Mn	
Chppor	A23	5	Bi	W	Au	V	Mo	Ag	Sn	As	Cu					
Chpe	B1	5	Bi	Sn	Mo	Cu	Te									
Chpe	B2	12	Se	Te	Cu	Ni										
Chpe	B3	5	Te	Se	Ni	Cu										

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 3.3.3.

1997]. После смачивания спиртом в нитях появляется интерференционная побежалость, указывающая на присутствие органического вещества. Пространство между почковидными агрегатами зернистого пирита заполнено агатовидными опаловыми обрастаниями (рис. 3.3.6г). В опале встречаются сростки кристаллов пирротина (подзона А2) (рис. 3.3.6д). По направлению внутрь оболочки трубы сначала возрастает количество сфалерита, дендритовидного пирита, крупнозернистого марказита, пирротина, псевдоморфоз пирита по кристаллам пирротина (подзона А2) рис. 3.3.6е) и затем субгедрального пирита, халькопирита, борнита и дигенита (подзона А3), а агрегатах этих минералов сохраняются реликты псевдоморфоз пирита по трубкам полихет (рис. 3.3.6ж).

В составе лимонита, кроме цинка и меди, в заметном количестве содержатся микроэлементы, захваченные из окружающей морской воды (V, Mn, Sr, Ba) (табл. 3.3.5). В колломорфном пирите и сфалерите имеются микровключения опала и ангидрита, которые определяются по повышенным содержаниям Si (0.2–0.5 мас. %), Ca (до 235 г/т). Как обычно, колломорфный пирит содержит значимые количества большинства элементов-примесей, среди которых выделяются (г/т): Mo (43–100), V (1–5), U (0.05–6.7), W (0.2–0.5), Au (0.08–9.75), Co (15–266), Mn (315–553), Pb (до 0.2 мас. %), Tl (49–439), As (78–620) (см. табл. 3.3.5). Содержания этих элементов-примесей постепенно на один–два порядка снижаются при нарастании кристалличности пирита в ряду от колломорфного и дендритовидного до субгедрального марказита и эвгедрального пирита по направлению к внутренней части оболочки трубы.

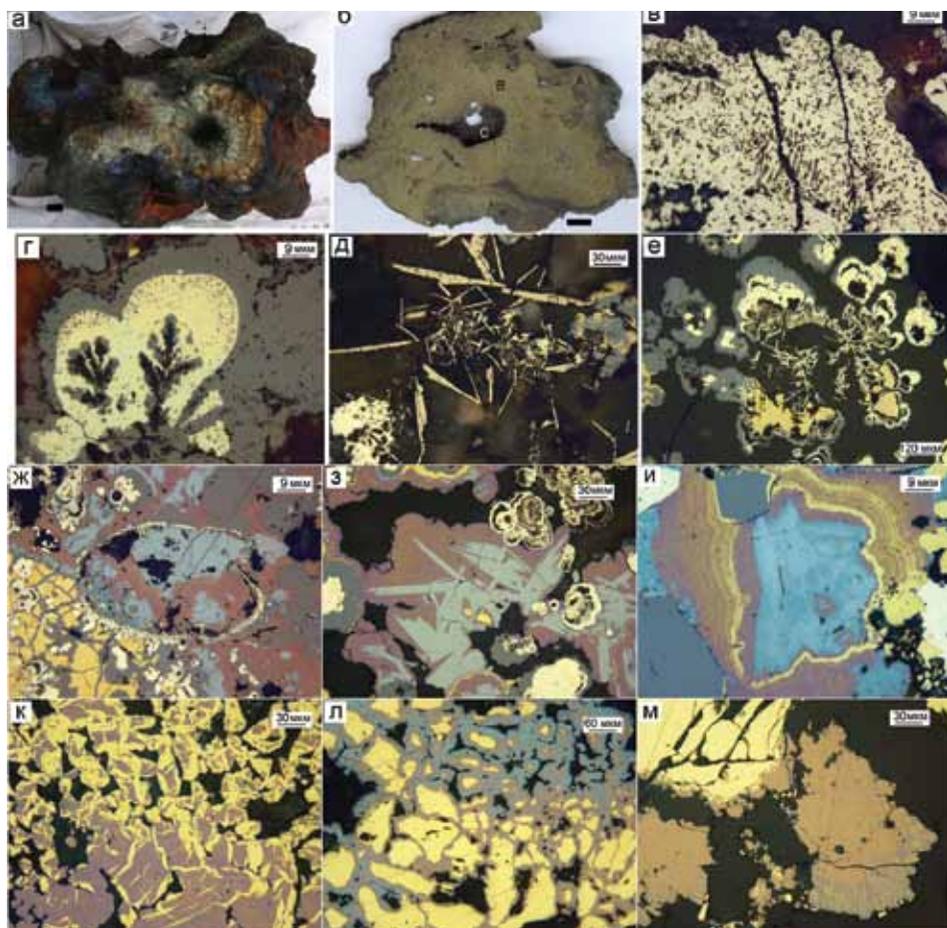


Рис. 3.3.6. Пирротин-дигенит-борнит-сфалерит-пирит-халькопиритовая труба, гидротермальное поле Брокен Спур, обр. BS4796-3: а — внешний вид трубы черного курильщика, покрытого лимонитом; б — поперечный срез трубы с зонами: А — пирит, В — халькопирит; С — полый канал; в — наросты колломорфного пирита с включениями бактериоморфных нитей (подзона А1); г — обрастание дендритов сфалерита почковидным марказитом и вновь обросшим сфалеритом (подзона А12); д — кристаллы пирротина (подзона А2) в опале; е — последовательное обрастание псевдоморфоз пирита по пирротину колломорфным пиритом или кристаллами халькопирита, которые в свою очередь обросли почковидным марказитом, затем сфалеритом (подзона А3); ж — псевдоморфоза пирита по трубке полихеты, осевая часть трубки замещена (заполнена) борнитом (пурпурный), дигенитом (светло-серый) и ковеллином (голубое) (подзона А3), слева внизу — халькопирит и пирит замещаются сфалеритом, сверху — последовательное нарастание сфалерита на пирит, замещение сфалерита дигенитом и борнитом (подзона А3); з — последовательное обрастание колломорфного пирита марказитом, сфалеритом, халькопиритом, дигенитом и борнитом (подзона А3); и — обрастание агрегата зерен ковеллина тонким ритмичным переслаиванием борнита и халькопирита (подзона В); к — замещение борнита халькопиритом (подзона В); л — замещение кристаллов халькопирита борнитом и дигенитом (подзона В); м — обрастание вершины кристалла халькопирита борнитом, который со стороны канала частично замещен дигенитом (?) (подзона В). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-м — отраженный свет.

Сфалерит относится к высокожелезистой разновидности Fe (7–14 мас. %). В подзоне А2 по направлению от наружной части оболочки трубы к внутренней возрастают содержания (г/т): Cd (от 33–242 до 892–6290), Co (от 0.23 до 1314), Sn (от 0.18 до 81), Te (до 2.4) и Se (от 5 до 51), достигая максимума ближе к границе подзоны А2 с подзоной А3. В этом же направлении уменьшаются содержания (г/т): As (от 570–664 до 8–20), Sb (249–346 до 67–91), Pb (от 1895 до 8) и Ag (от 302 до 32) (см. табл. 3.3.5). Содержания Cu (0.3–5 мас. %) высокие за счет включений халькопирита и, возможно, изокубанита, но распределены хаотично. Судя по отношению Fe/Cu (1–43), кроме халькопирита и изокубанита, в сфалерите трубы присутствует либо пирротин, либо значительная часть Fe входит в структуру минерала в виде изоморфной примеси. В наружной части оболочки трубы в сфалерите Au встречено в значимых количествах (до 1.39 г/т).

В большинстве случаев халькопирит и дигенит, доминирующие во внутренней части оболочки трубы, характеризуются крайне низкими содержаниями большинства элементов-примесей, включая элементы высокотемпературной ассоциации такие, как Se 5–17 г/т, Sn 0.05–3 г/т, In до 0.03 г/т, Te 0.01–0.3 г/т (см. табл. 3.3.5).

Зона В. Канал трубы почти полностью зарос крупными кристаллами халькопирита. Во внешней части крустификации вдоль границ зерен халькопирит частично замещен борнитом (рис. 3.3.6и, к). Однако в средней части крустификации крупнозернистый халькопирит лишен каких-либо включений минералов. В некоторых фрагментах трубы ближе к полюсу каналу в составе халькопиритовой крустификации трубы появляются фаза $Cu_2Fe_3S_5$, кубанит и ковеллин (рис. 3.3.6л, м). Крустификация завершается друзовыми агрегатами субгедрального халькопирита. Осевая часть канала трубы полая. Стенку полого канала слагают копьевидные сростки кристаллов халькопирита, имеющих шероховатую поверхность.

По результатам ЛА-ИСП-МС анализа, халькопирит зоны В обогащен Co (58–182 г/т) и Te (12–130 г/т) без отчетливых признаков распределения в пределах слоя (рис. 3.3.7, см. табл. 3.3.5). Содержания Se возрастают от внешней подзоны А3 к внутренней (В2) от 453–707 до 3105, снижаясь к подзоне В3 до 1455 г/т (см. табл. 3.3.5). Халькопирит внешней подзоны, по сравнению с внутренними подзонами, на один-три порядка содержит больше (г/т) Mo (125–1451), Bi (3–185), Pb (13–14), Ga (0.1–6.2) и Au (0.1–4) (см. табл. 3.3.5).

Таким образом, по направлению от внешней части трубы к внутренней элементы-примеси гидрогенной (V, U, Mo, W) и низкотемпературной (Mn, Tl, Pb) ассоциаций сменяются сперва элементами среднетемпературной (As, Sb, Ag, Sn), средне-высокотемпературной (Bi, Mo) и, наконец, высокотемпературной (Se, Te) групп. В зоне перекристаллизации внутренней части оболочки трубы содержания большинства элементов низкие. Исключение представляет высокожелезистый сфалерит, содержащий ощутимую изоморфную примесь Co, Cd, и Mn, а также, вероятно, микровключения минералов галенит-блекловорудной ассоциации. Очевидно, основная

Таблица 3.3.5

Химический состав минералов пирротин-дигенит-борнит-сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы, постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур, обр. BS4796–3. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	10	1.63	383	44	70	2.624	0	2	421	9.4	61	52
		σ	1.27	200	1	97	1.010	0	1	244	14	20	53
Py2dr	A1.2	7	1.21	320	44	10	1.415	0	2	640	3.1	48	38
		σ	0.17	171	2	17	0.340	0	2	188	3.6	7	25
Sph	A1	1	0.25	120	8	79	0.700	0	52	3304	5.7	28	1994
Sph	A1	5	0.01	125	9	0.41	0.012	1	57	477	5.7	0.1	349
		σ	0.02	40	3	0.59	0.014	0	3	363	3.8	0.1	232
Ms	A2	7	0.80	95	46	148	0.499	0	0	30	8.2	1.6	2.7
		σ	0.29	112	1	258	0.774	0	0	48	17	2.7	4.4
Sph	A2	14	0.30	166	11	242	0.287	1	54	186	23	2.1	104
		σ	0.50	59	3	346	0.831	1	3	186	24	2.4	77
Py3	A3	7	2.18	401	45	280	0.996	0	1	254	12	23	19
		σ	1.48	441	2	530	0.578	0	1	308	21	20	15
Di	A3	6	0.07	3.6	3	6.8	1.682	76	0	30	51	2.3	89
		σ	0.06	7.4	5	12.2	3.759	5	0	44	68	4.7	50
Bo	A3	1	1.96	0.9	11	66.7	5.946	63	0	86	5.4	1.7	17
Chp	A3	4	0.15	1.9	30	70.1	2.283	35	0	216	10	0.6	4.0
		σ	0.24	2.6	1	37.7	4.526	0	0	364	6.0	1.1	7.0
Bo	B1	3	0.05	1.7	10	10.8	2.359	64	0	22	1326	7.5	29
		σ	0.04	1.7	1	5.8	1.558	1	0	15	583	3.6	7.2
Chrap	B1	1	0.59	0.9	30	155	7.784	35	0	14	454	1451	19
Chp	B1	7	0.15	1.8	30	116	3.899	35	0	1.3	752	47	7.1
		σ	0.20	1.1	0	26	1.025	1	0	1.5	936	67	3.2
Chp	B2	28	0.01	2.0	30	131	10.776	35	0	0.5	2447	1.1	5.1
		σ	0.01	2.0	1	22	3.856	1	0	0.8	527	2.2	2.8
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	10	12	0.1	2.3	0.4	0.65	0.25	3.9	153.7	811	0.007	0.720
		σ	19	0.1	1.9	0.8	1.32	0.13	3.0	126.6	641	0.004	2.107
Py2dr	A1.2	7	15	0.1	4.0	0.1	0.04	0.22	3.6	72.6	925	0.003	0.063
		σ	13	0.1	3.5	0.1	0.03	0.20	1.7	43.2	404	0.002	0.132
Sph	A1	1	33	0.2	12	0.0	0.20	0.13	62.6	95.7	13152	0.008	0.391
Sph	A1	5	1353	2.4	410	0.1	0.03	0.00	0.66	0.03	773	0.005	0.002
		σ	1926	5.0	241	0.1	0.05	0.00	0.50	0.03	756	0.003	0.001
Ms	A2	7	1.6	0.1	0.5	0.2	0.17	0.01	0.42	10.7	27	0.002	0.026
		σ	3.5	0.1	1.1	0.5	0.26	0.01	0.61	11.9	48	0.002	0.023

Продолжение таблицы 3.3.5

Sph	A2	14	2692	18	174	0.6	2.34	0.04	0.38	0.21	403	0.009	0.073
		σ	1897	24	78	0.9	5.29	0.06	0.38	0.43	403	0.012	0.167
Py3	A3	7	8.8	0.2	1.7	0.3	1.72	0.05	1.18	45.5	366	0.002	0.045
		σ	6.4	0.2	1.3	0.6	4.08	0.02	1.13	45.8	445	0.002	0.087
Di	A3	6	1.6	0.8	0.3	0.9	2.52	0.05	0.20	0.54	38	1.969	0.011
		σ	1.7	1.6	0.3	1.5	6.04	0.10	0.14	1.12	41	4.707	0.015
Bo	A3	1	3.3	0.1	1.3	0.1	0.09	0.04	0.12	0.07	40	0.192	0.011
Chp	A3	4	4.4	0.9	12	0.1	0.03	0.02	0.04	0.11	26	0.002	0.008
		σ	3.2	1.5	10	0.0	0.02	0.03	0.03	0.19	28	0.002	0.014
Bo	B1	3	1.8	1.6	0.5	58.1	0.11	0.08	0.02	0.24	48	11.7	0.003
		σ	0.3	0.5	0.2	23.5	0.10	0.08	0.02	0.12	7.4	5.8	0.002
Chrap	B1	1	1.8	2.0	0.1	71.9	0.31	0.01	0.40	0.07	41	185.8	0.050
Chp	B1	7	1.9	2.4	0.7	32.9	0.18	0.01	0.13	0.02	17	3.4	0.037
		σ	0.5	0.8	1.1	17.6	0.44	0.01	0.18	0.02	25	4.5	0.079
Chp	B2	28	2.0	1.7	0.1	69.8	0.24	0.00	0.02	0.01	1.1	3.0	0.007
		σ	0.3	1.4	0.1	21.1	1.08	0.01	0.03	0.02	3.0	6.5	0.025

Примечание. Пирит: Py1c — колломорфный, Py2dr — дендритовидный, Py3 — суб- и эвгедральные кристаллы; халькопирит: Chp — кристификационный, Chrap — апопирротинный; Ms — марказит; Bo — борнит; Sph — сфалерит.

часть Bi, Mo, Pb, Ga и Au осаждалась на средне-высокотемпературной стадии формирования халькопиритового слоя в подзоне B1. Эти элементы исчезают в подзоне B2, ввиду слишком высоких температур минералообразования, обеспечивающих недосыщенность растворов этих элементов относительно соосаждающего халькопирита. Судя по трендам импульсов ЛА-ИСП-МС часть элементов входила в структуру халькопирита в изоморфной форме Ag⁺, Bi³⁺, Co³⁺, Sn²⁺, In³⁺, Te²⁻, Se²⁻. Вместе с тем нельзя исключить появление сульфидов висмута или его самородной формы в подзоне B1. Аномально высокие содержания Se, Te и Co характеризуют сильно восстановительные условия формирования трубы черного курильщика, отличающие его от серых, белых курильщиков и мерцающих диффузеров. Предполагается, что в этом же направлении увеличивается не только температура, но и восстановительный потенциал минералообразующего флюида. Это согласуется с общей моделью формирования труб черных курильщиков.

Полученные выводы подтверждаются количественной реконструкцией геохимической зональности трубы по локальным коэффициентам концентрации, подсчитанным как отношение среднего содержания химического элемента в минерале данной зоны к среднему содержанию элемента по трубе в целом (табл. 3.3.6).

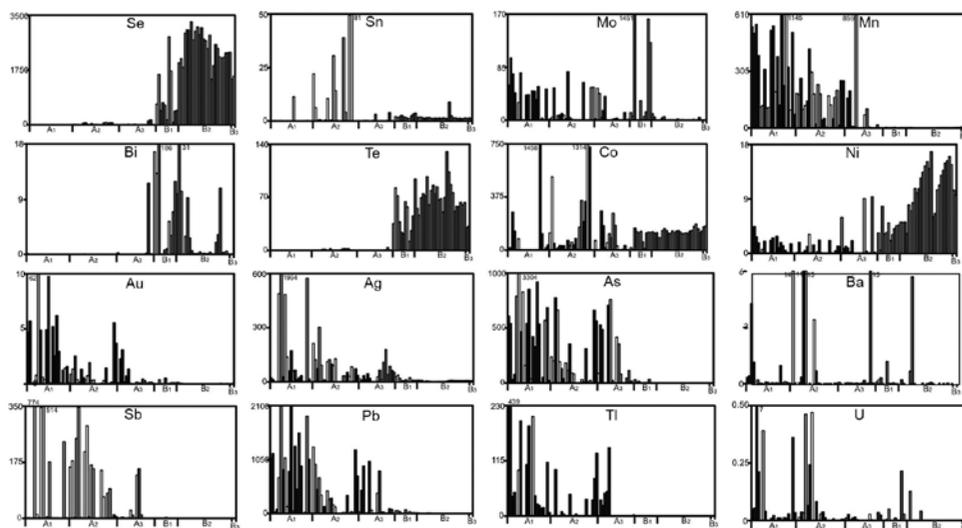


Рис. 3.3.7. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам пирротин-дигенит-борнит-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС анализа. Постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур (обр. BS4796-3). Черное — пирит, серое — халькопирит (зона В), белое — сфалерит.

Колломорфный бактериоморфный пирит оболочки трубы содержит микроэлементы, связанные в основном с водородной и низкотемпературной геохимическими ассоциациями и Au (подзона А1). Особенно следует отметить U, который может фиксироваться на органической составляющей. По мере перехода к внутренней части оболочки трубы и нарастания кристалличности дисульфидов железа спектр водородных элементов сужается, а содержания снижаются, за исключением V, который наряду с Co и As иногда концентрируется в субгедральном пирите. Следует отметить, что сфалерит, ассоциирующий с колломорфным пиритом, в единичных случаях показывает аномально высокие количества Au, Ag, Hg, Pb, As при повышенных содержаниях водородных элементов. Очевидно, эти элементы отражают нановключения золото-галенит-теннантитового парагенезиса. В сфалерите внутренней подзоны (А2) оболочки трубы нарастает количество Sn и Co, элементов, указывающих на повышение температуры минералообразования. В ряду дигенит — борнит — халькопирит по направлению к осевой части канала трубы нарастают относительные концентрации высокотемпературной ассоциации: In, Se, Te. Следует отметить, что во внешней части халькопиритовой крустификации в единичных случаях установлена аномально высокая концентрация Bi и Mo. Обычно эти элементы фиксируют границу между среднетемпературной и высокотемпературной подзонами.

Дигенит-борнит-халькопиритовые трубки. Маленькая халькопиритовая трубка диаметром 1 см, длиной 10 см отобрана С.А. Галкиным (рейс № 50 НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2005) из обломочных сульфидных

Таблица 3.3.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирротин-дигенит-борнит-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, постройка «Трипл Чимней» гидротермального поля Брокен Спур (обр. BS4796-3).

Минерал	Зона	n	ЛКК												
			U	Tl	W	Mn	V	Au	Hg	As	Mo	Pb	Fe	Cr	
Py1c	A1	10	7.2	6.2	4.3	3.0	3.0	2.6	2.3	2.1	2.1	2.0	1.6	1.3	
Py2dr	A1.2	7	W	As	Tl	Mn	Au	Pb	V	Mo	Fe	Hg			
			3.7	3.2	2.9	2.5	2.4	2.3	2.2	1.6	1.6	1.2			
Sph	A1	1	Au	Pb	Ag	Hg	As	Zn	U	Tl	Cr	W			
			42.4	32.3	27.7	24.3	16.3	4.5	3.9	3.8	2.3	2.1			
Sph	A1	5	Sb	Zn	Ag	Cd	As	Pb	Hg						
			8.3	4.9	4.8	3.0	2.4	1.9	1.2						
Ms	A2	7	Fe	Cr	V	Co									
			1.6	1.6	1.5	1.2									
Sph	A2	14	Cd	Sn	Zn	Sb	Ba	Ti	Co	Ag	Mn				
			5.9	5.3	4.6	3.5	3.1	2.3	2.0	1.4	1.3				
Py3	A3	7	V	Mn	Co	Ba	Tl	Fe	As						
			4.0	3.2	2.3	2.3	1.8	1.6	1.3						
Di	A3	6	Cu	Ba	Cr	Ag									
			3.7	3.3	2.1	1.2									
Bo	A3	1	V	Cu	Ni	Ti									
			3.6	3.0	1.4	1.2									
Chp	A3	4	Cu	Fe	As										
			1.7	1.1	1.1										
Bo	B1	3	Bi	Cu	Te	Se	W	In							
			3.5	3.0	2.4	1.7	1.4	1.2							
Chpap	B1	1	Bi	Mo	In	Te	Ni	Cu	Co	V					
			55.4	48.8	3.1	3.0	1.9	1.7	1.3	1.1					
Chp	B1	7	In	Cu	Mo	Te	Fe								
			2.1	1.7	1.6	1.4	1.1								
Chp	B2	28	Se	Te	In	Ni	Cu	Co	Fe						
			3.2	2.9	2.7	2.6	1.7	1.1	1.1						

отложений у подножия постройки «Спайр» (обр. 4797-C1-1a). В трубке хорошо выражена минеральная зональность (рис. 3.3.8a).

Зона А. На поверхности трубки фрагментарно сохранился тонкий слой опала, в котором рассеяны пластинчатые кристаллики пирротина и псевдоморфозы гематита по таким же кристалликам (рис. 3.3.8б). По длинной оси размеры кристалликов пирротина не превышают 10 мкм. Вероятно, они пред-

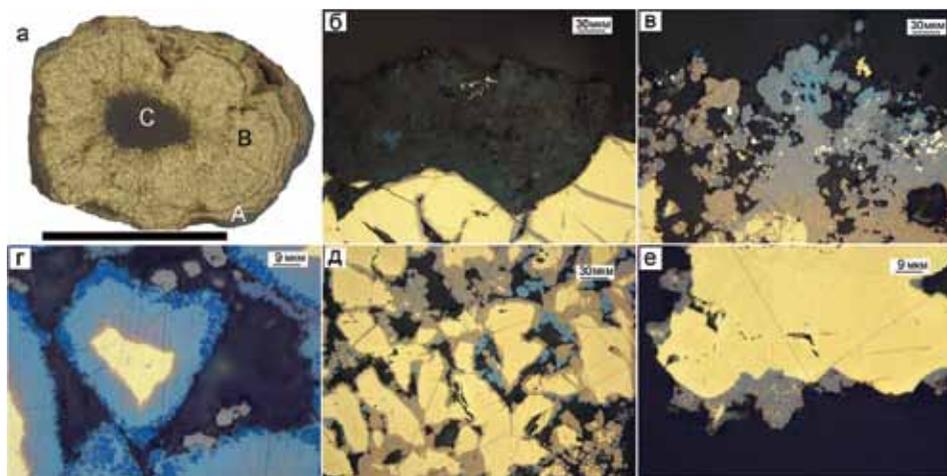


Рис. 3.3.8. Борнит-халькопиритовая труба, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797-C1-а: а — внешний вид поперечного среза трубы с зонами: А — сфалерит-дигенит-борнитовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — сфалеритовый канал; б — опаловая оболочка (сверху) с включениями кристалликов пирротина и псевдоморфоз гематита по кристаллам пирротина; в — другой тип оболочки, представленной смесью дигенита, ковеллина и борнита с реликтами почковидного сфалерита (темно-серые) и микровключениями эвгедрального пирита; г — замещение халькопирита борнитом, борнита — дигенитом (бледно-голубой), дигенита — ковеллином (синий), обросшим субгедральными кристаллами магнетита (коричневато-серый) в подзоне А2; д — замещение кристаллов халькопирита борнитом (подзона В1); е — обрастание кристалла халькопирита (подзона В3) вюртцитом (зона С), содержащим микровключения халькопирита. А — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

ставляют осадки дымов черных курильщиков, сцементированные опалом. Значительная часть кристалликов пирита замещена гематитом. Наружная часть сульфидной трубы сложена дигенитом с реликтами почковидного сфалерита, который участками содержит эвгедральные кристаллики пирита. Постепенно по направлению к внутренней части оболочки трубы сфалерит полностью исчезает, сменяясь дигенитом и борнитом (рис. 3.3.8в). На поверхность агрегатов дигенита выросли эвгедральные и ангедральные кристаллы магнетита (рис. 3.3.8г), содержания которого увеличиваются во внешней части оболочки трубы. На рис. 3.3.8д изображено зональное зерно, показывающее последовательное замещение кристалла халькопирита борнитом, борнита — дигенитом и ковеллином с завершением последовательности субгедральными кристаллами магнетита. Переход к следующей зоне постепенный.

Дигенит, доминирующий в подзонах А1–2, по сравнению с борнитом подзоны А3–В1, является основным носителем Au (1.30–2.09 г/т) и Bi (1–149 г/т), а также элементов гидрогенной группы: U (0.3–1.7 г/т), V (0.2–1.5 г/т) и W (0.1–0.6 г/т). Различия между дигенитом и борнитом по другим элементам-примесям менее отчетливые. Оба минерала являются концентраторами Ag (44–133 г/т), Pb (31–19 г/т) и As (11–252 г/т). Этим они существенно отличаются от халькопирита, слагающего следующую зону.

Зона В. В подзоне В1 кристаллы халькопирита частично замещены борнитом при минимальном количестве дигенита (рис. 3.3.8е). По мере перехода вовнутрь трубы размер кристаллов халькопирита увеличивается, борнит исчезает. Концентрация борнита увеличивается лишь между отдельными слоями халькопирита. Подзоны В2 и В3, примыкающие к полому каналу, сложены агрегатами копьевидных кристаллов халькопирита, в меньшей степени изокубанитом и пирротинном. Во внутренней части кристификации появляется изокубанит, в интерстициях между кристаллами халькопирита изредка встречаются кристаллики пирротина.

Халькопирит отличается от дигенита и борнита повышенными содержаниями Se (1917–3343 г/т), Te (99–266 г/т) и Co (27–88 г/т). Как обычно, в подзоне В1 сохраняются значимые количества гидрогенных (Mo, U, V, W) и среднетемпературных (As, Sb, Pb) элементов, содержания которых быстро уменьшаются по направлению к осевой, очевидно, более высокотемпературной части трубы (табл. 3.3.7).

Таблица 3.3.7

Химический состав минералов дигенит-борнит-халькопиритовой трубы, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур (обр. 4797-C1-1а). Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Di	A12	12	9	0.56	1.5	17	6	38	0.77	72	0	70	547	50.6
		σ	4	0.55	1.6	21	3	29	0.43	3	0	70	421	32.1
Bo	A3	8	7	0.57	1.1	9	14	38	0.56	60	0	45	1006	23.6
		σ	7	0.85	1.4	13	4	32	0.57	5	0	52	637	15.9
Chp	B1	6	17	0.13	0.7	1.8	29	50	0.40	36	0	15	2051	26.7
		σ	18	0.20	0.4	0.6	1	6	0.24	1	0	8.5	91	24.3
Chp	B2	8	4	0.01	0.2	2.9	28	76	0.22	36	0	2.7	2533	2.170
		σ	4	0.01	0.4	1.0	1	12	0.19	1	0	3.3	415	3.123
Chp	B3	6	12	0.13	0.8	3.7	29	99	0.24	36	0	4.9	2653	2.164
		σ	18	0.23	1.2	1.4	1	15	0.13	1	0	6.0	469	2.557
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Di	A12	12	97	10.0	10.3	6.8	56	0.56	0.23	1.01	0.31	78	54	0.674
		σ	28	6.9	3.6	7.5	36	0.53	0.23	0.74	0.19	33	45	0.507
Bo	A3	8	80	8.6	7.6	4.4	69	0.34	0.13	0.37	0.25	51	28	0.346
		σ	40	4.5	2.7	4.4	47	0.52	0.15	0.43	0.11	39	18	0.350
Chp	B1	6	10	3.8	11.7	2.7	163	0.48	0.06	0.25	0.09	11	10	0.198
		σ	4	0.9	3.8	2.0	19	0.98	0.07	0.18	0.03	6.9	7.1	0.408
Chp	B2	8	9	3.6	6.1	0.2	143	0.03	0.002	0.04	0.08	0.9	2.6	0.003
		σ	4	0.6	1.7	0.2	47	0.04	0.003	0.03	0.10	1.0	2.3	0.001
Chp	B3	6	20	4.8	10.2	0.4	201	0.30	0.021	0.08	0.24	1.2	4.5	0.047
		σ	6	1.4	4.2	0.4	48	0.50	0.027	0.03	0.25	1.6	3.1	0.098

Примечание. Di — дигенит; Bo — борнит; Chp — халькопирит.

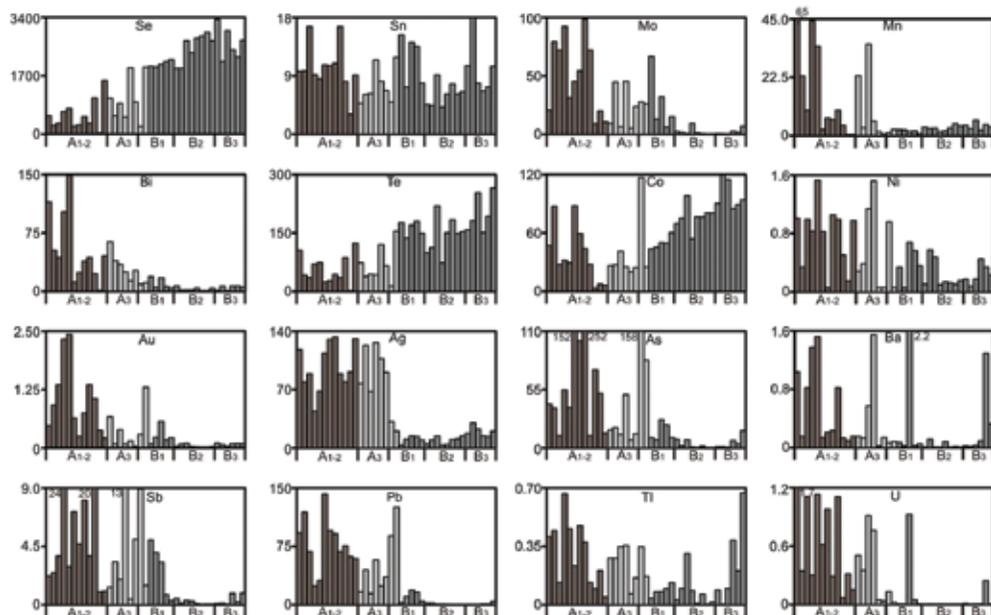


Рис. 3.3.9. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам дигенит-борнит-халькопиритовой трубки (данные ЛА-ИСП-МС). Постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797-C1-1a. Коричневое — дигенит (подзона А1-2), светло-серое — борнит (подзоны А3 и В1), серое — халькопирит (зона В).

Зона С. Место зоны С занимает полый канал. Представителем подзоны С1 является эпизодическое нарастание тонкого слоя вюртцита на вершины кристаллов халькопирита (см. рис. 3.3.8е). В вюртците обильны включения халькопирита.

В поперечной зональности стенки трубки от внешней зоны к внутренней отчетливо возрастают содержания элементов высокотемпературной группы: Se, Te и Co (рис. 3.3.9). Обратный тренд наблюдается для элементов среднетемпературной (Bi, Au, Ag, As, Sb), низкотемпературной (Pb, Mn, Ni) и гидрогенной (U, V, W) групп. Используя локальный коэффициент концентрации (ЛКК) на количественной основе реконструирована геохимическая зональность трубки (табл. 3.3.8). Оказалось, что большинство химических элементов среднетемпературной, низкотемпературной и гидрогенной групп концентрируются в оболочке трубки, сложенной гипергенным дигенитом. Борнит содержит в основном элементы-примеси, характерные для галенит-сфалерит-блекловорудного парагенезиса. Непременным признаком халькопиритовой зоны являются повышенные содержания Se, Te, Co — элементов высокотемпературной группы. Интересным представляется появление Hg в подзонах В2 и В3, возможно, обусловленное микровключениями колорадоита.

Изокубанит-пирротин-пирит-вюртцитовая труба-карниз. Один из таких фрагментов карниза стенки трубы-диффузера отобран Ю.А. Богдано-

Таблица 3.3.8

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность дигенит-борнит-халькопиритовой трубки, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур (обр. 4797-C1-1a).

Минерал	Зоны	n	ЛКК																	
			Au	Bi	U	Pb	W	As	Mo	Mn	Sb	Ag	V	Cr	Ni	Ba	Cd	Tl	Cu	Sn
Di	A12	12	2.3	2.2	2.2	2.2	2.1	2.1	2.1	2.0	2.0	1.8	1.7	1.6	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.1
Bo	A3	8		V	Ag	Zn	Pb	As	Sb	Cd	W	Cr	Tl	Cu	Ni	Bi	U	Mn		
Chp	B1	6	1.7	1.5	1.5	1.4	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1		
Chp	B2	6		Ti	Fe	Te	Ba	Se	Sn	Mo										
Chp	B3	6	1.9	1.6	1.5	1.3	1.3													
Chp	B3	6		Hg	Te	Co	Se	Fe	Ti	Tl	Sn									

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 3.3.7.

вым и Н.С. Бортниковым на поверхности постройки «Спайр» (обр. 4797-M2-7). Из карниза поступали прозрачные мерцающие флюиды. Труба характеризуется не очень отчетливой минеральной (рис. 3.3.10а) и химической зональностью (рис. 3.3.11).

Зона А. Поверхность карниза покрыта коркой охристых гидроксидов железа, переходящих в ферригидрит и гетит. Оболочка трубы-карниза образована колломорфным пиритом, который по направлению внутрь сменяется дендритовидными субгедральными разновидностями пирита и марказита (рис. 3.3.10б, в). По направлению вовнутрь нарастает количество вюртцита, покрывающего субгедральные кристаллы пирита, многочисленные микровключения вюртцита, который подчеркивает зональность роста (рис.3.3.10г).

Охры обогащены, по сравнению с сульфидами, элементами литогенной составляющей (мас. %): Si (18–22.5), Al (1–3) и Mg (1.6–2.3). Содержания типичных литогенных элементов, таких как (г/т): Cr (17–65), Ti (2–621), Zr (4–11) и Co (4–9) — на один-два порядка превышают содержания этих же элементов в колломорфном пирите, который обычно является их концентратором (рис. 3.3.11). Кроме этих элементов, в охрах присутствует Sr (0.1 мас. %), который может входить как в структуру примесных карбонатов (Ca 2.8–3.3 мас. %), так и в состав барита (Ba 138–223 мас. %) в виде изоморфной примеси. Можно предположить, что часть Mn (0.7–5.7 мас. %), Ni (19–56 г/т) и Tl (35–63 г/т) поступала в составе низкотемпературных флюидов или океанской воды (табл. 3.3.9).

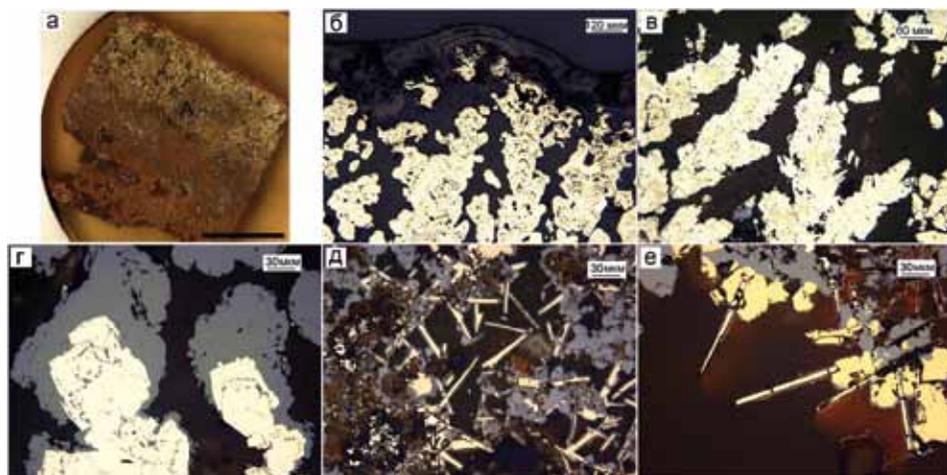


Рис. 3.3.10. Искоубанит-пирротин-пирит-вюрцитовая труба-карниз, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797-M27: а — внешний вид поперечного среза трубы; б — наружная часть оболочки трубы, сложенная лимонитом и колломорфным пиритом (подзона А0); в — дендриты марказита (подзона А1); г — зональные кристаллы пирита оборосшие вюрцитом (зоны роста трассируются микровключениями вюрцита, подзона А2); д — сростания пирротина, вюрцита и лимонита (подзона А2); е — друзовые агрегаты кристаллов вюрцита, халькопирита и пирротина (зона В). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Таблица 3.3.9

Химический состав минералов искоубанит-пирротин-пирит-вюрцитовой трубы-карниза, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797-M2-7. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn
Gt	A01	4	21260	35	6.61	35	0.05	0.4	362	6.1	22	0.5	6.2	0.67
		σ	24223	3	2.23	15	0.3	0.02	61	3.1	9	0.3	1.4	0.23
Py1c	A1	5	671	46	0.10	4.44	0.002	0.8	663	1.2	84	4.2	1.6	0.08
		σ	335	0	0.06	1.31	0.01	0.04	259	0.1	26	6.0	0.5	0.01
Ms	A2	4	295	45	0.08	1.69	0	2	691	0.9	58	37	2.9	0.14
		σ	92	1	0.04	0.55	0	1	143	0.2	18	26	2.3	0.08
Py3	A3	6	193	42	0.04	0.79	0	4	948	1.8	40	103	42	0.87
		σ	68	1	0.01	0.41	0	2	455	1.4	21	94	59	1.57
Sph	A3	3	299	12	0.02	0.02	0	55	8	21	0.8	21	2387	80
		σ	104	1	0.01	0.01	0	1	12	21	1.2	24	1896	132
Sph	B1	2	224	10	0.03	0.01	1	56	266	13	33	74	1365	15
ISS	B2	1	38	46	0.44	0.17	17	2	0.35	164	0.0	52	103	5.6
Sph	B3	5	221	9	0.02	0.02	0	57	61	34	1.9	56	2469	7.3
		σ	29	1	0.02	0.03	0	1	131	27	2.8	112	1201	11
Sph	C	3	423	12	0.10	0.04	0.1	55	1.4	107	0.1	6.9	3572	434
		σ	20	0	0.02	0.03	0.7	0	1.3	62	0.1	2.0	845	283
Py3	C	2	251	46	0.06	0.04	0.001	0.02	32	1	0.5	0.04	0.64	0.11

Продолжение таблицы 3.3.9

Минерал	Зона	n	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Mg	Al	Si	Ca
Gt	A01	4	3.9	0.21	0.30	3.24	13	46.6	156	0.043	24859	1540	200359	30898
		σ	1.8	0.22	0.25	1.64	14	15.8	92	0.047	8403	1102	17936	2791
Py1c	A1	5	1.4	0.03	0.39	1.84	35	336.6	544	0.001	38	1.3	67	31
		σ	0.4	0.02	0.29	0.87	13	256.5	344	0.001	36	1.9	74	38
Ms	A2	4	7.2	0.04	0.15	5.70	45	134.3	1528	0.002	74	0.7	27	22
		σ	5.5	0.03	0.06	2.01	26	63.3	890	0.001	105	1.1	31	8
Py3	A3	6	23	0.38	0.14	7.50	20	19.4	1072	0.001	1.4	0.5	50	18
		σ	15	0.49	0.23	4.67	13	17.4	664	0.001	1.1	0.6	43	11
Sph	A3	3	64	2.78	0.000	0.07	7.9	0.044	15	0.002	3.1	0.2	69	28
		σ	109	1.9	0.000	0.10	2.0	0.075	22	0.002	5.4	0.1	49	28
Sph	B1	2	350	9.2	0.000	0.73	13	0.014	836	0.004	0.1	4.8	95	2
ISS	B2	1	0	50.4	0.003	0.02	3.3	0.001	0.01	0.000	0.0	0.3	5	5
Sph	B3	5	109	35.0	0.005	0.11	8.9	0.004	118	0.008	11	0.4	89	26
		σ	226	27.3	0.010	0.21	4.6	0.004	255	0.005	23	0.6	16	21
Sph	C	3	0	21.5	0.005	0.02	5.2	0.007	2.2	0.003	1.1	39	70	19
		σ	0	14.4	0.005	0.03	0.3	0.005	2.5	0.001	0.8	68	13	12
Py3	C	2	0	0.1	0.36	0.08	1.7	14	1.1	0.001	10	2	432	29

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Ga	Sr	Zr	In	Ba	Gd	Pt	Th	U
Gt	A01	4	159	166	32	5	1094	7	0.01	174	0.87	0.004	0.012	1.35
		σ	308	19	24	1	120	3	0.00	35	0.19	0.005	0.008	0.27
Py1c	A1	5	0.80	1.56	1.08	0.04	0.86	0.037	0.001	0.679	0.002	0.001	0.000	2.206
		σ	0.13	0.40	0.31	0.03	0.88	0.056	0.001	0.750	0.001	0.001	0.000	3.438
Ms	A2	4	0.86	1.15	0.61	0.07	0.31	0.002	0.002	0.053	0.001	0.000	0.000	0.005
		σ	0.29	0.54	0.36	0.06	0.40	0.001	0.001	0.022	0.001	0.000	0.000	0.002
Py3	A3	6	0.62	0.91	0.65	1.78	0.04	0.002	0.005	0.014	0.001	0.001	0.000	0.005
		σ	0.33	0.47	0.34	1.40	0.03	0.003	0.007	0.004	0.002	0.001	0.000	0.007
Sph	A3	3	0.52	0.06	0.62	207	0.01	0.002	0.374	0.006	0.001	0.003	0.001	0.000
		σ	0.30	0.10	0.07	166	0.01	0.002	0.621	0.008	0.001	0.004	0.000	0.000
Sph	B1	2	0.20	0.08	0.54	148	0.01	0.000	0.074	0.002	0.004	0.003	0.001	0.000
ISS	B2	1	0.67	0.00	1.29	1	0.00	0.000	0.028	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sph	B3	5	0.50	0.02	0.41	162	0.03	0.001	0.035	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001
		σ	0.10	0.03	0.36	123	0.04	0.001	0.055	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000
Sph	C	3	0.87	0.01	0.71	228	0.04	0.006	2.028	0.554	0.003	0.000	0.001	0.001
		σ	0.36	0.00	0.19	100	0.03	0.005	1.328	0.933	0.003	0.000	0.001	0.001
Py3	C	2	0.61	0.10	0.55	0	0.17	0.004	0.001	0.029	0.002	0.002	0.000	0.078

Примечание. Get — гетит, Py1c — пирит колломорфный, Py3 — кристаллический, Ms — марказит, Sph — сфалерит, ISS — искоубанит, Gt — гетит.

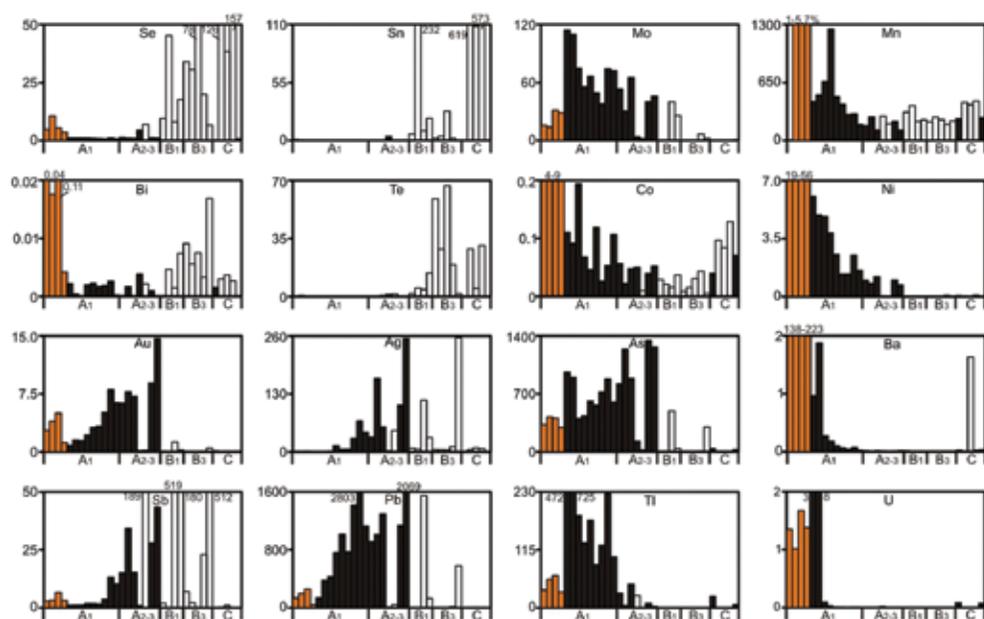


Рис. 3.3.11. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам изокубанит-пирротин-пирит-вюрцитовой трубы-карниза (данные ЛА-ИСП-МС). Постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур, обр. 4797-M2-7. Оранжевое — гетит, черное — пирит, белое — сфалерит.

Количество (г/т) U (до 7), Tl (129–725), W (до 9) и Mo (55–114) в колломорфном пирите лишь немного выше, чем в охрах (см табл. 3.3.9). Химические элементы, концентрирующиеся в охрах и колломорфном пирите, относятся к низкотемпературной или гидрогенной ассоциациям и являются типичными для оболочек труб как черных курильщиков, так и диффузеров. По направлению вовнутрь оболочки карниза и нарастания кристалличности дисульфидов железа содержания большинства элементов низкотемпературной и гидрогенной ассоциаций существенно снижаются (г/т): Mn (от 458–1252 до 217–119), Ni (от 6 до 0.7), Ba (от 0.9–1.8 до 0.01), W (от 0.7 до 0.02) и Co (от 0.1 до 0.05). Напротив, в этом же направлении повышаются содержания (г/т): Au (0.9 до 14), Ag (0.06 до 255), As (402–962 до 1267–1344), Sb (1 до 43), Pb (136 до 2069) — типичных элементов низко-среднетемпературной ассоциации (см. табл. 3.3.9).

Зоны В и С. Зона В состоит в основном из пористых агрегатов вюрцита. Стенки пор инкрустированы субгедральными кристаллами пирротина и вюрцита (рис. 3.3.10д). Часть кристаллов пирротина замещена гетитом. На стенки более крупных многочисленных каналов narosли друзовые агрегаты вюрцита и изокубанита. Кристаллы изокубанита и вюрцита нередко содержат включения кристаллов пирротина, участвующих в строении друзовых агрегатов (рис. 3.3.10е). Во внутренней части одной из кру-

стификаций, которая условно определена как зона С, доминируют пористые агрегаты вюрцита, изредка обросшие субгедральными кристаллами пирита.

Вюрцит относится к высокожелезистой разновидности, содержащей умеренные количества Cd (0.08–0.4 мас. %) и Mn (187–441 г/т) при низких содержаниях Co (0.01–0.08 г/т). По сравнению с другими сульфидами, в вюрците наблюдаются более значительные вариации содержаний элементов высокотемпературной ассоциации (г/т): Se (6–158), Sn (0.2–573) и Te (1.5–67) (см. табл. 3.3.9). Средние содержания этих элементов ниже, чем в халькопирите, и выше, чем в вюрците-сфалерите черных курильщиков.

Несмотря на низкие содержания большинства элементов высокотемпературной ассоциации, влияние температуры отражается в геохимической зональности трубы-диффузера, который отличается от предыдущих труб высокой золото- и оловоносностью, повышенными содержаниями элементов низкотемпературной и гидрогенной ассоциаций. Низкие содержания Co свидетельствуют о низком восстановительном потенциале флюидов.

Методом подсчета локальных коэффициентов концентраций [Maslennikov et al., 2009] реконструирована идеальная химическая зональность трубки (рис. 3.3.11, табл. 3.3.10). Труба испытала активное воздействие океанской воды. В связи с этим химическая зональность дополнена целой группой гидрогенных элементов, концентрирующихся в гетите. Часть химических элементов поступала из океанской воды, вероятно, в виде литогенной взвеси (Al, Si, Ti, Th, Cr, Gd), другая часть (U, V, Mg, Sr, Ni, W, Mn, Co) могла поступать как в составе литогенной, так и гидрогенной составляющих. Возможно, источником некоторых элементов в гетите могли служить и гидротермальные растворы или окисленные частички сульфидов (Au, Ba, Mn, Pt, Bi), осевшие на поверхность трубы. Очевидно, Au сконцентрировалось в результате гальмиролиза сульфидов.

Колломорфный пирит, образующий оболочку труб, содержит в основном элементы-примеси низкотемпературной (Hg, Tl, As) и гидрогенной (Mo, U, W) ассоциаций. По мере нарастания кристалличности дисульфидов железа во внутренней части оболочки трубы элементы гидрогенной ассоциации постепенно исчезают. Их место занимают в основном элементы низко-среднетемпературных ассоциаций (Au, Ag, Pb, Tl), затем, вероятно, элементы, связанные с золото-галенит-сфалеритовым парагенезисом, присутствующим в виде включений в субгедральных кристаллах марказита и пирита. В сфалерите концентрируются типичные для него элементы среднетемпературной ассоциации, но по мере продвижения к осевым частям каналов трубы нарастают содержания элементов высокотемпературной ассоциации (Te, Se). Следует отметить, что наряду с элементами высокотемпературной ассоциации (Se, Te) в изокубаните присутствует Ag — индикатор начальной стадии окисления гидротермальных флюидов и появления дефицита H₂S.

Таблица 3.3.10

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность для пирротин-халькопирит-пирит-вюртцитовой трубы-карниза, постройка «Спайр» гидротермального поля Брокен Спур (обр. 4797-М2-7).

Минерал	Зона	n	ЛКК									
			Sr	Si	Ca	Mg	Ba	Zr	Gd	Al	V	Ti
Gt	A1	4	8.7	8.7	8.7	8.7	8.7	8.7	8.6	8.5	8.5	8.5
			Co	Mn	Cr	Ni	Th	Bi	Pt	U	W	Au
Py1c	A1	5	8.1	7.8	7.5	7.1	6.9	5.9	3.3	2.8	1.9	1.2
			U	Tl	Mo	W	Hg	As	Fe			
Ms	A2	4	4.6	4.6	2.8	2.5	1.9	1.6	1.5			
			Pb	Hg	Au	Mo	Tl	As	Fe			
Py3	A3	6	2.9	2.5	2.2	1.9	1.8	1.7	1.5			
			Au	Ag	As	Pb	Fe	Mo	Hg			
Sph	A3	3	2.8	2.7	2.3	2.1	1.4	1.3	1.1			
			Ga	Zn	Cd	Pt	In	Sn	Sb			
Sph	B1	2	3.0	2.5	2.5	2.3	1.7	1.7	1.4			
			Sb	Zn	Ga	Pt	Ag	Cu	Pb	Cd	Mo	
ISS	B2	1	7.5	2.6	2.1	2.1	1.9	1.9	1.6	1.4	1.1	
			Cu	Se	Te	Fe	Ag					
Sph	B3	5	26.7	7.3	5.5	1.5	1.3					
			Te	Zn	Cd	Sb	Ga	Se	Ag	Bi		
Sph	C	3	3.8	2.6	2.6	2.3	2.3	1.5	1.5	1.1		
			Sn	In	Se	Cd	Ga	Zn	Te			
Py3	C	2	9.4	9.3	4.8	3.7	3.3	2.5	2.3			
			W	Pt	Fe							
			2.4	2.0	1.5							

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 3.3.9.

Пирит-сфалеритовые плиты. Кроме халькопирит-сфалерит-пиритовых плит, встречающихся на выходах высокотемпературных растворов, проникающих среди обломочных сульфидных отложений [Богданов и др., 2008], встречаются пирит-сфалеритовые плиты, очевидно, связанные с диффузными просачиваниями среднетемпературных флюидов. Фрагменты пирит-сфалеритовых плит отобраны Ю.А. Богдановым из осыпей на склонах гидротермальных сульфидных построек «Сарацин Хед» (обр. 4354-М2-8/2) и «Трипл Чимней» (обр. 4348-М2-2-1) (табл. 3.3.11). Наружная корка плит сложена в основном гетитом и колломорфным пиритом, внутренняя часть — сфалерит-вюртцитом. По типохимизму гетита и сульфидов они напоминают диффузеры и карнизы.

Таблица 3.3.11

Химический состав (г/т) минералов пирит-сфалеритовых плит постройки «Сарацин Хед» (обр. 4354-М2-8/2) и «Трипл Чимней» (обр. 4348-М2-2-1) гидротермального поля Брокен Спур. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Постройка «Сарацин Хед» (обр. 4354-М2-8.2)														
Py1c	A1	8	4.5	1.05	0.6	577	46.44	1.2	2.3	1.4	0.10	334	1	46
			σ	0.6	0.74	0.5	253	0.18	0.8	2.0	1.7	0.07	206	1
Sph	B	2	2.8	0.72	0.3	130	9.43	18.3	2.2	0.06	55.25	1570	142	131
			σ	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi
Py1c	A1	8	0.1	0.6	0.4	0.3	0.06	0.5	0.4	1.1	82	149	0.002	0.24
			σ	0.2	0.4	0.1	0.2	0.18	0.6	0.2	0.7	50	146	0.003
Sph	B	2	2433	80.4	1	143	0.06	0.2	0.2	35.4	18	5130	0.004	0.09
Постройка «Трипл Чимней» (обр. 4348-М2-2-1).														
Py-1c	A1	3	2	0.95	0.6	1254	38.57	0.10	2.6	0.07	7.35	1304	2	25
			σ	1	0.04	0.2	271	4.28	0.11	0.6	0.06	4.14	515	1
Sph	B	4	36	1.19	8.6	146	6.33	0.20	0.8	0.32	59.25	134	23	3.2
			σ	68	2.3	17	28	1.18	0.35	1.3	0.36	2.06	133	20
Py-1c	A1	3	463	3.6	0.8	46	0.25	0.2	0.5	16.7	190	1924	0.020	0.05
			σ	155	2.2	0.1	10	0.12	0.0	0.3	4.4	58	641	0.037
Sph	B	4	142	1108	18	188	13.2	2.2	0.1	1.3	0.2	345	0.068	0.15
			σ	165	862	29	251	15.8	4.3	0.2	1.1	0.4	308	0.135

Примечание. Py1c — пирит колломорфный, Sph — сфалерит-вюртцит.

Колломорфный пирит, кроме значительно варьирующих по содержанию элементов гидрогенной ассоциации, таких как V (0.2–2 г/т), U (0.04–0.8 г/т), W (0.1–0.8 г/т) и Mo (7–96 г/т), содержит типичные для него элементы низкотемпературной гидротермальной ассоциации (г/т): Mn (255–1562), Tl (19–237) и Pb (2–2204). Особенностью колломорфного пирита являются значительные вариации содержания Au (0.3–20 г/т) и Ag (91–614 г/т), положительно коррелирующие с содержаниями большинства элементов-примесей, включая As (91–1615 г/т), Sb (0.1–56 г/т) и Zn (0.03–9 мас. %). В колломорфном пирите фрагмента плиты, отобранного из осыпи постройки «Сарацин Хед», содержания перечисленных элементов-примесей обычно на порядок ниже, чем в аналогичном пирите из плиты постройки «Трипл Чимней». Пирит из плиты постройки «Трипл Чимней» является концентратом Au (12–20 г/т) (см. табл. 3.3.11).

Сфалерит-вюртцит относится к железистой разновидности (Fe 5.3–10 мас. %). Содержания Cd (от 80 до 2186 г/т), Sn (0.7–61 г/т), Mo (0.9–198 г/т) и Co (0.02–33 г/т) в сфалерите-вюртците сильно варьируют (см. табл. 3.3.11). Концентрации Mn (48–210 г/т) и Se (28–149 г/т) в нем умеренные. Низкие содержания Co, Sn и Se указывают на менее восстановительные условия минералообразования, по сравнению с типичными черными курильщиками. Мелкозернистый сфалерит-вюртцит и плиты постройки «Сарацин Хед» концентрирует Au (25–45 г/т) и Ag (0.23–0.25 мас. %) (см. табл. 3.3.11), что также не свойственно черным курильщикам.

3.3.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенные минералы представлены сульфидами меди, борнитом, магнетитом и продуктами распада твердых растворов. Проведенные нами совместно с В.А. Котляровым электронно-микроскопические исследования выявили реальгар и галенит.

3.3.5. Минерально-геохимические ассоциации хорошо выявляются методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981]. Корреляционный анализ вюртцит-халькопирит-пиритовой трубки, отобранный из цоколя черного курильщика постройки «Спайр» (обр. 4797-М₂х3Ба), показывает следующий ряд ассоциаций химических элементов: I(Pb+Sb)+II(Hg+Zn+Mn+Cd+Sn)+III(Fe+Ni+As+Au)+IV(Tl+W)–V–V(Mo+Ba)–VI(Co+Se+Ag+Cu)–VII(Te+Bi)–Cr–Ti–U. Первая ассоциация, вероятно, связана с микровключениями сурьмянистого галенита. Вторая ассоциация характерна для изоморфных примесей в вюртците-сфалерите черных курильщиков. Третья ассоциация отражает присутствие золотосодержащего мышьяковистого колломорфного пирита, который, как обычно, характеризуется повышенными содержаниями Ni. Ассоциация Tl с W пока не находит объяснений. Пятая ассоциация свидетельствует о водородной природе барита и его отложении совместно с молибденитом. Шестая ассоциация представляет собой халькопирит с соответствующими изоморфными примесями. Седьмая ассоциация, очевидно, связана с нановключениями теллуридов висмута. Аналогичные по составу трубки на медноколчеданных месторождениях Урала (Яман-Касы, Султановское и Юбилейное) обычно содержат включения теллуровисмутита.

Корреляционный путь, рассчитанный для пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубки (обр. 4796–5г) включает следующие ассоциации химических элементов: I(Zn+Cd+Sb+Co+Ag+Hg+U+Pb)+II(Ba+As+Au+W)–III(Fe+Tl+Mn+Ni)–IV(Se+Te+Cu)–V(Sn+Bi+Mo). Первая ассоциация отражает парагенезис сфалерита с галенитом, формирование которого происходило при участии океанской воды, инициируемой присутствием U. Вторая ассоциация, вероятно представленная золото-барит-теннантитовым парагенезисом, судя по наличию V и W так же, как и предыдущая, формировалась при участии океанской воды. Третья ассоциация более характерна для железо-марганцевых конкреций. Четвертая — типичная ассоциация высокотемпературного халькопирита. Присутствие борнита отражается корре-

ляцией Bi и Sn, обычно изоморфно замещающих Fe³⁺ в этом минерале. В этой трубке Bi теряет отчетливую связь с Te, установленную для типичного черного курильщика, не затронутого взаимодействием с океанской водой (обр. 4797–M2–3). Положительная корреляция Bi с Mo, который является типичным водородным элементом, подтверждает связь Bi с супергенным борнитом.

Коэффициенты корреляции химических элементов пирротин-дигенит-борнит-вюртцит-пирит-халькопиритовой трубки черного курильщика (обр. BS4796–3), входившей в строение постройки «Трипл Чимней», образуют следующий корреляционный ряд: I(Pb+Au+Hg+Ag+As)+II(W+Tl+Mn+V+U)+III(In+Te+Se+Ni+Cu)+IV(Bi+Mo)–Fe–V(Co+Sn+Cd+Zn+Sb)–VI(Ti+Ba)–Cr. Первая ассоциация, вероятно, отражает золото-галенит-теннантитовый парагенезис. Во второй ассоциации обособились водородные элементы с Mn и Tl. Третья ассоциация соответствует высокотемпературному халькопириту. Четвертая ассоциация, скорее всего, принадлежит борниту, имеющему изоморфную примесь Bi³⁺. Пятая ассоциация является типичной для изоморфных элементов в сфалерите. Шестая ассоциация может свидетельствовать о совместном отложении литогенной составляющей и барита.

Применительно к дигенит-борнит-халькопиритовой трубке, обнаруженной среди рудокластитов постройки «Спайр» (обр. 4797–C1–1а), корреляционный ряд образован шестью ассоциациями химических элементов: I(Cd+Zn+Hg)+II(Pb+As+Sb)–III(Mn+Bi+Ni+Ba)–IV(U+W+Sn+Mo)–V(Ag+Tl+Au)–V–Co–VI(Te+Se) [Богданов и др., 2006б]. Первая ассоциация является типичной для сфалерита, нановключения которого сосредоточены по всей трубке. Cd и Hg являются обычными изоморфными примесями в сфалерите и образуют наиболее сильные связи с Zn. Вторая ассоциация соответствует нановключениям галенита и блеклых руд, которые судя по содержаниям Pb, As и Sb концентрируются в оболочке трубки. Третья ассоциация отражает барит-дигенит-борнитовую минерализацию оболочки трубки. Повышенные содержания Mn, Bi и Ni, по сравнению с гидротермальным халькопиритом, типичная черта этих минералов. С Bi также коррелирует Ag, что подтверждает изоморфное вхождение этих элементов в борнит по схеме: Bi³⁺+Ag⁺↔Fe³⁺+Cu⁺. Появление четвертой ассоциации обязано взаимодействию океанской воды с сульфидной трубкой. Типичными элементами водородной ассоциации являются U и W и коррелирующий с ними V, которые фиксируются на поверхности окисляющихся сульфидов [Butler, Nesbitt, 1999], либо привносятся с глинистой составляющей океанской воды. Ситуация с Mo и Sn более сложная. Эти элементы свойственны гидротермальному халькопириту, образовавшемуся в среднетемпературных условиях на границе взаимодействия гидротермальных флюидов с океанской водой. Пятая ассоциация отражает концентрацию самородного золота в реликтах колломорфного пирита, обычно обогащенного Tl. Шестая ассоциация отражает зависимость количества изоморфной примеси Se и Te в халькопирите от степени окисления флюидов [Масленников, 2012].

Коэффициенты корреляции химических элементов изокубанит-марказит-пирит-вюрцитовой трубы мерцающего диффузера, отобранного с карниза постройки «Спайр» (обр. 4797–M2–7), образуют следующий ряд геохимических ассоциаций: I(Ca+Si+V+Gd+Ba+Sr)+II(Mg+Zr+Ni+Mn+Bi)+III(Th+Cr+Ti+Al+Co+Pt)–IV(Cd+Ga+Zn+Te+Se+Sn+In)–Cu–V(Fe+As+Au)+VI(Hg+Mo+Tl+U+W)–VII(Pb+Ag+Sb). Первая ассоциация предполагает химическое осаждение кальцита, кремнезема и стронцийсодержащего барита при участии морской воды (V). Вторая ассоциация, скорее всего, связана с литогенной составляющей (Mg, Zr), представленной магниезальными смектитами и цирконом, а также отложением никельсодержащих гидроксидов марганца. Присутствие в этой ассоциации Bi, вероятно, свидетельствует о его сорбционном накоплении совместно с гидроксидами железа и марганца. Третья ассоциация связана с аксессуарными минералами, поступающими из взвеси продуктов преобразования базальтов (Al, Ti, Th) и, возможно, серпентинитов (Cr, Pt). Четвертая ассоциация соответствует составу вюрцита и его типичных изоморфных примесей. Тесная корреляция Fe, As и Au обязана золотоносности мышьяковистого пирита, образующего оболочку трубы. Интересной является шестая ассоциация, которая может указывать на то, что часть Hg так же, как и Tl, может поступать с водородной составляющей (Mo, U, W). Минералом-представителем седьмой ассоциации является галенит, в котором, как обычно, наблюдается гетеровалентный изоморфизм: $Ag^+ + Sb^{3+} \leftrightarrow Pb^{2+}$.

Определенную информацию дают результаты корреляционного анализа, выполненные отдельно для дисульфидов железа, сульфидов меди и сульфидов цинка.

Дисульфиды железа, по данным корреляционного анализа, показывают три ассоциации химических элементов: I(Bi+Te+Co+Se)+II(Mo+Ba+V)–III(Ni+Mn+W +Tl+Hg+Pb+As+Sb+Au+Ag+Zn+Cd+Sn+Cu)–Fe–U–Ti. Первая ассоциация принадлежит эвгедральному пириту, сформированному в высокотемпературных условиях во время роста халькопиритовой корустификации на стенках канала трубы черного курильщика (обр. 4797–2–3Ба). Этот пирит характеризуется повышенными содержаниями Se, Co и Te, очевидно, входящими в виде изоморфных примесей. Условия для вхождения обеспечиваются умеренным повышением фугитивности S_2 серы для формирования домена CoS_2 , а также Te_2 и Se_2 , необходимых в дополнение к H_2Se и H_2Te для изоморфного замещения S_2^{2-} . Другая часть теллура, очевидно, присутствует в виде теллурида Bi, для отложения которого также благоприятным условием является смесь H_2Te и Te_2 . Вторая ассоциация, представленная водородными элементами, свидетельствует в пользу отложения их на поверхности окисляющихся сульфидов в результате сорбции (Mo, V) и увеличения содержания сульфат-иона. Третья ассоциация охватывает остальные разновидности дисульфидов железа, включая колломорфный и субгедральный пирит, а также марказит. Предполагается, что часть элементов изоморфно входит в структуру дисульфидов железа (Ni, частично As). Другая часть представлена нановключениями минералов золото-га-

ленин-теннантит-сфалеритового парагенезиса и, возможно, гидроксидов марганца (Mn, Tl).

Сульфиды меди по результатам корреляционного анализа характеризуются следующими геохимическими ассоциациями: I(Zn+Cd+Mn)+II(U+Bi+Au+W+Pb+Ag+Cu +Sn+Te)+Ti–III(Sb+As)–IV(Fe+Co)–V(Se+Ni+Hg)–VI(Tl+V)–Mo–Ba. Первая ассоциация соответствует вюрциту. Вторая ассоциация, более сложная, связана с замещением халькопирита борнитом, дигенитом в парагенезисе с галенитом и самородным золотом. Галенит и борнит унаследовали от халькопирита Bi и Ag, а также Sn и Te в виде изоморфной примеси. Судя по тому, что ассоциация дополнена водородными элементами (U, W), причиной отложения борнита, дигенита и галенита можно считать взаимодействие халькопирита с океанской водой, что подтверждается модельными построениями. Третья ассоциация представлена нановключениями теннантита. Четвертая ассоциация связана с включениями эвгедрального пирита. Элементы пятой ассоциации указывают на возможность концентрации Se и Hg в гипергенных условиях. Элементы водородной ассоциации находятся в конце корреляционного пути, что свидетельствует о слабом влиянии океанской воды на состав халькопирита, доминирующего в данной выборке.

Сульфиды цинка имеют свои ассоциации химических элементов: I(Pb+As)+II(Au+Tl+Hg+Ag)+III(Mo+Ni+W)+IV(Ti+V+Co)–V(Fe+Cd+Mn+Sn)–VI(Se+Bi) –Te–VII(Zn+Sb)–U–Ba–Cu. Первая ассоциация может свидетельствовать в пользу иорданита или галенит-теннантитового парагенезиса. Галенит-иорданитовый парагенезис выявлен в сульфидных отложениях поля Брокен Спур [Rickard et al., 1994]. Вторая ассоциация свидетельствует о присутствии нановключений электрума. Третья ассоциация — водородная, четвертая — литогенная. Пятая ассоциация представлена элементами, изоморфно входящими в структуру вюрцита-сфалерита. Представители шестой ассоциации отражают включения селенистого пирита, включающего минералы висмута. Седьмая ассоциация может отражать срастания сфалерита и тетраэдрита.

Корреляционный анализ выборки всех сульфидов поля Брокен Спур показывает следующие геохимические ассоциации: I(Pb+Hg+Au+Ag+As)+II(Tl+W+Mn+Fe+V+U+Ba)–III(Mo+Bi+Te+Se+Cu+Ni)–Co–IV(Cd+Zn+Sb)–Sn–Ti. Первая ассоциация отражает электрум-галенит-теннантитовый парагенезис. Корреляция элементов первой и второй ассоциаций может быть также рассмотрена в пользу золотоносного мышьяковистого пирита, колломорфные разновидности которого обогащены элементами низкотемпературной и водородной групп. Третья ассоциация отражает парагенезис халькопирита с эвгедральным пиритом, содержащим теллуриды Bi. Четвертая ассоциация свойственна сфалерит-вюрциту с включениями блеклых руд.

3.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Минералого-геохимические особенности изученных курильщиков определяются локальными и общегеологическими причинами. Локальные вариации хи-

мического состава минералов, зависящие от вариаций конкретных физико-химических условий, могут быть значительными, что затрудняет сравнение. Почти все активные гидротермальные постройки поля Брокен Спур представляют собой сросшиеся в единое тело, возвышающееся на несколько метров (до 20 м), гидротермальные трубки и диффузеры. Постройки усложнены многочисленными карнизами и субгоризонтальными площадками, из-под которых по трещинам на их поверхности струятся прозрачные и «черные» теплые воды. Выход на поверхность гидротермальных растворов в пределах поля Брокен Спур происходит через два типа образований: небольшие легко разрушающиеся трубы (типа органных труб) и диффузеры (типа пчелиных ульев). Локальные минералого-геохимические особенности обычно определяются характером конвективного или кондуктивного остывания курильщиков. В связи с этим выделяются две большие группы курильщиков.

Первая группа представлена трубами, состоящими из пирита, изокубанита, марказита, сфалерита и халькопирита. Предполагается, что конвективное участие океанской воды в процессах минералообразования было минимальным. В данном случае крупная труба этого состава (обр. 4797–M2–3) относится к высокотемпературным черным курильщикам-диффузерам, формирующимся в сильно восстановительных условиях. Поскольку труба очень крупная, то кондуктивное остывание стенки было незначительным. Поэтому даже в оболочке, сложенной перекристаллизованными дендритами гексаэдров пирита, марказит, устойчивый при температурах <math><240^{\circ}\text{C}</math>, не встречается. Не исключено, что вдоль дендритов пирита горизонтально просачивались диффузные гидротермальные флюиды. Об этом свидетельствуют интерстиционные наросты халькопирита и субгедрального вюртцита. Восстановительные условия минералообразования способствовали формированию халькопирита с высокими содержаниями Se и Te в виде изоморфной примеси. Более того, методом ЛА-ИСП-МС выявляется присутствие теллуридов висмута, которые могли появиться при локальном нарастании активности Te_2 [Afifi et al., 1988]. К этой же группе, вероятно, относятся мерцающие курильщики-диффузеры. Особенностью их является обилие вюртцита и пирротина в канале трубы при подчиненной роли изокубанита. Поры оболочки трубы, сложенной колломорфным пиритом, запечатаны слоем лимонита и опала, поэтому локальное проникновение океанской воды хотя и представляется возможным, но скорее всего было минимальным. Очевидно, температура формирования мерцающего курильщика-диффузера была невысокой (обычно 40–60°C), а минералообразующие растворы имели низкую pH, о чем свидетельствует наличие марказита. Высокая фугитивность серы подтверждается наличием галенита и высокой золотоносностью сульфидов, по сравнению с типичными черными курильщиками.

Вторая группа курильщиков, состоящая в основном из халькопирита, содержит значительное количество гипергенных минералов таких, как борнит, дигенит, ковеллин, свидетельствующие о высокой активности S_2 и O_2 .

Очевидно, что формирование этих труб происходило при активном взаимодействии с океанской водой. Теллуриды висмута отсутствуют. Висмут входит в состав борнита в виде изоморфной примеси. Однако значительная часть халькопиритовых крустификаций каналов труб содержит селенисто-теллуристый халькопирит, характерный для черных курильщиков. О принадлежности к черным курильщикам свидетельствуют наличие кристалликов пирротина и изокубанита.

Вероятно, минералогические отличия труб этих двух групп связаны с разным дебитом и характером разгружающихся гидротермальных растворов. В первом случае доминирует диффузное просачивание и, соответственно, кондуктивное остывание труб-диффузеров. В соответствии с представлениями [Duckworth et al., 1995], мерцающий диффузер формируется в условиях смешения гидротермального раствора с холодной придонной водой, которая проникает внутрь у его основания, а также диффундирует через стенки навстречу гидротермальному раствору. Однако, по нашему мнению, встречный гидротермальный поток частично защищает диффузер от взаимодействия с океанской водой. Поскольку дебит невысокий, инжекторный эффект, обеспечивающий всасывание океанской воды, можно считать незначительным. Во втором случае преобладает струйное гидротермальное просачивание флюидов. Это обеспечивает инжекторный эффект со стороны стенок труб, и океанская вода активно взаимодействует с оболочкой и с внешним слоем халькопиритовой крустификации канала трубы. Отсутствие диффузного гидротермального просачивания через стенки оболочек труб не защищает их от взаимодействия с океанской водой, как в первом случае.

С учетом локальных вариаций состава труб их минералого-геохимические особенности могут быть связаны с некоторыми общегеологическими причинами. Поле Брокен Спур среди известных гидротермальных полей САХ самое молодое (< 1000 лет) [Богданов и др., 2006б]. В отличие от таких зрелых гидротермальных полей, как Снейк Пит и ТАГ, на поле Брокен Спур индивидуальные постройки разделены пространствами, в пределах которых на поверхности дна обнажены вулканиты фундамента. Апусульфидные металлоносные осадки развиты исключительно вокруг построек и имеют ограниченное распространение в пределах рифтовой долины. Незрелость гидротермально-гипергенной системы доказывается слабым разрушением сульфидных построек, сопровождающихся небольшими осыпями обломочных сульфидов.

Начальная стадия зрелости гидротермальной системы выявляется минералого-геохимическими данными. Гидротермально-метасоматические преобразования в недрах системы не прошли стадию полного разложения наименее устойчивых силикатов — оливина и пироксенов, поставляющих обильное железо и кобальт. О низком Eh свидетельствует обилие пирротина и изокубанита, а также высокая железистость, а иногда и кобальтистость сфалерита и вюртцита черных курильщиков. В оболочках большинства труб, диффузеров и плит доминируют высокожелезистые дисульфиды железа — пирит и марказит (табл. 3.3.12).

Таблица 3.3.12

Химический состав сульфидов труб курильщиков гидротермального поля Брокен Спур.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
P1c	A1	22	1.1	661	45	2	3.0	0	2	606	1.6	56	81
		σ	0.5	340	3	5	1.6	0	3	396	1.3	31	167
Mss	A2	10	0.9	183	45	31	1.0	0	1	297	6.0	24	16
		σ	0.4	140	1	39	0.9	0	1	351	14.0	31	24
Py2s	A2-3	35	1.8	281	45	119	1.4	0	2	486	76	52	40
		σ	1.7	328	2	256	0.7	0	2	404	175	31	51
Di	A2-3	18	0.4	13	5	28	1.1	74	0	56	382	34	94
		σ	0.5	18	4	28	2.1	4	0	64	417	35	36
Sph	ABC	50	0.4	191	10	170	0.3	1	56	294	123	9	230
		σ	1.0	89	3	396	0.7	1	3	569	244	30	545
Bo	A3-B1	12	0.6	7	12	34	1.5	61	0	43	1002	18	62
		σ	0.8	11	4	31	1.8	4	0	45	663	16	42
Chpps	A2-3	13	0.9	188	15	95	1.3	12	6	301	259	31	116
		σ	0.5	193	18	122	0.7	26	16	206	312	13	149
Py3	B1	6	0	1	46	1215	1	0	0	78	957	247	21
		σ	1	1	0	521	1	0	0	156	368	455	20
Chr	B2-3	84	0.1	5	31	159	4.4	33	0	3	2169	28	16
		σ	0.1	7	4	146	5.2	4	0	6	879	161	21
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
P1c	A1	22	3.2	0.3	7.4	0.1	0.4	0.38	4.70	195	774	0.01	0.60
		σ	3.8	0.3	16.0	0.1	0.5	0.20	5.57	163	727	0.01	1.76
Mss	A2	10	2.3	0.1	3.2	0.2	0.1	0.07	2.56	58	629	0.00	0.02
		σ	3.1	0.1	4.7	0.4	0.2	0.08	2.99	75	930	0.00	0.02
Py2s	A2-3	35	20	0.4	7.3	6.9	0.7	0.10	2.68	34	536	0.09	0.26
		σ	29	0.7	10.1	14	1.9	0.14	3.12	35	508	0.27	1.11
Di	A2-3	18	7.2	7.1	4.6	38	1.2	0.17	0.74	0.38	64	37	0.45
		σ	7.0	5.5	6.8	40	3.4	0.21	0.72	0.63	40	44	0.52
Sph	ABC	50	2218	44	160	10	0.9	0.03	3.11	2.7	829	0.17	0.07
		σ	1825	122	182	18	3.0	0.08	11.21	14	2125	0.8	0.23
Bo	A3-B1	12	6.4	5.5	3.2	61	0.3	0.11	0.26	0.23	49	22	0.23
		σ	4.8	3.8	4.0	43	0.4	0.12	0.38	0.11	31	18	0.33
Chpps	A2-3	13	344	16	34	19	1.1	0.14	3.17	48	603	10	0.47
		σ	788	36	64	21	1.1	0.09	3.04	66	586	16	0.51

Продолжение таблицы 3.3.12

Py3	B	6	2.7	0.3	3.1	105	1.0	0.01	0.49	0.12	99	67	0
		σ	4.3	0.3	2.7	148	1.9	0.01	0.33	0.22	60	133	0
Chr	B2.3	84	7.8	4.2	0.3	100	0.2	0.01	0.07	0.13	3.5	6.6	0.02
		σ	16.2	3.9	0.8	59	0.7	0.02	0.10	0.48	10	22	0.11

Примечание. Пирит: P1c — колломорфный, Py2s — субгедральный, Py3 — эвгедральный; Mss — марказит; халькопирит: Chpps — псевдоморфный, Chr — крустификационные; Sph — сфалерит; Bo — борнит.

На низкие значения Eh системы и высокие температуры минералообразования указывают повышенные содержания Se, Te и Co в халькопирите и сфалерите труб черных курильщиков. В колломорфном пирите содержания Se и Te гораздо меньше, чем в халькопирите. Очевидно, эти элементы вошли в структуру халькопирита еще в высокотемпературных условиях в виде изоморфной примеси Se²⁻Te²⁻ и Co³⁺(?), а в эвгедральном пирите, ассоциирующем с высокотемпературным халькопиритом — в виде Co²⁺, S₂²⁻ и Te₂²⁻.

Содержания этих же элементов резко снижаются в сульфидах белых курильщиков и диффузеров из-за подповерхностного окисления первоначальных гидротермальных флюидов кислородом примешивающейся океанской воды. Кондуктивное остывание диффузеров обеспечивает снижение температуры и соответствующее снижение в халькопирите содержаний Se и Co, по сравнению с халькопиритом черных курильщиков. В колломорфном пирите и сфалерите концентрируются Pb, Au и Ag гораздо в большей степени, чем это наблюдается для колломорфного пирита черных курильщиков молодого поля ВТП 9°50' с.ш. в Тихом океане. Обогащение Au и Ag — показатель того, что флюиды были частично окисленными [Glasby, Notsu, 2003]. Поскольку большинство курильщиков локализуется в неовулканической зоне, лишенной осадков, поступление Bi из последних маловероятно. Появление Bi, возможно, связано с начальной стадией разложения амфиболов и полевых шпатов [Иванов, 1996]. Судя по корреляции Bi и Te в эвгедральном пирите черных курильщиков, возможно обнаружение теллуридов висмута. Содержание Bi несколько выше в борните, однако корреляции его с Te не наблюдается.

Вместе с тем, до настоящего времени неясно, претерпевал ли раствор гидротермального поля Брокен Спур фазовую сепарацию [Богданов и др., 2006б]. По мнению Джеймса с соавторами [James et al., 1995] претерпевал, а по мнению Ю.А. Богданова с соавторами [Богданов и др., 2006б], горячий раствор Брокен Спур — это первичный рудоносный флюид, не претерпевший изменения при движении к поверхности дна. Последнее утверждение опирается на данные по изотопному составу серы сульфидных минералов, в которых значения δ³⁴S колеблются от -0.8 до +2.2 ‰ [Леин и др., 1995]. Эпизодическое повышение количеств тяжелого изотопа серы (значения δ³⁴S до +5.2 ‰) связано в ряде случаев с подповерхностным разбавлением горя-

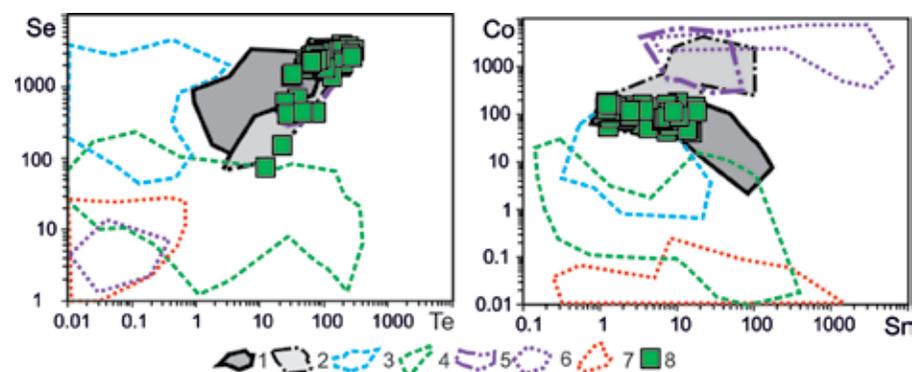


Рис. 3.3.12. Диаграммы Se–Te и Co–Sr для халькопирита черных курильщиков гидротермального поля Брокен Спур (8) в сравнении с другими курильщиками (1-7): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики Брокен Спур, Снейк Пит; 3 — серые курильщики полей Лаки Страйк, Гора Осева, Менез Гвен; 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу, 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры других гидротермальных полей; 8 — фигуративные точки черных курильщиков поля Брокен Спур.

чего флюида окружающей океанской водой и восстановлением сульфат-иона до H₂S [Богданов и др., 2006б]. δ³⁴S серы ангидрита равен +19.3 ‰, т.е. близок к изотопному составу серы сульфат-иона океанской воды. Представление о суперкритической фазовой сепарации флюида Брокен Спур обосновывается главным образом обеднением флюида ионом Cl⁻¹ (12 %), по сравнению с морской водой [James et al., 1995]. Кроме того, цитируемые авторы предполагают, что особенности флюида гидротермального поля Брокен Спур (Cs/Rb отношение, Eu аномалия и др.) связаны с тем, что высокотемпературный раствор реагировал в океанической коре с базальтами, уже измененными при низкотемпературном выветривании.

Таким образом, особенностью гидротермальной системы поля Брокен Спур является его незрелость. Типохимизм халькопирита и сфалерита черных курильщиков отражает незрелость процессов преобразования базальтового основания в реакционной зоне магматического очага. Типохимизм диффузеров в большей степени отражает локальные процессы подповерхностного изменения гидротермального флюида при взаимодействии его с океанской водой.

Халькопирит курильщиков поля Брокен Спур характеризуется высоким содержанием Se и Te, также Co, соответствующим содержаниям этих элементов в халькопирите черных курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. (рис. 3.3.12).

Более подробное сравнение также не обнаруживает существенных отличий, за исключением чуть более высоких содержаний Te, Bi и Au (табл. 3.3.13). Судя по сходным содержаниям химических элементов в халькопирите можно предположить, что обе рудогенерирующие системы имели низкую степень зрелости.

Таблица 3.3.13

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту курильщиков поля Брокен Спур относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Te	Bi	Au	Co	Se	Cu	Fe	Ba	Tl	Mo
Cd		W	Mn	Ag	U	Sb	Pb	Sn	As	V	Zn
0.49		0.47	0.35	0.28	0.27	0.15	0.13	0.12	0.08	0.02	0
Серые	Co	Ni	Te	Se	Fe	Cu	Au	Cd	Sn	Bi	Tl
	Ag	U	Ba	W	Mo	Pb	Mn	As	Sb	V	Zn
	0.18	0.18	0.17	0.07	0.07	0.05	0.04	0.04	0.00	0.002	0

Таблица 3.3.14

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту курильщиков поля Брокен Спур относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Au	Tl	Zn	U	W	Ag	Sb	Ba	Pb	Mn
As		Bi	Sn	Mo	Ni	Cd	V	Co	Se	Te	Cu
1.18		1.14	0.83	0.67	0.38	0.38	0.16	0.04	0.03	0.03	0
Серые	Au	Sb	As	Ag	Sn	Zn	Bi	Pb	Mo	Te	
	Tl	W	Se	U	Ba	Cd	V	Co	Mn	Ni	Cu
	1.35	0.76	0.76	0.43	0.31	0.31	0.21	0.13	0.13	0.12	0

Колломорфный пирит по соотношениям химических элементов является типичным для колломорфного пирита черных курильщиков. В первую очередь это подчеркивается доминированием высоких значений Co/Ni, которые варьируют от 0.1 до 6000. По содержаниям химических элементов колломорфный пирит поля Брокен Спур мало отличается от колломорфного пирита поля ВТП 9°50' с.ш. (табл. 3.3.14). Исключение представляет Au, содержания которого всегда выше в курильщиках низкосрединговых рифтов [Knight, 2018].

Сфалерит по содержаниям Co является хорошим индикатором черных курильщиков. Как правило, содержания Co гораздо выше в сфалерите (вюртците) черных курильщиков по сравнению со сфалеритом диффузеров и карнизов (рис. 3.3.13).

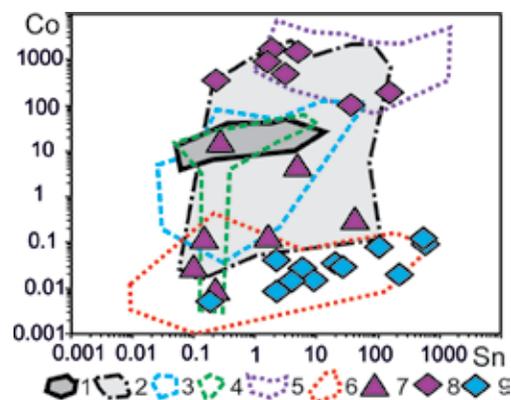


Рис. 3.3.13. Диаграмма Sn–Co для сфалерита черных курильщиков (7, 8) и бесцветных курильщиков (9) гидротермального поля Брокен Спур (7–9) (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу.

Сфалерит курильщиков поля Брокен Спур содержит больше Tl, Au, Bi и Sn по сравнению со сфалеритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. (табл. 3.3.15). Это свидетельствует о чуть большей зрелости рудогенерирующей системы поля Брокен Спур, характеризующейся, вероятно, переходной стадией от низкой к умеренной степени зрелости.

Таблица 3.3.15

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту курильщиков поля Брокен Спур относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Tl	Au	Bi	Sn	Te	Co	Ba	Mo	Fe	Ag	V
Черные	176	65	35	26	10	7.14	4.38	3.92	3.12	2.61	
	Cu	W	Mn	Sb	Ni	Pb	U	Se	As	Cd	
	2.13	2.11	2.11	1.96	1.91	1.71	1.67	1.42	1.34	1.12	0.38
Серые	Sn	Te	Au	Bi	U	Co	Tl	Mo	Fe	Ni	
	Mn	Sb	As	Cu	Se	W	Ag	Cd	Pb	V	Ba
	1.59	1.56	1.48	1.44	1.42	1.17	0.85	0.73	0.67	0.11	0.11

3.4. Лаки Страйк

3.4.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле Лаки Страйк расположено вблизи Азорской горячей точки во внутреннем рифте Срединно-Атлантического хребта у тройного сочленения рифт-рифт-разлом в рифтовой долине в точке с координатами 37°17' с.ш. на глубине 1600–1730 м в пределах сегмента между 37° и 37°35' с.ш. Ширина рифтовой долины составляет здесь 15 км. Ее центральная часть занята вулканом, длина которого вдоль простирания хребта 13 км, ширина 7 км, высота 430 м [Fouquet et al., 1994]. Гидротермальное поле находится в депрессии между тремя вулканическими конусами. Ее поверхность на ~400 м возвышается над дном рифтовой долины. Центральная часть депрессии занята лавовым озером диаметром 300 м и глубиной 6 м. Озеро заполнено очень молодыми низкопористыми лавами базальтового состава, а конические постройки сложены более древними сильнопористыми вулканическими брекчиями.

Большинство гидротермальных построек обнаружено на периферии лавового озера. Часть гидротермальных сооружений находится на юго-западном склоне самого восточного вулканического конуса. Они вытянуты в цепочку, направленную с севера на юг. Самая Южная постройка расположена на вершине купола, сложенного гиалокластитамы [Von Damm et al., 1998]. Гидротермальные постройки рассеяны по площадке 700 м в поперечнике на глубине от 1618 м на севере до 1730 м на юге.

В отличие от типичных базальтов срединно-океанических хребтов, вулканы в пределах гидротермального поля обогащены K, Rb, Cs, La и Pb, что связывается с влиянием на вулканизм Азорской «горячей точки» [Langmuir et al., 1997]. Важно отметить высокое содержание Ba в вулканиках, также входящего в состав барита и являющегося важным компонентом гидротермальной залежей поля [Богданов и др., 2006б].

3.4.2. Типы и состав сульфидных построек. На севере восточной части гидротермального поля выделяются два относительно крупных гидротермальных сооружения — «Статуя Свободы» (Statue of Liberty) и «Синтра» (Sintra). Они имеют цоколи в виде плит толщиной 10–20 см, которые уходят в сторону от основания построек на расстояние первые метры. Плиты залегают непосредственно на базальтах фундамента. Над цоколем возвышаются сложно устроенные конические постройки высотой до 10 м. В нижней части постройки находятся многочисленные сульфидные обломки, часто образующие сцементированные брекчии. В верхней части присутствуют несколько невысоких (до 1 м) гидротермальных труб. Из некоторых труб на поверхность дна выходят высокотемпературные гидротермальные растворы. На склонах построек, а также из цоколей местами просачиваются прозрачные сравнительно низкотемпературные воды. Это области максимальной концентрации донной биоты [Богданов и др. 2006б].

В южной части гидротермального поля широко распространены низкотемпературные слоистые кремнистые плиты, в веществе которых также присутствуют дисульфиды и оксигидроксиды железа. Максимальная мощность этих плит составляет 3, реже 10 м. Для участков теплых муаров характерны скопления моллюсков и бактериальные маты. Наиболее мощные плиты ассоциируют с брекчиями массивных сульфидов, сцементированными сульфидами, опалом и окси-гидроксидами железа и марганца [Fouquet et al., 1994]. В южной части поля встречаются небольшие активные трубы черных курильщиков высотой <0.5 м и диаметром <10 см, расположенные на поверхности небольших (диаметром 1–3 м) сульфидных цоколях. Температура гидротермальных растворов, изливающихся из труб, достигает 303–319 °С. Здесь же установлена более крупная сфалерит-ангидрит-халькопирит-пиритовая постройка, получившая название «Эйфелевая башня» («Eiffel Tower»). Постройка имеет высоту 20 м и характеризуется высокими температурами (325 °С) эманаций [Богданов и др. 2006б]. Максимальная температура гидротермальных флюидов, выходящих на поверхность в пределах поля, составляет 303–319 °С [Humphris et al., 1993].

На гидротермальном поле преобладают медноколчеданные (47.8 %) и серноколчеданные (30.4 %) отложения. Во второстепенных количествах установлены смешанные и цинково-колчеданные образования [Богданов и др. 2006б]. Содержания Ва в некоторых пробах достигают 15–40 мас. % [Langmuir et al., 1997]. По сравнению с другими гидротермальными полями, принадлежащих СОХ, сульфидные отложения поля Лаки Страйк характеризуются чуть более высокими содержаниями Рb (до 0.07–0.2 мас. %), ассоциирующими с баритом, и крайне низкими содержаниями Со (0.0001–0.03 мас. %) и Ni (0.006–0.01 мас. %) [Богданов и др. 2006б].

3.4.3. Минеральная и химическая зональность труб. Образцы с поля Лаки Страйк характеризуются преобладанием пористых колломорфных дисульфидов железа, которые образуют оболочку вокруг каналов, частично заросших друзовидным халькопиритом. Один из образцов представляет собой фрагмент многоканальной марказит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. 4383–М1–7) диаметром около 6 см (рис. 3.4.1а). Общая площадь трубки очень небольшого размера — 1х1 см². При внимательном рассмотрении можно различить оболочку с варьирующей мощностью от 0.3 до 0.6 см, халькопиритовую стенку и полый канал. Основными минералами являются пирит и халькопирит, сфалерит встречается в очень незначительном количестве в оболочке. Труба относится к *сфалерит-барит-халькопирит-пиритовой* разновидности (обр. 4383-М1-7b). В трубе выделяются отчетливые зоны и подзоны.

Зона А. Наружная часть оболочки трубы (подзона А1) образована частично покрытыми лимонитом почковидными агрегатами колломорфного пирита (рис. 3.4.1б). В некоторых почках наблюдаются тонкопластинчатые включения барита. По мере перехода к внутренней части оболочки трубы дендритовидные агрегаты колломорфного пирита приобретают удлиненную форму (рис. 3.4.1в). Часть колломорфного

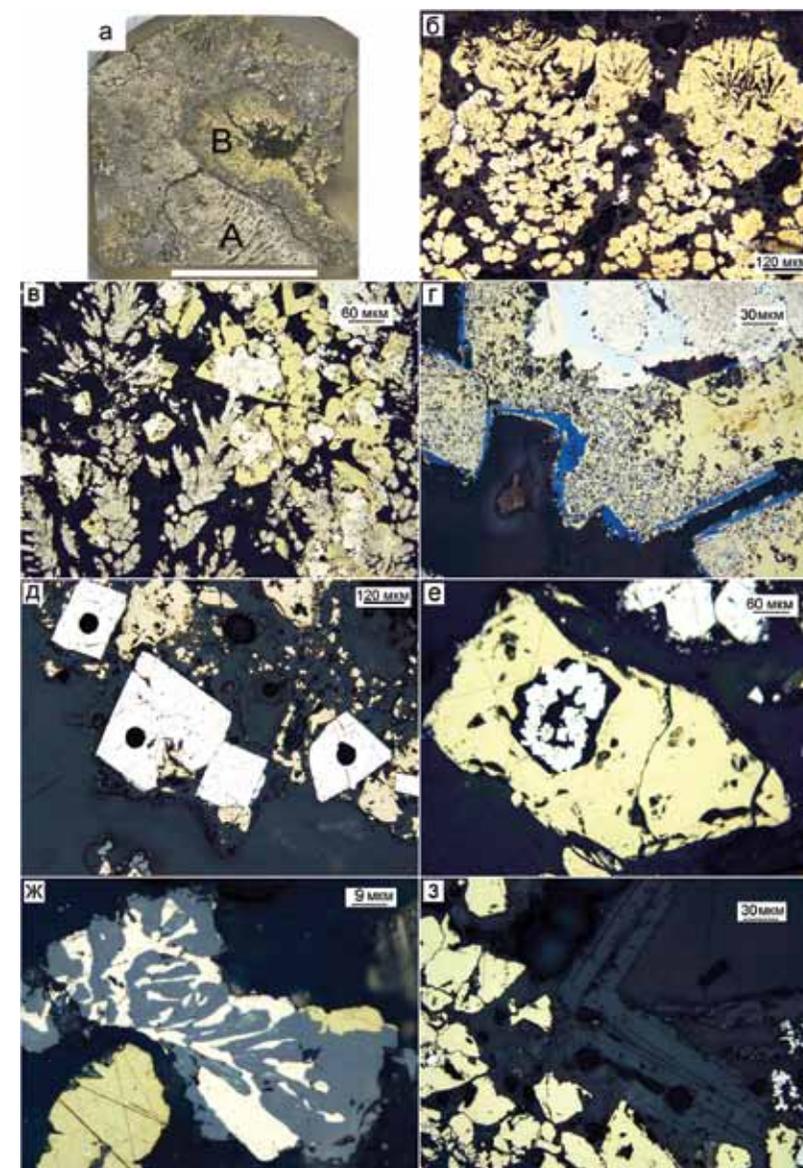


Рис. 3.4.1. Марказит-пирит-халькопиритовая труба, гидротермальное поле Лаки Страйк, обр. 4383-М1-7b: а — внешний вид трубы с зонами: А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, полый канал; б — почковидные агрегаты колломорфного пирита оболочки с игольчатыми выделениями (зона А); в — дендритовидные выделения колломорфного пирита оболочки, по которому развивается марказит (зона А); г — халькопирит, частично замещенный ковеллином, который, в свою очередь, обрастает халькопиритом (зона В); д — суб- и эвгедральные кристаллы пирита (зона С); е — крупный кристалл халькопирита с атоллавыми структурами агрегатов пирита (зона В); ж — графические сростания пирита и сфалерита (зона С); з — крупные кристаллы халькопирита, вдающиеся в полый канал (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-з — отраженный свет.

пирита частично замещена марказитом. На границе со следующей зоной (в подзоне А3) появляются субгедральные кристаллы пирита, содержащие многочисленные реликтовые включения колломорфного пирита и марказита. Очевидно, что эти кристаллы образовались в процессе собирательной перекристаллизации колломорфного пирита вблизи канала трубы. Оболочка трубы сформировалась в результате быстрого отложения сульфидов. смена дендритовидного пирита на почковидный отражает уменьшение скорости гидротермального роста оболочки трубы. Часть оболочки с другой стороны трубки разрушена со смещением составляющих всех подзон.

Колломорфный пирит подзоны А1 отличается своим набором микроэлементов: Mn, Tl, Ni, содержания которых уменьшаются по направлению к внутренним частям оболочки при переходе от колломорфного пирита к мелкозернистому массивному и эвгедральному, г/т: 1690–60; 90–1; 13–0.5, соответственно), W (до 3 г/т) и Ba (до 122 г/т) (рис. 3.4.2, табл. 3.4.1). В эвгедральном пирите на протяжении всей оболочки концентрируются Ag, As, Au, Co, Sb, Se, Pb, Te — с наиболее повышенными содержаниями в самой внутренней части оболочки (подзоне А3). Повышенные содержания U (0.09 г/т) и V (27 г/т) также наблюдаются в этой части трубки.

В сфалерите отмечается постоянное присутствие элементов гидрогенной группы (U до 0.09 г/т, V до 7 г/т, W до 2 г/т) и концентрация ассоциации элементов: As (160–230 г/т), Sb (5–13 г/т) и Te (0.3–0.9 г/т) (см. табл. 3.4.1).

Зона В. На границе оболочки трубы и внутренней стенки канала срастания кристаллов пирита и марказита оказываются захваченными кристаллами халькопирита (подзона А3–В1). Халькопирит этой подзоны частично замещен ковеллином, который, в свою очередь, вновь обрастал халькопиритом (рис. 3.4.1г). Большинство кристаллов халькопирита содержит частично растворенные кристаллы пирита. Атоловые структуры агрегатов пирита указывают на перекристаллизацию исходных включений.

В эвгедральных кристаллах пирита концентрируются As (168–1125 г/т), Se (78–963 г/т), Mo (11–105 г/т), появляется Sn (0.02–1.2 г/т) (см. табл. 3.4.1). Содержание этих микроэлементов возрастает в сторону канала.

По сравнению с пиритом, халькопирит более обогащен элементами. Элементы гидрогенной группы (U до 0.3 г/т, V до 7 г/т, W до 0.2 г/т) наблюдаются в наружной части халькопиритовой инкрустации (подзона В1-2). В этой же части трубы появляется и имеет тенденцию к возрастанию в сторону канала Sn (2–6 г/т) и Se (265–1111 г/т). Повышенные содержания ассоциации элементов Te, Bi и Ag наблюдаются в основном в подзоне В1-2 (табл. 3.4.2).

Зона С. Осевая часть канала обычно полая. Однако нередко на внутренней стенке халькопиритовой крустификации появляются эвгедральные и субгедральные кристаллы пирита (подзона С1) (рис. 3.4.1д, е), барита, а также графические срастания пирита и сфалерита (рис. 3.4.1ж). Обычно крупные кристаллы халькопирита с кубическими кристаллами пирита вда-

Таблица 3.4.1

Химический состав минералов марказит-пирит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Лаки Страйк, обр. 4383-М1-7б. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py1	А1	4	7.21	3.54	1.62	1156	45.2	345	8.53	0.22	0.84	271	14.1	62.7
		σ	0.24	0.32	0.55	496	0.45	507	3.26	0.08	0.61	52.1	18.8	11.3
Py1+Ms	А2	2	7.99	4.72	0.82	778	45.1	269	2.69	0.14	1.04	1180	7.32	60.9
		σ	0.02	3.25	0.92	418	0.49	327	0.92	0.16	0.11	1030	6.81	7.21
Py3	А3	12	6.91	4.69	0.50	58.2	45.5	1306	0.22	0.43	0.21	944	150	97.6
		σ	1.15	7.93	0.52	82.0	0.46	933	0.20	0.47	0.22	451	116	59.4
Py3	В3	7	6.45	0.71	0.52	4.34	46.0	441	0.11	0.29	0.03	595	697	58.1
		σ	1.21	0.44	0.43	11.2	0.19	337	0.04	0.12	0.05	356	298	37
Py3	В3-С1	3	7.46	3.85	0.34	1.86	44.4	1486	0.11	0.30	1.39	802	381	425
		σ	1.06	5.57	0.24	2.89	2.19	801	0.05	0.03	2.21	224	180	333
Chp	А1	1	5.96	1.64	0.81	0.47	32.9	6.43	0.96	32.0	0.02	24.7	556	0.98
		σ	0.48	2.64	0.21	1.16	3.41	62.6	0.22	3.51	0.10	99.2	242	23.0
Chp	В	8	7.27	2.87	0.41	1.12	32.5	45.2	0.21	32.3	0.09	62.4	710	15.0
		σ	0.48	2.64	0.21	1.16	3.41	62.6	0.22	3.51	0.10	99.2	242	23.0
Chp	В3-С1	1	6.22	0.29	0.35	0.56	31.3	13.3	0.02	33.1	0.50	14.1	1031	0.29
		σ	0.90	3.79	0.00	3.35	0.82	2.19	0.00	0.83	1.86	36.0	9.24	8.77
Sph	А	3	2.12	2.99	2.78	11.7	0.86	1.72	0.02	0.95	64.9	195	8.63	13.3
		σ	0.90	3.79	0.00	3.35	0.82	2.19	0.00	0.83	1.86	36.0	9.24	8.77
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	А1	4	20.2	12.8	0.07	5.28	0.13	37.8	1.26	0.92	63.6	300	0.00	0.031
		σ	8.59	7.89	0.06	4.65	0.13	56.6	1.40	0.39	25.8	106	0.00	0.017
Py1+Ms	А2	2	7.86	12.4	0.05	2.66	0.28	0.38	0.52	2.54	22.2	657	0.00	0.005
		σ	4.70	0.45	0.03	1.48	0.22	0.37	0.58	3.23	16.3	357	0.00	0.006
Py3	А3	12	24.7	1.72	0.08	10.6	0.20	3.11	0.05	0.94	3.02	237	0.00	0.029
		σ	30.6	2.29	0.10	8.92	0.23	7.51	0.05	1.19	5.26	286	0.00	0.031
Py3	В3	7	6.63	1.34	0.79	4.95	0.13	0.11	0.05	0.16	8.11	101	0.00	0.004
		σ	3.87	2.91	0.40	3.89	0.20	0.14	0.11	0.09	20.7	170	0.00	0.010
Py3	В3-С1	3	6.98	99.5	0.12	14.1	0.07	0.44	0.03	0.11	1.16	59.6	0.00	0.045
		σ	5.56	165	0.10	20.2	0.06	0.52	0.03	0.03	1.32	74.2	0.00	0.070
Chp	А1	1	8.49	2.05	0.99	0.26	0.55	118	0.36	0.05	3.50	4.15	0.00	0.029
		σ	12.8	2.22	1.78	2.76	0.08	0.41	0.14	0.05	2.11	21.2	0.00	0.095
Chp	В	8	15.8	3.28	2.92	2.02	0.62	0.33	0.17	0.05	1.52	20.6	0.00	0.071
		σ	12.8	2.22	1.78	2.76	0.08	0.41	0.14	0.05	2.11	21.2	0.00	0.095
Chp	В3-С1	1	15.1	6.81	5.50	0.09	0.55	0.04	0.26	0.03	0.06	20.4	0.01	0.002
		σ	20.5	1379	0.10	4.38	0.35	0.09	0.88	0.03	0.29	803	0.00	0.031

Примечание. Пирит: Py1 — колломорфный, Py3— суб- и эвгедральный; Ms — марказит; Chp — халькопирит, Sph — сфалерит.

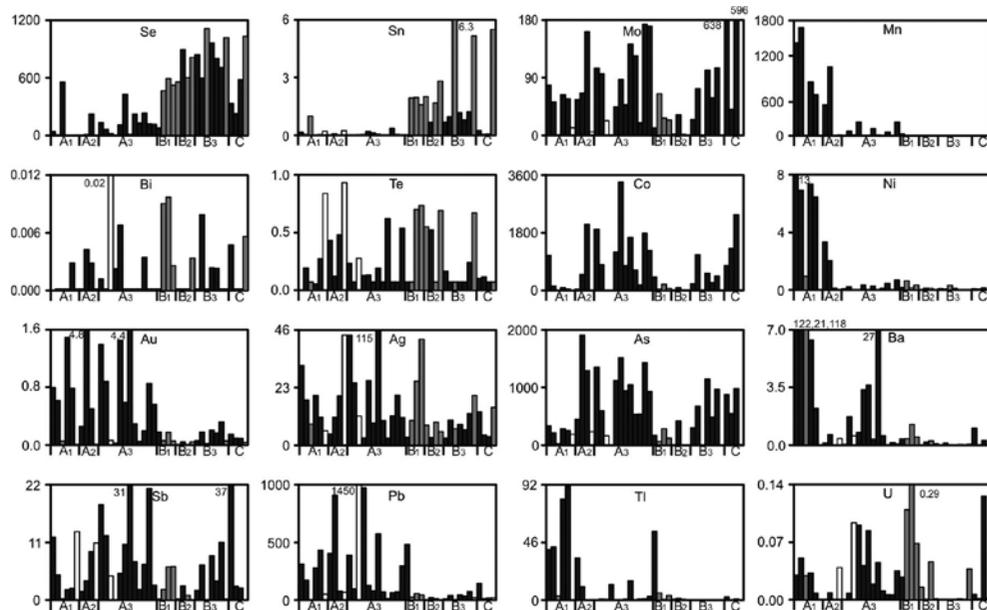


Рис. 3.4.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам марказит-пирит-халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Лаки Страйк, обр. 4883-7в. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

ются в полый канал (рис. 3.4.13). Графические сростания пирита и сфалерита в канале трубы указывают на быстрое одновременное отложение этих сульфидов. Максимальное количество Мо (до 638 г/т) наблюдается в эвгдральном пирите переходной зоны. Совместно с ним концентрируются Со (до 2200 г/т), Аs (до 980 г/т), Se (до 580 г/т).

В поставках рудного вещества все еще участвовали базальты. На это указывают повышенные содержания Со по сравнению с курильщиками бимодальных фельзитовых комплексов. Повышенные содержания Со наблюдаются главным образом в пирите всех зон. В халькопирите концентрации Со не превышают десятков г/т. Наименее обогащенным Со является сфалерит. Значительные вариации содержания Se и его умеренные содержания наводят на мысль об умеренной «зрелости» гидротермальной системы. Присутствие барита в сульфидной трубе отражает переход к высокой «зрелости» гидротермальной системы, когда уже происходит разложение полевых шпатов [Масленников и др., 2010].

3.4.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенным минералом в сульфидных постройках является барит. В наружной части построек обнаружена самородная сера [Богданов и др., 2015]. Проведенные нами электронно-микроскопические исследования не выявили редких минералов. По данным ЛА-ИСП-МС в сфалерит труб определяется галенит и, возможно, кобальтин.

Таблица 3.4.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность марказит-пирит-халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Лаки Страйк (обр. 4383-М1-7в)

Минерал	Зона	n	ЛКК												
			Ni	Mn	Tl	Ba	W	Cr	Au	Pb	Ag	Fe*	V	Ti	
Py1	A1	4	7.6	6.8	6.3	4.9	4.7	2.1	1.7	1.5	1.2	1.2	1.1	1.1	
			Au	Mn	Pb	Ni	Tl	As	W	V	Ti	Fe*	Cr		
Py1+Ms	A2	2	4.7	4.6	3.4	2.4	2.2	2.2	1.9	1.5	1.2	1.2	1.1		
			Co	Au	As	Sb	Ag	V	Pb	Mo	Fe*	Ti			
Py3	A3	12	2.1	1.7	1.7	1.6	1.5	1.5	1.2	1.2	1.2	1.0			
			Se	Fe*	As	Ti									
Py3	B3	7	1.9	1.2	1.1	1.0									
			Mo	Co	Sb	As	U	V	Fe*	Ti	Se				
Py3	B3-C1	3	5.1	2.4	2.1	1.5	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0				
			Ba	Cu*	Te	Se	W	Sn	Cr						
Chp	A1	1	15.4	3.9	1.8	1.5	1.4	1.1	1.1						
			Cu*	Sn	U	Te	Se	Bi	Ti	Ag					
Chp	B	8	3.9	3.2	2.1	2.0	1.9	1.3	1.1	1.0					
			Sn	Cu*	Se	Te	Bi	W							
Chp	B3-C1	1	6.0	4.0	2.8	1.8	1.5	1.0							
			Zn*	Cd	Hg	Bi	Cr	Pb	W	Te	U	Sb	Ag		
Sph	A	3	12.8	12.6	12.1	5.6	3.6	2.7	2.4	2.2	1.7	1.4	1.2		

3.4.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для марказит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. 4383-М1-7в) построен корреляционный ряд, отражающий следующие минерально-геохимические ассоциации: I(U+Bi) + II(Hg+Zn+Cd+Te) + III(Sn+Cu+Se) — IV(Fe+Co+As) + V(Au+Ag+Sb) — V — Мо — VI(Mn+Ni+Tl+W+Pb). Первая ассоциация может свидетельствовать о том, что низкие содержания Bi, поступали из морской воды совместно с водородным U. Вторая ассоциация принадлежит сфалериту-вюртциту, третья — халькопириту, четвертая — кобальтсодержащему эвгдральному пириту, пятая — самородному золоту. В шестой ассоциации находятся типичные для колломорфного пирита элементы.

3.4.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Рудопроявления поля Лаки Страйк во многом напоминают типичные рудопроявления активных СОХ по ассоциации с базальтами, доминированию железистых минералов, таких как пирит и халькопирит. На основании анализа состава гидротермальных флюидов предшественники пришли

к заключению, что первичный гидротермальный раствор в данном районе формируется в реакционной зоне в результате взаимодействия океанской воды с породами океанической коры при давлении ~300 бар и температуре ~400 °С. При этом, в отличие от типичных гидротермальных систем активных СОХ, реакции океанской воды происходят с измененным, относительно окисленным субстратом [Von Damm et al., 1998]. Геологическая позиция, вмещающие породы и состав гидротермальных отложений имеют свои особенности, отличающие их от типичных рудопроявлений СОХ. Эти особенности в первую очередь связываются в основном с малыми глубинами формирования гидротермальной системы, повышающими вероятность фазовой сепарации флюидов [Богданов и др., 2006б]. Другая особенность — повышенные содержания К, La, Ba, Cs, Rb [Langmuir et al., 1997]. Эти химические элементы могли накапливаться в магме при неоднократном переплавлении продуктов преобразования базальтов реакционной зоны в длительно действующей магматогенно-гидротермальной системе. Обогащение Ba и Pb свидетельствует в пользу относительно зрелой стадии гидротермально-метасоматических преобразований, достигшей начала разложения полевых шпатов в реакционной зоне магматогенно-гидротермальной колчеданообразующей системы [Масленников, 2012].

По содержаниям Ba и Pb сульфидные постройки поля Лаки Страйк сходны с другими гидротермальными проявлениями, сформированными над горячими точками, например, поле Менез Гвен в Срединно-Атлантическом хребте, Гора Осевая на хребте Хуан де Фука [Геологическое строение ..., 1991]. Обогащение труб этими элементами коррелирует с их высокими содержаниями в базальтах горячих точек, по сравнению с типичными базальтами СОХ [Perfit et al., 1983]. Аналогичный результат может быть также достигнут на высокой стадии созревания магматогенно-гидротермально-метасоматической системы, на которой происходит исчезновение фемических минералов, а значит и истощение пород реакционной зоны необходимыми металлами, как Fe, Co, Cu. Основными источниками металлов становятся полевые шпаты, из которых в основном поступают Ba и Pb [Масленников, 2012]. Низкие содержания Co в колчеданных рудах и, прежде всего, в халькопирите, свидетельствуют об окислении гидротермальных флюидов. Этот признак роднит рудопроявления, связанные с горячими точками, с гидротермальными отложениями внутридуговых и задуговых бассейнов. Однако характерной чертой этих проявлений так же, как и для поля Лаки Страйк, являются высокие содержания Se при низких содержаниях Te, что свидетельствует об умеренной степени окисления гидротермальных флюидов [Maslennikov et al., 2013] по сравнению с флюидами островодужных колчеданообразующих систем. В этом принципиальное отличие рудопроявлений, сформированных над горячими точками и связанных с надсубдукционными островодужными комплексами, развитыми в западной части Тихого океана. В халькопирите серых курильщиков островодужных систем при обилии барита и галенита наблюдаются низкие содержания Se и Te. Крайне низкие содержания Se и Te при близкой температуре гидро-

терм свидетельствуют о более высокой окисленности гидротермальных флюидов в островодужных гидротермальных системах, ассоциирующих с бимодальными вулканическими сериями по сравнению с гидротермальными системами, формирующимися над горячими точками или тем более связанными с активными сегментами СОХ. В некоторых случаях содержания Te в серых курильщиках бимодальных серий даже выше, чем Se, но не за счет изоморфного вхождения в структуру халькопирита, а за счет появления многочисленных теллуридов (поля Су Су Кнолл и Бразерс) [De Ronde, 1995]. Последнее возможно при нарастании фугитивности теллура, то есть возрастании степени окисленности флюидов [Afifi, 1998].

Несомненно, на особенности рудопроявлений поля Лаки Страйк повлиял гидрометрический уровень, обеспечивший высокую вероятность фазовой сепарации. Модель фазовой сепарации гидротермального флюида предусматривает накопление металлов в тяжелой фазе, обладающей высокой соленостью. Легкая фаза, где концентрируются в основном газы, обеднена металлами. С позиции модели фазовой сепарации флюида обедненность гидротермальных растворов металлами, по сравнению с растворами более глубоководных гидротермальных, указывает на то, что участие тяжелой фазы при рудоотложении было незначительным. Предполагается, что низкое содержание металлов в гидротермальных растворах поля Лаки Страйк — один из индикаторов прошедшей фазовой сепарации [Богданов и др., 2006б].

Судя по малым мощностям осадков и умеренной степени разрушения сульфидных построек, гидротермальное поле Лаки Страйк относительно молодое (<1000 лет) [Богданов и др. 2006б]. Однако гидротермальная деятельность в районе, по результатам исследования колонки донных осадков, продолжалась циклично на протяжении 30 тыс. лет [Richter, 1998]. Предполагается, что под гидротермальным полем Лаки Страйк существуют древние гидротермальные поля, перекрытые продуктами вулканических извержений [Богданов и др., 2006б]. Это предположение согласуется с представленными выше минералогическими и геохимическими признаками умеренной зрелости гидротермально-метасоматической колчеданообразующей системы поля Лаки Страйк.

Халькопирит изученных гидротермальных труб поля Лаки Страйк по минеральному составу и высоким содержаниям Se соответствует черным курильщикам. Однако по содержаниям Te фигуративные точки этого халькопирита на диаграмме Se–Te находятся значительно левее типичных черных курильщиков СОХ. По соотношениям Se и Te халькопирит курильщиков поля САХ попадает в поле серых курильщиков гидротермальных систем горячих точек, таких как гора Осевая, Галапагосский центр и Менез Гвен. В отличие от типичных серых курильщиков, охарактеризованная труба содержит меньше Ba. Содержания Co в халькопирите данной трубы гораздо меньше, чем в халькопирите типичных черных курильщиков (рис. 3.4.3). Можно предположить, что температуры формирования изученных курильщиков были ниже или зрелость рудогенерирующей системы Лаки Страйк была выше, чем систем формирующих типичные черные курильщики СОХ.

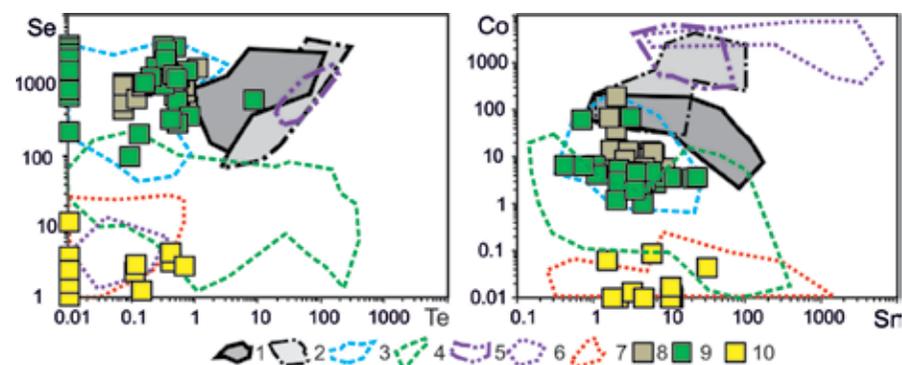


Рис. 3.4.3. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита курильщиков полей Лаки Страйк (8), Менез Гвен (9) и ТАГ (Мир, 10) в сравнении с другими курильщиками: 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур, Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек Лаки Страйк, Гора Осевая, Менез Гвен; 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики других гидротермальных полей, кроме Рейнбоу.

Халькопирит черных курильщиков поля Лаки Страйк почти не отличается от халькопирита черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 3.4.3). Исключение представляют гораздо более низкие содержания Te и Bi. Таким образом, коренное отличие наблюдается в соотношениях Se и Te. Существенная разница в содержаниях Se и Te объясняется опережающим окислением H₂Te по сравнению с H₂Se и H₂S при взаимодействии гидротермального флюида с океанской водой в недрах гидротермальной системы [Maslennikov et al., 2017].

Колломорфный пирит несет геохимические признаки более зрелой гидротермальной системы Лаки Страйк по сравнению с системой ВТП 9°50' с.ш. Колломорфный пирит черных курильщиков поля Лаки Страйк несет боль-

Таблица 3.4.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту курильщиков поля Лаки Страйк относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Tl	W	Au	As	Ba	Fe	Sb	Cu	U	Pb	Co
Черные	8.45	7.91	1.83	1.68	1.59	1.03	1.03	0.98	0.94	0.79	0.67
	V	Se	Zn	Mo	Ag	Cd	Sn	Mn	Ni	Te	Bi
	0.63	0.56	0.38	0.37	0.27	0.21	0.09	0.08	0.03	0.02	0
Серые	Co	Tl	Se	W	Fe	Cu	As	U	Ni	Au	Sn
	4.18	2.33	1.33	1.17	1.06	0.94	0.83	0.63	0.55	0.54	0.34
	Pb	Zn	Ba	Cd	Ag	Te	V	Mo	Sb	Mn	Bi
	0.28	0.28	0.27	0.22	0.18	0.06	0.04	0.04	0.03	0.01	0

ше Ba, W и Au — индикаторов относительно зрелых гидротермальных систем (табл. 3.4.4). Вместе с тем содержания Co в пирите повышенные, что указывает на то, что гидротермальная система еще не прошла стадию разложения кобальтсодержащих минералов, таких как пироксены и оливины.

Сфалерит изученного черного курильщика маложелезистый, что роднит его со сфалеритом серых курильщиков горячих точек (поля Менез Гвен, гора Осевая) (рис. 3.4.4). Содержания Co в сфалерите невысокие по сравнению с содержаниями в сфалерите черных курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. Повышенные

Таблица 3.4.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту курильщиков поля Брокен Спур относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	W	Au	Co	Tl	Mn	Zn	Sb	Cd	Ni	Bi
Черные	265	11	7.97	7.51	3.89	2.99	2.13	2.05	1.53	1.09	
	Pb	Mo	Ag	Cu	As	V	Se	U	Sn	Te	Bi
	0.95	0.75	0.73	0.60	0.53	0.52	0.28	0.20	0.19	0.03	0
Серые	Ba	Co	Au	Cu	Se	Sb	As	W	Zn	Mo	Bi
	29	23	14	9.52	6.66	6.33	2.81	2.53	2.49	2.23	
	Te	Ag	Sn	Cd	Pb	V	Tl	Ni	Mn	U	Bi
	1.77	1.53	1.41	1.22	0.90	0.67	0.44	0.35	0.23	0.02	0

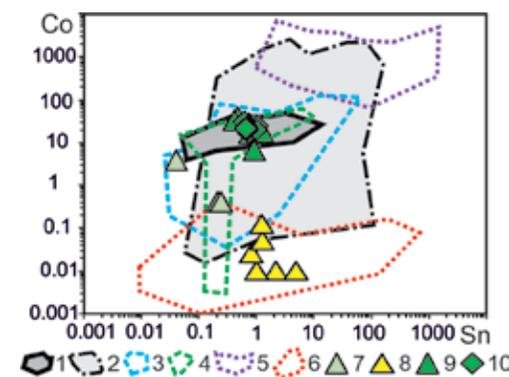


Рис. 3.4.4. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермальных полей Лаки Страйк (7), ТАГ (8), Менез Гвен (9, 10) (треугольник — оболочка, ромб — кристификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков других полей (1-6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7–8 — поле Лаки Страйк; 7, 8, 9 — черные курильщики; 8 — бесцветный курильщик (?).

Таблица 3.4.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту курильщиков поля Брокен Спур относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
Черные	W	Tl	Mo	Bi	V	Ba	Cu	U	Pb	As		
	46	23	5.79	4.17	2.85	2.19	2.03	1.36	1.08	0.89		
Серые	Cd	Te	Au	Fe	Ag	Mn	Ni	Sb	Se	Sn	Co	
	0.83	0.68	0.63	0.27	0.23	0.13	0.13	0.12	0.10	0.10	0.07	
Серые	W	U	Mo	Te	Cu	As	Bi	V	Sn	Cd		
	26	5.66	4.33	2.09	1.37	0.98	0.87	0.85	0.59	0.54		
Серые	Tl	Pb	Fe	Ni	Au	Se	Mn	Sb	Ag	Ba	Co	
	0.45	0.42	0.24	0.14	0.13	0.10	0.10	0.09	0.08	0.05	0.04	

содержания W и Tl еще раз подтверждают большую степень зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы Лаки Страйк (табл. 3.4.5).

3.5. Снейк Пит

3.5.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле расположено на сегменте САХ между трансформным разломом Кейн и левосторонним 10-километровым нетрансформным смещением оси вблизи 25°22' с.ш. Толщина коры в пределах сегмента имеет аномально низкие значения 3–4 км. Гидротермальные постройки расположены в пределах грабена или в непосредственной близости от него. В районе гидротермального поля ширина рифтовой долины составляет 12 км. Восточный краевой тектонический уступ рифтовой долины представляется нормальным, образованным листрическими сбросами, западный — аномальным. На аномальном склоне выделяются как деформированные серпентиниты, так и свежие базальты. Почти вся рифтовая долина занята сравнительно молодыми вулканическими грядами, сложенными наслоениями трубчатых подушечных лав базальтового состава, слабо припорошенных рыхлыми осадками [Зоненшайн и др., 1992; Богданов и др., 2006б]. Поле Снейк Пит расположено в пределах крупного свода экстррузивной зоны, которая представлена вулканическим хребтом, высотой 500 м, осложненным грабеном, имеющим ширину 100–250 м, глубину 20–100 м и вулканическими холмами. В осевой части хребта присутствует грабен субмеридионального простирания шириной 100 м и глубиной 20 м на севере и, соответственно, 250 и 100 м на юге [Mével et al., 1989]. Гидротермальное поле длиной 400 м и шири-

ной 125–250 м локализуется в основном в пределах этого грабена [Богданов и др., 2006б].

3.5.2. Типы и состав гидротермальных построек. Гидротермальное поле представляет собой сросшиеся и индивидуальные мелкие постройки вокруг устьев высокотемпературных источников. Три главные восточные постройки образуют единый цоколь, сложенный в основном обломками сульфидных отложений. В некоторых местах этот раздробленный цоколь покрыт сравнительно маломощной (от единиц до первых десятков сантиметров) коркой сульфидных отложений. В пределах цоколя сульфидные отложения покрыты тонкой пленкой окисных минералов железа. В небольших карманах присутствует маломощный чехол металлоносных осадков [Fouquet et al., 1993].

Самая восточная гидротермальная постройка, возвышающаяся над поверхностью дна на 15 м, названа «Муз» (Moose). Перед выходом на вершину постройки склон становится значительно круче. Вершина представляет собой сросшиеся вместе гидротермальные трубы и крупные дынеобразные обособления размером до 70 см в поперечнике с ребристой поверхностью, напоминающие улья. Они возвышаются над поверхностью цоколя примерно на 10 м. В стороны от этой вертикальной активной постройки отходят многочисленные субгоризонтальные карнизы разных размеров. По всей стенке струятся теплые воды, местами на поверхность выходят высокотемпературные флюиды с густой черной взвесью (черные курильщики).

Температура гидротермальных флюидов достигает 300 °С. В ульевидных постройках происходит смешение гидротермальных флюидов с океанской водой. В придонные воды поступают растворы со значительно более низкой температурой. Эти образования названы диффузерами [Fouquet et al., 1993; Богданов и др., 2006б]. Вокруг постройки концентрируются колонии бивальвий размером до 7–8 см, многочисленные белые раки мунидопсисы, а также плотные поселения угрей и крупных белых и мелких красноватых креветок.

Вторая самая большая гидротермальная постройка получила название «Бихайф» (Beehive). Она возвышается над поверхностью вулканического дна более чем на 50 м. Характер поверхности цоколя идентичен наблюдаемому на постройке «Муз». При приближении к вершине происходит резкое увеличение крутизны склона. На вершине присутствует активная зона, размер которой в поперечнике ~20 м. В пределах этой зоны находятся несколько столбообразных построек, представляющих собой сросшиеся вместе причудливо переплетенные трубы и диффузеры. Вокруг них струятся прозрачные теплые и горячие черные (из-за присутствия в них черной взвеси) воды. На стенках столбов и на вершине наблюдаются многочисленные выходы теплых и горячих вод. На постройке практически отсутствуют моллюски, которые на первой постройке были основным компонентом биоты. Главными здесь, несомненно, являются креветки разных размеров и окраски. В этих же зонах обнаружены небольшие участки поверхности стены грязновато-зеленого и коричневого цвета, покрытые мелкими гастроподами. Другие по-

стройки представлены обломочными сульфидными отложениями, покрытыми пленками окисных минералов железа. Гораздо реже на линзах обломочных руд и базальтовых осыпах встречаются одиночные реликтовые трубы и диффузеры.

С.Г. Краснов с соавторами [Krasnov et al., 1995] описал следующие основные типы сульфидных отложений в пределах гидротермального поля Снейк Пит: 1) халькопирит-сфалерит-пиритовые; 2) борнит-халькопиритовые; 3) пирротин-сфалерит-халькопиритовые; 4) сфалерит-пиритовые; 5) марказит-пиритовые; 6) халькопирит-пиритовые. В составе руд преобладают пирит, марказит, пирротин, сфалерит, халькопирит, изокубанит. Редкие минералы включают галенит, иорданит, теннантит, а также самородное золото, серу и медь. Вторичные минералы представлены сульфидами меди (борнит, идаит, халькозин, дигенит, ковеллин, ярозит, роксбиит), атакамитом, гематитом и гетитом, а также оксидами марганца. Среди нерудных минералов присутствуют ангидрит, кварц, халцедон, опал, арагонит, кальцит и тальк [Богданов и др., 2006б; Fouquet et al., 2010].

Руды характеризуются медно-цинковой специализацией. Судя по соотношению основных сульфидформирующих элементов, отложения постройки «Бихайф» резко обогащены железом при малых содержаниях меди и цинка. В составе постройки «Муз» и особенно «Фертри» существенна доля меди и цинка. Для отложений постройки «Нейл» характерно значительное содержание цинка при низком содержании меди. Селен, Со и в меньшей степени Мо и Sn концентрируются в сульфидных отложениях, обогащенных Cu. Наиболее высокие содержания Со и Se обнаружены в халькопиритовом штокверке. Для сульфидных отложений, обогащенных Zn, характерны повышенные содержания Cd, Pb, Au, Ag, Sb и, частично, As [Богданов и др., 2006б].

По разным оценкам, на поле Снейк Пит за 4000 лет в массивных гидротермальных залежах было накоплено 1.2–3.2 млн. т гидротермального вещества [Krasnov et al., 1995]. Таким образом, скорость наращивания гидротермальной залежи составляет 300–800 т/год [Богданов и др., 2006б].

3.5.3. Минеральная и химическая зональность труб. Выделяют два типа гидротермальных труб, венчающих гидротермальные постройки — обогащенные медью и обогащенные цинком. Оба типа характеризуются четкой концентрической зональностью, выражающейся в смене от центра к периферии относительно высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными [Богданов и др., 2006б]. Различия в строении и минеральном составе труб и диффузеров, а также характер взаимодействия гидротермальных растворов с океанской водой, определяющий минералогическую зональность состава этих двух элементов построек, рассмотрены И. Фуке [Fouquet et al., 1993].

Сульфидные трубы поля Снейк Пит характеризуются своеобразным строением и постепенными переходными типами к диффузерам.

Сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы. В трубах, гидротермальный материал которых обогащен медью, центральная часть, непосредственно прилегающая к основному подводному каналу, сложена халькопиритом

с включениями пирротина и изокубанита. Эта минеральная ассоциация сменяется веществом, состоящим из пирита и сфалерита в ассоциации с рассеянным халькопиритом в ангидритовой матрице. Внешняя часть труб сложена марказитом и мельниковитом [Богданов и др., 2006б].

Одна из таких труб (обр. 4333-M2-2, 27 рейс АМК, 2002 г) имеет диаметр 8 см, развитую пористую оболочку и небольшой осевой канал (рис. 3.5.1а).

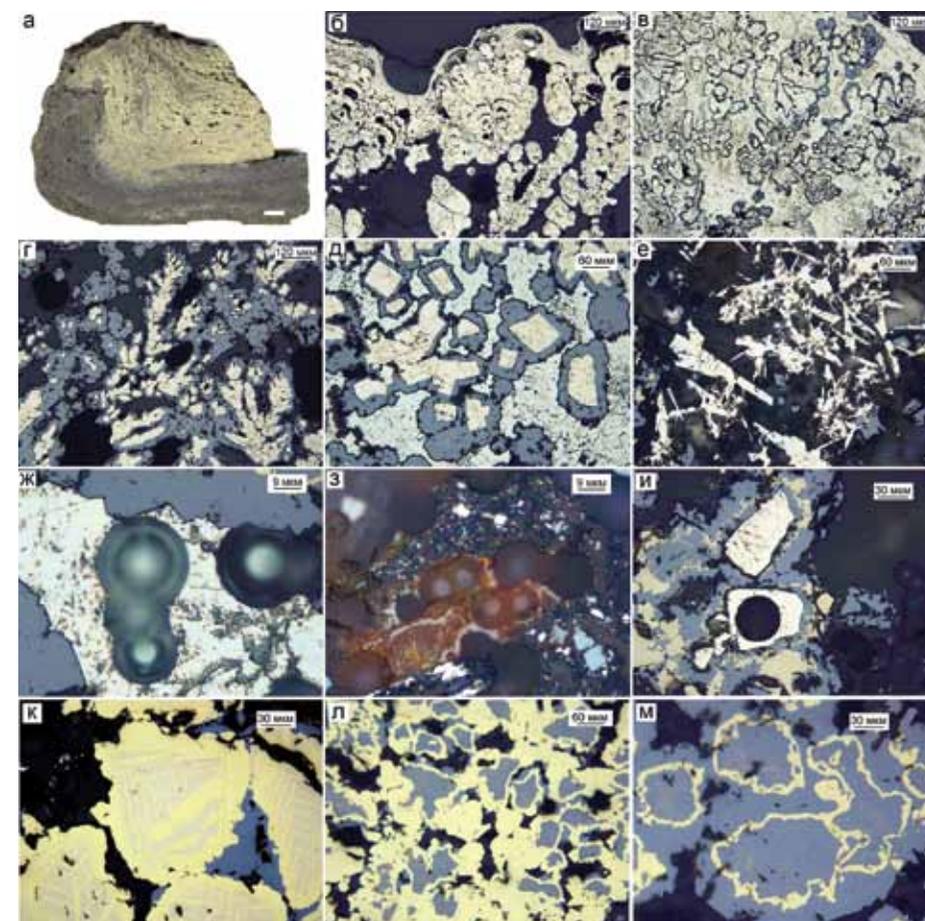


Рис. 3.5.1. Сфалерит-халькопирит-пиритовая труба, гидротермальное поле Снейк Пит, обр. 4333-M2-2: а — общий вид; б — оболочка колломорфного пирита (зона А1); в — колломорфный пирит в марказите (подзона А1); г — дендриты марказита, обросшие сфалеритом (подзона А2); д — эвгдральные кристаллы пирита, обросшие сфалеритом (подзона А2); е — кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом (подзона А2); ж — радиоактивные дворники в марказите (подзона А2); з — радиоактивные дворники в гематите (рядом растворенный кристалл пирротина) (подзона А2); и — эвгдральный пирит в сфалерите и халькопирите (зона В); к — решетчатые структуры распада твердого раствора: халькопирит цементирует фазу переменного состава — кубанит/халькопиритина (зона В); л — сфалеритовые ядра в халькопирите (зона В); м — сфалерит, содержащий атолловоподобные образования халькопирита (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-м — отраженный свет.

Таблица 3.5.1

Химический состав (г/т) минералов сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы, гидротермальное поле Снейк Пит, обр. 4333-М2-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py1	A1	5	7.45	1.67	1.93	240	45.7	2.01	4.95	0.00	0.64	744	1.72	108
		σ	0.67	1.03	1.52	83.4	0.57	1.32	3.39	0.00	0.47	373	0.49	62.4
Py2	A2	8	8.51	0.64	0.68	128	45.2	11.7	0.33	0.01	1.18	386	2.79	10.9
		σ	0.71	0.49	0.41	196	2.44	23.8	0.33	0.01	2.26	479	0.64	15.5
Py3	A3	7	12	4.33	0.95	22.4	45.0	12.4	1.98	0.02	1.41	313	24.3	46.5
		σ	3.78	4.36	0.87	19.8	1.79	14.9	1.61	0.04	1.73	215	32.1	23.8
Chp	A3-B1	2	7.25	0.49	1.05	21.0	40.9	9.7	1.14	23.2	0.73	17.2	161	0.05
		σ	1.71	0.68	1.47	11.1	2.83	12.4	1.60	3.01	0.14	16.6	20	0.05
Chp	B	12	7.37	0.09	0.82	6.28	30.2	827	0.45	33.1	1.56	8.78	610	0.12
		σ	1.32	0.21	0.78	9.03	1.08	643	0.52	3.38	3.38	16.1	213	0.12
Chp	C	3	7.36	0.03	0.16	12.4	38.0	878	0.26	25.1	1.69	7.66	219	0.16
		σ	2.93	0.02	0.26	2.91	5.81	989	0.22	3.75	2.01	11.6	54	0.08
ISS	B1	6	9.34	0.08	0.32	11.7	40.2	3765	0.53	23.9	0.50	3.39	582	0.03
		σ	6.45	0.07	0.38	0.81	1.85	1562	0.49	1.90	0.16	3.50	308	0.04
ISS	C	3	8.19	0.04	0.46	10.7	38.0	2559	0.23	26.1	0.54	44.2	381	0.13
		σ	1.27	0.03	0.49	2.36	2.49	1159	0.31	2.53	0.08	76.5	308	0.10
Sph	A	14	4.54	0.06	0.24	73.3	8.91	7.21	0.15	0.53	55.5	593	11.0	3.16
		σ	1.40	0.08	0.33	19.1	2.59	21.2	0.25	0.62	3.11	611	16.6	5.36
Sph	B	9	4.10	0.04	0.27	53.2	11.0	603	0.12	1484	50.8	269	238	0.19
		σ	1.18	0.05	0.23	19.2	6.04	716	0.12	2721	11.2	233	242	0.26
Sph	C1	5	4.29	0.02	0.50	43.6	8.83	1915	0.19	2.06	54.3	75.7	340	0.10
		σ	1.31	0.02	0.63	7.71	5.94	542	0.21	4.27	10.9	48.6	133	0.10
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	5	2.30	5.25	0.18	1.35	0.32	0.25	1.00	1.48	160	523	0.01	3.969
		σ	1.51	2.80	0.13	0.46	0.20	0.22	0.14	0.87	92.7	458	0.01	5.413
Py2	A2	8	12.2	7.19	0.09	3.73	0.34	0.17	0.25	1.27	7.39	706	0.01	0.021
		σ	19.4	12.8	0.03	6.99	0.25	0.10	0.21	1.93	7.79	1118	0.03	0.041
Py3	A3	7	34.6	47.7	1.89	4.97	1.02	0.18	0.17	1.79	15.2	673	0.01	0.071
		σ	39.6	57.8	2.55	4.56	1.13	0.20	0.10	1.09	13.3	400	0.01	0.087

Продолжение таблицы 3.5.1

Chp	A3-B1	2	377	65.7	18.8	0.38	22.5	13.7	0.77	0.03	0.97	29.3	0.05	0.013
		σ	154	1.37	10.5	0.23	2.33	19.3	1.07	0.03	1.36	41.0	0.06	0.014
Chp	B	12	168	122	19.6	7.94	28.0	0.30	0.07	0.07	0.02	8.41	9.01	0.004
		σ	41.8	247	15.5	17.9	8.41	0.88	0.14	0.08	0.03	22.7	12.9	0.003
Chp	C	3	261	69.5	45.4	1.84	17.8	0.01	0.02	0.04	0.01	1.86	0.13	0.001
		σ	58.3	52.8	47.7	3.11	7.99	0.00	0.02	0.03	0.00	3.13	0.21	0.001
ISS	B1	6	246	46.8	25.8	0.22	21.4	0.40	0.01	0.07	0.01	0.77	4.02	0.005
		σ	27.6	24.2	25.0	0.27	7.46	0.47	0.00	0.05	0.00	1.18	6.86	0.005
ISS	C	3	197	36.2	32.3	0.13	17.9	0.04	0.02	0.12	0.01	1.98	5.59	0.003
		σ	38.4	9.25	32.2	0.16	6.84	0.06	0.01	0.16	0.00	1.64	4.96	0.004
Sph	A	14	391	2229	36.0	326	0.69	0.47	0.17	3.17	3.41	908	0.02	0.014
		σ	680	1118	36.3	168	0.73	1.54	0.31	6.94	6.68	952	0.03	0.027
Sph	B	9	125	3049	61.7	427	3.75	0.05	0.18	0.35	0.05	171	2.25	0.004
		σ	81.0	968	41.5	255	2.98	0.06	0.35	0.39	0.07	210	2.39	0.006
Sph	C1	5	37.1	4054	71.7	291	3.92	0.18	0.05	0.03	0.03	25.2	7.88	0.001
		σ	49.7	1815	93.1	120	4.11	0.21	0.07	0.03	0.04	12.0	8.39	0.001

Примечание. Пирит: Py1 — колломорфный, Py2 — дендритовидный, Py3 — эвгедраль-ный; Chp — халькопирит; ISS — изокубанит; Sph — сфалерит.

Зона А. Наружная часть оболочки трубы (подзона А1) сложена ламинар-ным и почковидным колломорфным пиритом (рис. 3.5.1б). По направлению к внутренней части трубы почковидные агрегаты колломорфного пирита сменяются дендритовидными, обрастают сфалеритом и замещаются мар-казитом (рис. 3.5.1в-г). Далее появляются эвгедральные кристаллы пирита, сцементированные сфалеритом и марказитом (рис. 3.5.1д). В подзоне А2 распространены кристаллы пирротина, частично замещенные марказитом (рис. 3.5.1е). В крупных выделениях марказита и тонкодисперсного гемати-та встречаются многочисленные радиоактивные дворики (рис. 3.5.1ж, з). На границе с зоной В появляются эвгедральные кристаллы пирита, сцементи-рованные сфалеритом и халькопиритом (рис. 3.5.1и).

Среди пирита наружной зоны наиболее обогащенным микроэлементами является колломорфный пирит подзоны А1: Mn, Tl, Ni, Mo, As) (рис. 3.5.2, табл. 3.5.1). Элементы гидрогенной группы (U, V, W), Ba, Au и Pb концен-трируются в пирите на протяжении всей оболочки.

Сфалерит содержит в своем составе примеси Fe, концентрации которого варьируют в пределах 5–16 мас. %, и отличается своим набором элементов-

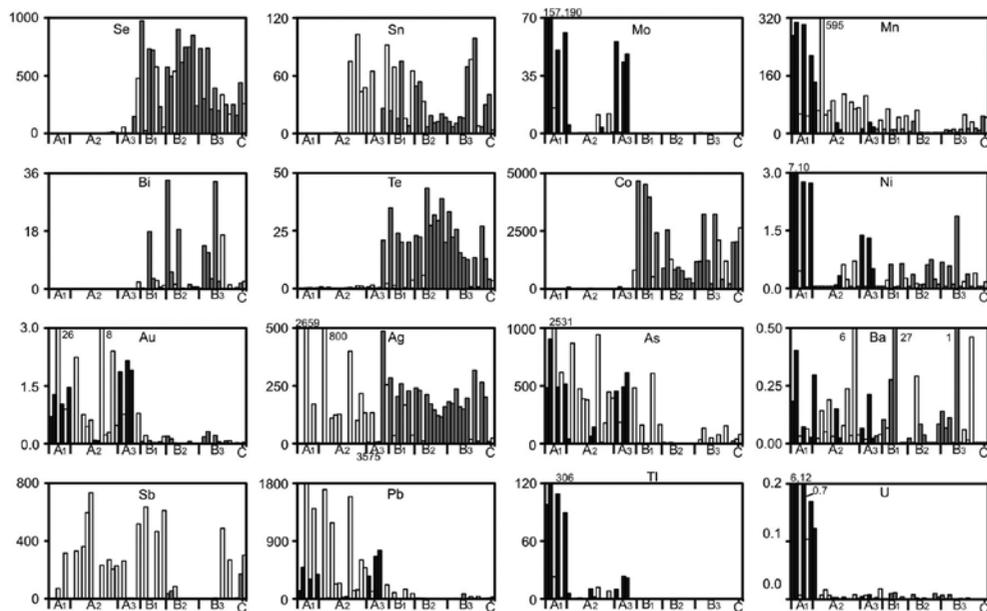


Рис. 3.5.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Снейк-Пит, обр. 4333-M2-2. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Зона С. В осевой части канала нарастает содержание сфалерита, иногда содержащего атолловые образования халькопирита, образовавшиеся по зональности роста (рис. 3.5.1м).

Сфалерит канала, как и сфалерит стенки и оболочки, содержит примеси Fe (до 7 мас. %) (см. табл. 3.5.1). В нем присутствует ассоциация элементов, состоящая из Se, Sb, Sn и Co. Концентрации As в сфалерите на порядок меньше, по сравнению с другими сульфидами (табл. 3.5.2).

Таблица 3.5.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы, гидротермальное поле Снейк Пит (обр. 4333-M2-2)

Минерал	Зоны	n	ЛКК													
			U	Tl	Mo	Ni	W	Mn	Cr	As	V	Fe*	Pb	Au	Ti	
Py1	A1	5	14.1	11.7	8.0	6.3	4.9	4.1	3.1	2.7	2.6	1.6	1.4	1.4	1.1	
			Mn	Pb	Fe*	As	W	Ti	Au	Cr	V					
Py2	A2	8	2.2	1.9	1.6	1.4	1.2	1.2	1.2	1.1	1.0					
			V	Mo	Ni	Pb	Ti	Au	Fe*	Cr	As	Tl				
Py3	A3	7	6.7	3.4	2.5	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5	1.1	1.1				
			Ba	W	Te	Ag	Cr	Ni	Fe*	Ti						
Chp	A3-B1	2	22.4	3.8	2.4	2.2	1.7	1.5	1.5	1.0						
			Bi	Te	Se	Cr	Fe*	Ti	Co	Ag						
Chp	B	12	3.2	3.0	2.6	1.3	1.1	1.1	1.1	1.0						
			Te	Sn	Ag	Fe*	Co	Ti								
Chp	C	3	1.9	1.6	1.5	1.4	1.1	1.1								
			Co	Se	Te	Ag	Fe*	Bi	Ti	Sn						
iss	B1	6	4.8	2.5	2.3	1.4	1.4	1.4	1.3	0.9						
			Co	Bi	Te	Se	Fe*	Ti	Sn	Ag						
iss	C	3	3.3	2.0	1.9	1.6	1.4	1.2	1.2	1.2						
			Hg	Au	Zn*	Pb	Sb	Ag	As	Cd	Sn	Mn				
Sph	A	14	3.4	3.0	2.6	2.4	2.4	2.3	2.1	2.0	1.3	1.2				
			Cu*	Sb	Cd	Zn*	Sn	Se	As							
Sph	B	9	6.7	3.1	2.7	2.4	2.2	1.0	1.0							
			Cd	Bi	Sn	Zn*	Co	Sb	Se							
Sph	C1	5	3.6	2.8	2.6	2.6	2.4	2.1	1.5							

примесей: Ag, Pb, Sb, As и Sn. В сфалерите обнаружены ураганные содержания Au (до 26 г/т) и Ba (до 6 г/т) (см. табл. 3.5.1).

Зона В представлена друзовыми и зернистыми агрегатами кристаллов халькопирита. В подзоне В1 распространены решетчатые сростания халькопирита с изокубанитом (рис. 3.5.1к). В некоторых кристаллах сохраняются сфалеритовые ядра (рис. 3.5.1л). Во внешней и внутренней частях стенки (подзоны В1 и В3) в халькопирите присутствует изокубанит, отличающийся повышенными содержаниями железной составляющей (Fe до 36–22 мас. %) и обогащенный многими микроэлементами: Co, Se, Ag, Sn, Te, Ba, Bi (до 11 и 17 г/т). Тот же набор рассеянных элементов, но с меньшим содержанием, характерен и для халькопирита центральной части стенки (подзона В2), кроме Te и Bi. Концентрации последнего варьируют от 13 до 32 г/т (см. табл. 3.5.1).

Повышенные содержания Sb (71–533 г/т) и Sn (19–79 г/т) наблюдаются только в сфалерите, в котором также концентрируются (г/т): As (до 383), Se (до 525), Bi (до 17), Co (до 2100), Te (до 10). Сфалерит содержит в своем составе примеси Fe, концентрации которого варьируют в пределах 2–18 мас. % (см. табл. 3.5.1). Наблюдается обогащение Co в халькопирите и изокубаните, меньше — в сфалерите стенки (зоны В1 и В3), что свидетельствует о влиянии базальтового субстрата на состав курильщика.

Вместе с тем представление о зональности труб черных курильщиков было бы неполным без упоминания диффузеров [Fouquet et al., 1993]. Гидротермальный материал труб-диффузеров, обогащенных Zn, имеет концентрически зональное строение. Внутренние части труб сложены субгедральными кристаллами пирита. Многочисленные дендриты сфалерита и галенита, встреченные во внутренних частях труб, осажжены на более поздних стадиях гидротермальной деятельности. В состав внешних частей труб входит пористое вещество, состоящее из сфалерита и пирита. В зернах сфалерита содержатся включения халькопирита и изокубанита, количество которых постепенно уменьшается в гидротермальном веществе труб от центра к периферии. Пирит и марказит слагают гидротермальный материал внешних частей труб. Как правило, это зрелые разновидности труб, небольшие каналы, которые почти полностью заполнены рудными минералами.

Нами изучено несколько фрагментов халькопирит-пирит-сфалеритовых диффузеров или бесцветных курильщиков, один из которых (обр. 4329-M1-26-с, 27 рейс АМК, 2002 г.) имеет диаметр около 5.2 см и полый канал извилистой формы (рис. 3.5.3а), окаймленный прожилком халькопирита мощностью 1–2 мм.

Зона А. В наружной зоне А (подзона А1) толщиной до 0.9 см четко выделяется сохранившаяся местами корка, представленная колломорфным пиритом, замещающимся марказитом (рис. 3.5.3б). Гроздьевидные выделения марказита окаймляются сфалеритом, содержащим включения халькопирита. Наблюдаются области развития радиально-лучистого марказита и грубозонального пирита. Интерстиции между гроздьями занимают выделения сфалерита с вкрапленностью халькопирита (рис. 3.5.3в). Изредка встречаются удлиненные выделения сфалерита, возможно, представляющие псевдоморфозы по пирротину. К центру количество и размер выделений сфалерита возрастают. В подзоне А3 увеличивается количество эвгедрального пирита, особенно вблизи контакта с внутренней халькопиритовой зоной В (рис. 3.5.3д).

Пирит подзоны А1 имеет в своем составе примеси Zn (2–8 мас. %) и отличается своим набором микроэлементов (г/т): Mn 1160–168, Tl 73–0.7, содержания которых уменьшаются по направлению к внутренним частям оболочки, Mo до 53, Au до 9 и W до 0.07. Концентрации As 122–2558 г/т, наоборот, возрастают в этом же направлении (рис. 3.5.4, табл. 3.5.3).

Гроздьевидные выделения марказита окаймляются сфалеритом, содержащим включения халькопирита. Наблюдаются области развития радиально-лучистого марказита и грубозонального пирита. Интерстиции между гроздьями занимают выделения сфалерита с вкрапленностью халькопирита (рис. 3.5.3г). Изредка встречаются удлиненные выделения сфалерита, возможно, представляющие псевдоморфозы по пирротину. К центру количество и размер выделений сфалерита возрастают. В подзоне А3 увеличивается количество эвгедрального пирита, особенно вблизи контакта с внутренней халькопиритовой зоной В (рис. 3.5.3д).

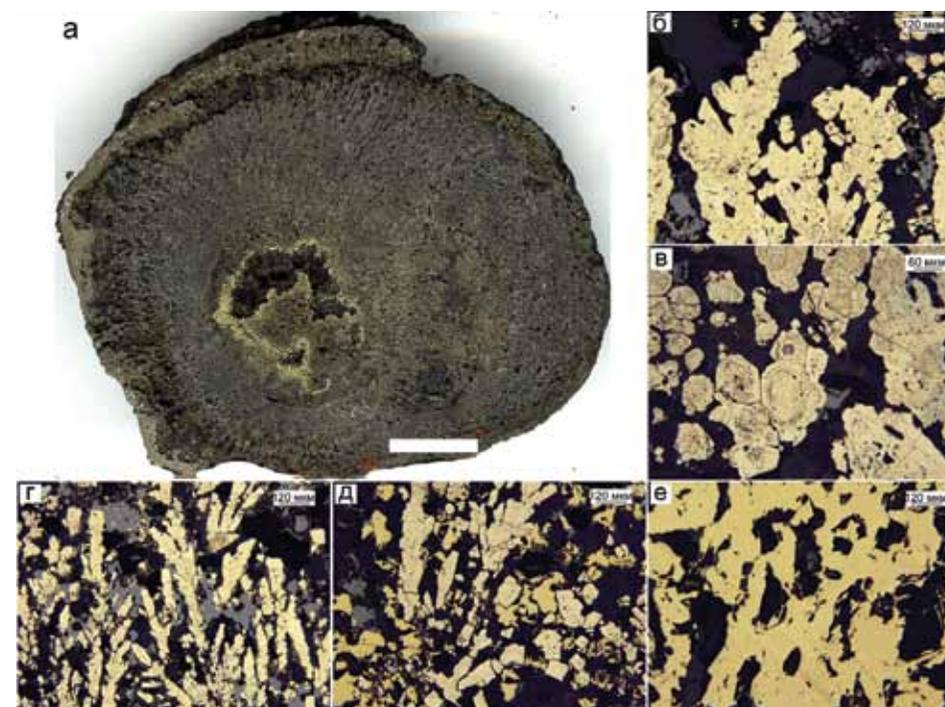


Рис. 3.5.3. Халькопирит-пирит-сфалеритовая труба-диффузер — бесцветного курильщика. гидротермальное поле Снейк Пит, обр. 4329-M1-26-с: а — внешний вид диффузера; б — дендритовидные выделения колломорфного пирита по марказиту (подзона А1); в — зональные кристаллы пирита (подзона А1); г — гроздьевидные выделения марказита, в интерстициях между гроздьями — сфалерит с вкрапленностью халькопирита (подзона А2); д — эвгедральные кристаллы пирита (подзона А3); е — пористый халькопирит (зона В). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Сфалерит, имеющий в своем составе примеси Fe, количество которого варьирует от 5 до 18 мас. %, и Cu 1–2 мас. %, обогащен Ba, Sb, Au, Ag, Pb. Максимальные содержания Sn 102–165 г/т наблюдаются во внешних частях оболочки (см. табл. 3.5.3).

Зона В сложена друзовидным халькопиритом и, в отличие от типичных труб черных курильщиков, имеет небольшую мощность (около 1–2 мм). В наружной части халькопиритовой корстификации (подзона В1) встречаются эвгедральные кристаллы пирита. Основная же часть сложена пористым халькопиритом: поры и интерстиции выполнены кварцем (рис. 3.5.3е).

В эвгедральных кристаллах пирита отмечается следующий набор микроэлементов (г/т): Mn до 376, As до 1200, Au до 1.6, Mo до 27, Se до 12. Максимальные концентрации Sn 1275 г/т, Se 12 г/т, повышенные содержания Ba до 0.5 г/т, Ag до 652 г/т характерны для халькопиритовых кристаллов (см. табл. 3.5.3).

Таблица 3.5.3

Химический состав (г/т) минералов халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Снейк Пит, обр. 4329-М1-26-с. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py1-2	A1	4	6.81	6.26	1.26	605	42.7	0.14	3.07	0.05	3.58	390	0.84	44.4
		σ	1.83	6.45	1.45	374	2.06	0.14	1.36	0.05	2.04	199	0.64	5.97
Py2-3	A	3	8.04	16.1	0.42	280	42.5	0.06	1.69	0.04	3.67	1180	4.19	27.6
		σ	3.46	25.4	0.39	107	4.28	0.02	0.55	0.03	4.21	1211	5.80	11.4
Py3	B1	4	7.11	1.67	0.66	199	45.5	0.01	0.93	0.08	0.73	958	6.54	20.3
		σ	1.20	1.72	0.21	123	1.07	0.01	0.92	0.11	0.96	191	3.64	7.32
Chp	B3	9	5.90	0.03	0.14	1.90	30.9	0.02	0.16	33.9	0.13	1.03	8.93	0.06
		σ	1.22	0.03	0.11	1.03	0.98	0.02	0.17	0.93	0.03	0.84	2.23	0.07
Sph	A	8	5.88	31	0.61	163	8.14	0.05	0.91	0.93	55.9	205	2.25	14.3
		σ	1.81	40.0	0.83	51.2	4.55	0.06	0.94	1.28	4.96	345	1.20	14.9
Sph	C	11	3.51	1.00	0.75	124	4.92	0.08	1.38	1.09	58.9	571	3.08	7.79
		σ	1.06	2.28	1.36	59.2	2.95	0.17	2.74	0.89	4.21	467	2.33	6.23
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1-2	A1	4	85.3	95	3.05	10.6	0.17	0.10	0.04	4.01	34.8	820	0.00	0.013
		σ	39.2	135	5.02	6.28	0.19	0.05	0.03	3.19	26.8	424	0.01	0.004
Py2-3	A	3	84.6	191	3.25	21.2	0.08	0.02	0.01	3.77	3.66	1087	0.00	0.009
		σ	118	193	2.41	14.7	0.06	0.01	0.01	4.03	4.14	785	0.00	0.011
Py3	B1	4	16.4	16.1	0.76	11.7	0.06	0.01	0.01	1.11	3.25	416	0.00	0.005
		σ	9.7	15.3	0.32	4.77	0.09	0.01	0.00	0.42	5.29	155	0.00	0.003
Chp	B3	9	442	15.9	498	0.03	0.06	0.12	0.00	0.17	0.01	1.14	0.01	0.002
		σ	106	3.56	358	0.03	0.03	0.19	0.01	0.06	0.01	1.46	0.00	0.002
Sph	A	8	150	3645	84.6	128	0.07	0.37	0.05	2.59	5.01	1075	0.01	0.015
		σ	71.9	1668	60.8	76.5	0.09	0.27	0.04	2.35	10.7	1889	0.00	0.014
Sph	C	11	668	4754	73.1	323	0.25	0.14	0.03	4.19	9.37	4196	0.02	0.011
		σ	155	2671	46.6	124	0.47	0.26	0.04	3.98	15.5	4403	0.04	0.025

Примечание. Py — пирит, Chp — халькопирит, Sph — сфалерит.

Зона C. Наружная часть канала выполнена дендритовидными выделениями сфалерита, рост которых направлен в сторону внутренней части. Сфалерит, постоянно содержащий в своем составе примеси Fe (5–10 мас. %) и Cu (1–2 мас. %), обогащен многими рассеянными элементами. Максимумы концентраций Pb, Ni, Ba, Ag, Au, Sb характерны для сфалерита канала. Кроме того, в нем также отмечаются ураганные содержания Te, Bi, Co, U, W и постоянное присутствие Se, Mo (табл. 3.5.4). Количество этих элементов в сфалерите канала сопоставимо с таковыми в сфалерите оболочки.

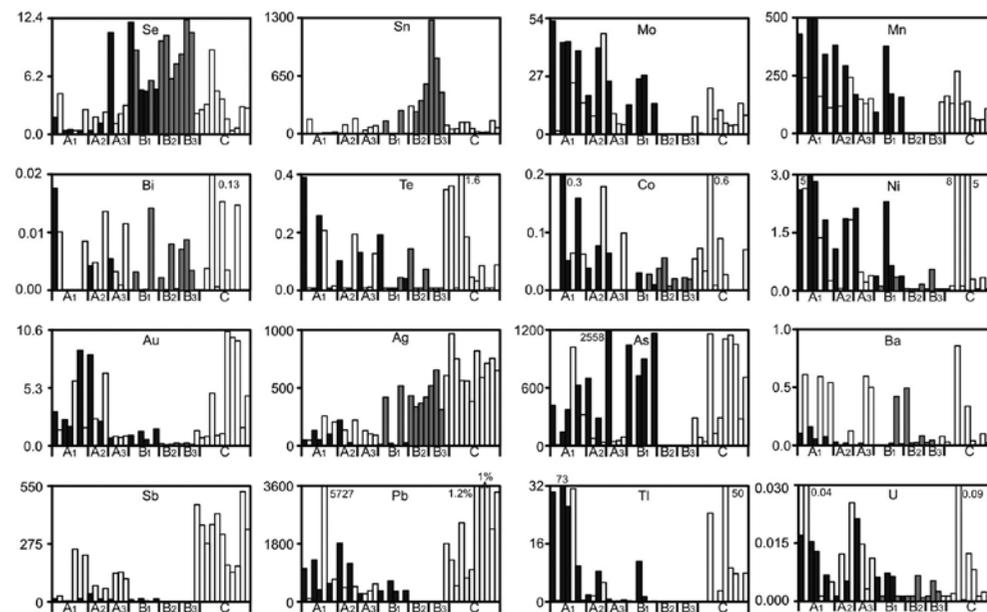


Рис. 3.5.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы-диффузера (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Снейк Пит, обр. 4329-М1-26-с. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Таблица 3.5.4

Ряды локальные коэффициенты концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы-диффузера, гидротермальное поле Снейк Пит (обр. 4329-М1-26-с)

Минерал	Зоны	n	ЛКК													
			Tl	Mn	Mo	Ni	Co	Cr	Fe*	W	Au	U	Te	Ti		
Py1-2	A1	4	4.4	3.5	3.2	2.7	2.3	2.1	1.9	1.6	1.6	1.4	1.3	1.2		
			As	Mo	Fe*	V	Mn	Ni	Au	Ti	Co	U				
Py2-3	A	3	2.7	2.0	1.9	1.8	1.6	1.5	1.5	1.4	1.0	1.0				
			As	Fe*	Se	Mo	Ti	Mn	Cr							
Py3	B1	4	2.2	2.0	1.5	1.5	1.3	1.2	1.1							
			Cu*	Sn	Se	Fe*	Ag	Ti								
Chp	B3	9	4.1	3.2	2.0	1.4	1.3	1.1								
			V	Ba	Zn*	W	Cd	Hg	U	Sb	Ti	Mo	Cr	Au		
Sph	A	8	3.6	2.4	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0		
			Sb	Pb	Cd	Hg	Zn*	Bi	Ag	Te	Au	Co	As	Cr	U	W
Sph	C	11	2.7	2.6	2.2	2.2	2.0	2.0	2.0	2.0	1.6	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 3.5.3.

Пирротин-пирит-сфалеритовые диффузеры. В некоторых диффузерах (например, обр. 2336-M2-1/1б) как в оболочке, так и в канале труб вместо ангидрита присутствуют таблитчатые псевдоморфозы пирротина по ангидриту, ассоциирующие с гидрогематитом. Халькопиритовая инкрустация может в чистом виде и не встречаться. Ее место нередко занимают халькопирит-сфалеритовые, сфалеритовые или пиритовые друзовые агрегаты. Пирротин в ряде труб почти полностью замещен марказитом. За ранними более низкотемпературными отложениями пирита и марказита следует осаждение сфалерита и халькопирита-изокубанита. Теннантит и иорданит отлагаются в виде каемок вокруг зерен сфалерита [Богданов и др., 2015]. Второстепенный пирротин, а затем марказит завершают последовательность отложения гидротермальных минералов.

3.5.4. Второстепенные и редкие минералы. В трубах черных курильщиков и диффузерах изредка встречаются галенит, теннантит и самородное золото. Кроме этих минералов в гидротермальных плитах встречается иорданит [Богданов и др., 2015]. Присутствие этих минералов подтверждается также данными ЛА-ИСП-МС анализа. Электронно-микроскопическими исследованиями в трубе черного курильщика нами выявлены сульфоарсениды, среди которых наиболее просто определяется арсенопирит. Кобальтин встречается в кварце, иногда в ассоциации с нестехиометричным реальгаром, содержащим примеси Fe, Co, Cu и Zn ($Fe_{0.02}Cu_{0.02}Zn_{0.03}As_{1.09}S_{1.00}$). Иногда встречается минерал группы сафлорита или кобальтина, имеющий формулу $Co_{0.72}Fe_{0.22}Zn_{0.03}Cu_{0.01}As_{1.15}S_{0.85}2.00$.

3.5.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимально-корреляционного пути вычислены минерально-геохимические ассоциации для сфалерит-пирит-халькопиритовых труб черных курильщиков (обр. 4333-M2-2) и для халькопирит-пирротин-сфалеритовых диффузеров (обр. 4329-M1-26-с) (табл. 3.5.5).

Таблица 3.5.5

Геохимические ассоциации элементов-примесей в черных курильщиках (обр. 4333-M2-2) и диффузерах (обр. 4329-M1-26-с) гидротермального поля Снейк Пит

Образец	Минералы	Ассоциации
4333-M2-2	Халькопирит > пирит > сфалерит	I(Mo+Ni+U+Tl+V+W+Mn) – II(As+Pb+Au+Ag) + III(Zn+Sb+Hg) – Ba – IV(Bi+Te+Cu+Se+Co) – Sn – Fe
4329- M1 – 26 –с.	Сфалерит> пирит> халькопирита	I(Bi+Te) + II(U+Hg+Pb+Au+As) – III(Mo+Mn+Tl) + IV(Ni+Co+W+Ba) – V(Zn+Cd+Sb+Ag) – VI(Sn+Cu+ Se+Fe) – V

В черных курильщиках лидирует ассоциация, характерная для коллоидного пирита (I). Второе место занимает ассоциация, соответствующая золото-теннантит-галенитовому парагенезису, вероятно, с иорданитом. Третью позицию занимает сфалерит-вюртцит, четвертую — халькопирит. Интересной является корреляция Bi и Te, которая может свидетельствовать о примеси невидимых теллуридов висмута.

В диффузере, несмотря на низкие содержания Bi и Te, ассоциация этих элементов лидирует (первая ассоциация). Вторая ассоциация может, как и в черных курильщиках, отражать парагенезис самородного золота, галенита, теннантита и иорданита. Третья и четвертая ассоциации, скорее всего, соответствуют пириту, пятая — сфалерит-вюртциту, шестая — халькопириту и продуктам распада твердых растворов переменного состава группы кубанита и/или халькопирита.

3.5.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Следует отметить, что гидротермальное поле Снейк Пит морфологически отличается от описанного выше очень молодого (возраст <1000 лет) гидротермального поля Брокен Спур. Возраст лав поля Снейк Пит, исходя из скорости осадконакопления в аридных зонах Атлантического океана, составляет первые тысячи лет [Богданов и др., 2006б]. На поле Брокен Спур площадью всего 10000 м² присутствуют небольшие одиночные гидротермальные постройки, а рудные залежи поля Снейк Пит представляют собой протяженные тела, образованные сросшимися и нередко в значительной степени разрушенными индивидуальными постройками. Предполагается, что причиной сильного разрушения были «гидротермальные взрывы» [Богданов и др., 2006б]. Однако значительное разрушение возможно при гальмиролизе сульфидных построек в условиях продолжительной экспозиции сульфидной постройки на океанском дне [Масленников, 1999].

И. Фуке с соавторами [Fouquet et al., 1993] полагает, что в пределах поля имели место, по крайней мере, два высокотемпературных эпизода гидротермальной минерализации: первый 4000–2000 лет назад, второй от 80 лет до настоящего времени. На одной из гидротермальных построек поля Снейк Пит определен максимальный возраст сульфидных отложений, равный ~4000 лет [Lalou et al., 1993], поэтому можно считать, что все поле развивалось в течение этого времени и активно в настоящее время.

Таким образом, гидротермальная система должна иметь умеренную зрелость. По степени зрелости гидротермальная система поля Снейк Пит уступает полям ТАГ, Семенов и Менез-Гвен. Вместе с тем присутствие пирротина, обилие марказита и пирита указывает, что гидротермально-метасоматические преобразования базальтов реакционной зоны еще не достигли стадии полного разложения пироксенов и оливина. На это же указывает обогащение халькопирита и сфалерита черных курильщиков кобальтом, который обычно концентрируется в оливине в качестве изоморфной примеси.

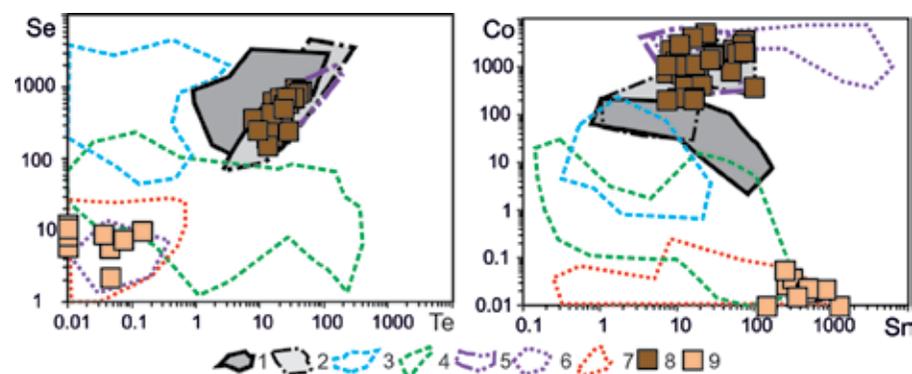


Рис. 3.5.5. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита черных курильщиков (8) и диффузеров (9) гидротермального поля Снейк Пит в сравнении с современными курильщиками других полей Брокен Спур, Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Лаки Страйк, Гора Осевая, Мenez Гвен); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры других гидротермальных полей, кроме Рейнбоу.

Возможно, часть железа так же, как и цветных металлов, поступает за счет извлечения их из ранее сформированных колчеданных залежей, находящихся на пути движения гидротермальных флюидов. Для зрелых гидротермальных построек поля Снейк Пит характерны процессы переработки ранее сформированной залежи, перекристаллизация минеральных фаз, гидротермальная метаморфизация ранее образованной гидротермальной залежи, а также перераспределение химических элементов [Богданов и др., 2006б]. Вероятно, гидротермально-метасоматические преобразования в недрах реакционной зоны достигли стадии разложения полевых шпатов — основного источника свинца. На это указывает присутствие галенита и иорданита.

Высокая зрелость гидротермальной системы отмечается также низкими содержаниями CH_4 , как и в гидротермах зрелых систем полей ТАГ и Кейн [Леин, Иванов, 2009]. Значения $\delta^{34}\text{S}$ серы сульфидов гидротермальных отложений поля Снейк Пит составляют +1.2 — +2.8 ‰ [Kase et al., 1990]. Отсутствие изотопно легкой серы отличает сульфиды этого поля от сульфидов поля Брокен Спур [Леин, Иванов, 2009].

По содержаниям Se, Te, Co и Sn отчетливо выделяются высокотемпературная и низкотемпературная разновидности халькопирита. Первая разновидность, образующая корустификации в трубах черных курильщиков, характеризуется высокими содержаниями Se и Co. Вторая разновидность, встречающаяся в диффузерах, имеет аномально высокие содержания Sn, при низких содержаниях Se, Te и Co (рис. 3.5.5).

По составу халькопирита черные курильщики поля Снейк Пит не существенно отличаются от черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 3.5.6).

Таблица 3.5.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту черных курильщиков поля Снейк Пит относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Co	Cd	Zn	Bi	Sb	W	Ag	Au	Ba	Te	Cu
Черные	12	7.63	6.55	4.49	4.06	3.26	2.92	2.57	1.44	1.03	1.01
	Fe	Sn	Se	Mn	Pb	As	Tl	Ni	U	V	Mo
	0.96	0.57	0.48	0.45	0.32	0.24	0.11	0.06	0.05	0.02	0.003
Серые	Co	Cd	Zn	Te	Sn	Ag	Ni	Se	Fe	Cu	Au
	W	Bi	Ba	Sb	As	Pb	Mn	U	Tl	V	Mo
	0.48	0.33	0.25	0.12	0.12	0.11	0.05	0.04	0.03	0.00	0.0003

Колломорфный пирит черных курильщиков отличается от аналогичного пирита диффузеров более высокими значениями Co/Ni (0.1–80). В колломорфном пирите диффузеров — гомологов бесцветных курильщиков, значения Co/Ni обычно не превышают 0.1 (см. рис. 3.1.19). По сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. данный колломорфный пирит обогащен U, Au, Tl и W при минимальных содержаниях Co (табл. 3.5.7), что может указывать на относительно более высокую зрелость рудогенерирующей системы [Дифференциация..., 2016].

Сфалерит как черных курильщиков, так и диффузеров характеризуется высокими содержаниями Sn. Содержания Co в сфалерите диффузеров гораздо ниже, чем в сфалерите черных курильщиков (рис. 3.5.6).

Таблица 3.5.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту черных курильщиков поля Снейк Пит относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	U	Au	Tl	W	Ba	Pb	Zn	As	Mo	Bi	
Черные	25	13	9.78	8.93	1.75	1.66	1.62	1.45	1.30	1.14	
	Ni	Cd	Mn	Sb	Sn	V	Ag	Te	Co	Se	Cu
	0.63	0.63	0.62	0.52	0.50	0.24	0.08	0.08	0.04	0.03	0.00
Серые	Au	As	Te	Bi	Mo	Sn	U	W	Zn	Sb	
	Pb	Tl	Se	Cd	V	Ni	Ba	Ag	Co	Mn	Cu
	1.56	1.11	0.81	0.50	0.31	0.20	0.19	0.17	0.14	0.05	0.00

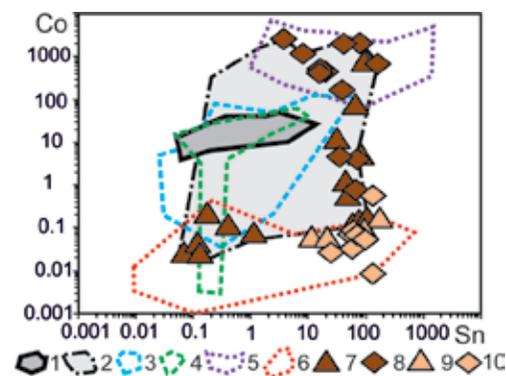


Рис. 3.5.6. Диаграмма Sn–Co для сфалерита курильщиков гидротермального поля Снейк Пит (7–9) (треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1-6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–10 — поле Снейк Пит: 7, 8 — черный курильщик и 9, 10 — диффузер.

Сфалерит относится к высокожелезистой разновидности, характерной для черных курильщиков. В сфалерите намного больше Bi, Tl, Co, Sn, Au и W (табл. 3.5.8). Эти элементы характеризуют более высокую степень зрелости рудообразующей системы по сравнению с системой ВТП 9°50' с.ш. Повышенные содержания Co в данном случае не противоречат этому предположению. Скорее всего, система достигла стадии максимального разложения кобальтсодержащих темноцветных минералов.

Таблица 3.5.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту черных курильщиков поля Снейк Пит относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Tl	Co	Sn	Au	W	Sb	Fe	Te	Se	Ag
Черные	706	76	35	34	25	9.38	4.25	2.98	2.79	2.26	2.10
	Cd	As	Ba	Ni	Pb	Mn	Mo	U	Cu	V	
	1.56	1.42	1.14	0.98	0.76	0.63	0.50	0.15	0.11	0.04	
Серые	Sn	Bi	Co	Te	W	Au	Sb	Fe	Se	As	Tl
	208	146	20	8.57	5.20	5.12	3.39	2.66	2.27	1.57	1.49
	Ni	Cd	Ag	U	Mn	Mo	Pb	Cu	Ba	V	
	1.06	1.02	0.68	0.63	0.47	0.37	0.30	0.07	0.03	0.01	

3.6. ТАГ (Трансатлантик Геотраверс)

3.6.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле ТАГ («Трансатлантик геотраверс») расположено в пределах 40-километрового сегмента САХ, ограниченного нетрансформными сдвигами вблизи 25°55' и 26°17' с.ш. Широкая (10–15 км) рифтовая долина имеет резко асимметричное строение. На западе она обрамлена системой краевых уступов, сложенных базальтами, максимальная высота которых составляет около 1000 м. На востоке рифтовая долина граничит с мощным горным сооружением. В тектоническом уступе под базальтовыми лавами обнажаются вертикально стоящие дайки долеритов, а под ними — мелкозернистое габбро. Предполагается, что вертикальный подъем крупного блока океанической коры обусловлен серпентинизацией ультраосновных пород нижней части коры — верхней части мантии [Zonenshain et al., 1989]. Поле находится примерно в центре сегмента, на вершине вулканического свода рифтовой долины, возвышающегося более чем на 500 м относительно расположенных к северу участков внутреннего рифта. Результаты изучения микроземлетрясений свидетельствуют о том, что под сводом на глубине 3 км присутствует в основном твердая, но еще горячая интрузия [Kong et al., 1992]. Основная часть вулканического фундамента относительно древняя и присыпана слоем рыхлых осадков. В осадках широко развита ассоциация минералов зеленокаменного метаморфизма, включающая хлорит, эпидот и альбит. В отдельных осадочных разрезах обнаружен серпентин [Гидротермальные системы ..., 1993]. Однако здесь также обнаружены небольшие изолированные вулканические постройки с хорошо выраженной блестящей стекловатой коркой закалки. Они практически лишены покрова рыхлых осадков и, по-видимому, имеют возраст не более первых тысяч лет [Лисицын и др., 1990; Зоненшайн и др., 1992; Rona et al., 1993]. В основании гидротермальной постройки Активная находится один из таких молодых вулканических конусов.

3.6.2. Типы и состав сульфидных построек. На поле ТАГ выделяется три главных постройки: «Активная», «Алвин» и «Мир».

«Активная» высокотемпературная гидротермальная постройка является наиболее изученной, в том числе и по результатам бурения. Постройка формировалась в течение 26 тыс. лет в три цикла, продолжительностью 3–6 тыс. лет каждый, разделенных периодами прекращения гидротермальной деятельности продолжительностью 6–8 тыс. лет. В «Активной» постройке содержится 2.7 млн т руды, в ее корневой части 1.2 млн т [Богданов и др., 2006б]. Постройка имеет форму усеченного конуса диаметром 200 м, высотой 30 м, на котором размещается меньший конус, высотой 10–15 м. По данным глубоководного бурения, постройка имеет корневую систему гидротермально измененных и минерализованных брекчий (пирит-кремнисто-ангидритовых, хлоритизированных), прослеженных до глубины 125 м. В строении постройки выделяются различные зоны: черных курильщиков, их подножья, поверхности цоколя, белых курильщиков, внешнего склона, подножья по-

стройки. Каждая из зон сложена гидротермальными образованиями различного состава, в которых заметно варьируют относительные количества основных рудообразующих компонентов.

Вершинный конус постройки венчается многочисленными трубами черных курильщиков с максимальной измеренной температурой 366°C [Edmond et al., 1990]. Высота большинства труб 5–6 м, но встречены также трубы высотой более 10 м. Трубы сложены в основном ангидритом, халькопиритом и пиритом, среди которых в заметных количествах присутствуют марказит и пирротин. Гораздо реже встречаются сфалерит, борнит, оксиды железа, аморфный кремнезем [Лисицын и др., 1990; 1992; Богданов и др., 2006б]. У подножия вершинной конической постройки на поверхности цоколя обнаружены низкодебитные выходы прозрачных и черных теплых (менее 100°C) вод (теплые черные курильщики). Скорость истечения растворов из этих источников существенно меньше 1 м/сек. Здесь широко развиты ангидрит-сульфидные отложения причудливой или плитчатой формы. В ангидрите рассеяны кристаллы халькопирита и пирита, реже встречаются вюрцит, ковеллин и айкинит [Лисицын и др., 1992]. Во многих местах между постройками дно покрыто ангидритовым или ангидрит-сульфидным песком. На поверхности цоколя распространены пирит, марказит, сфалерит и халькопирит в ассоциации с ангидритом. В юго-восточной части цоколя, в ~70 м от района черных курильщиков находится зона построек активных опал-марказит-пирит-сфалеритовых белых курильщиков высотой 1–2 м, напоминающих по форме маковки церквей [Thomhson et al., 1988; Mills, 1995], скорость истечения растворов, имеющих температуру 200–300 °C, составляет менее 1 м/сек [Rona et al., 1993b]. Цоколь почти целиком сложен крупными халькопирит-пиритовыми, сфалерит-марказит-пиритовыми обломками, поверхность которых со всех сторон покрыта гидроксидами железа. Местами над гидротермальными сульфидными корками возвышаются небольшие реликтовые гидротермальные трубы. Окси-гидроксиды железа, представленные протоферригидритом, ферригидритом и акагенеитом, содержат бактериоморфные структуры [Богданова, Горшков, 1992]. В ядре сульфидной постройки, по данным бурения, преобладают пиритовые брекчии, сцементированные ангидритом, которые ниже постепенно сменяются базальтовыми брекчиями, сцементированными кварцем и пиритом.

Установлено, что высокотемпературные отложения медной специализации (т.е. типичные комплексы черных курильщиков) обогащены Cu, Co и Se, а более низкотемпературные отложения цинковой специализации обогащены Zn, Cd, Au, Ag, As и Sb [Hannington et al., 1991; Rona et al., 1993a, b; Tivey et al., 1995]. При сравнении содержаний этих химических элементов в поверхностных и подповерхностных частях рудных залежей, вскрытых при глубоководном бурении [Hannington et al., 1998], отмечено существенное снижение содержания многих металлов в подповерхностных пиритовых брекчиях. На поверхности постройки концентрация Au колеблется в пределах 0.1–20.75 г/т [Tivey et al., 1995], а в ее ядре — от 0.01 до 3.3 г/т [Herzig et al., 1998; Miller, 1998]. Такое распределение Au обусловлено про-

цессами выноса этого элемента высокотемпературными растворами, мигрировавшими вверх через сформированную гидротермальную залежь. В подповерхностных горизонтах роль носителя Au выполняет пирит, в поверхностных — сфалерит [Мозгова и др., 2000]. По оценкам авторов работы [Humphris et al., 1995], запасы гидротермального вещества в активной высокотемпературной постройке оценены как ~4 млн т, возраст 40–50 тыс. лет.

Диаметр постройки «Мир» у основания превышает 700 м. Высота составляет 50–70 м. Западная часть постройки покрыта рыхлыми карбонатными осадками, среди которых участками выступают небольшие (5–7 м высотой) постройки, сложенные окси-гидроксидами железа, пиритом, марказитом и халькопиритом. Местами рассеяны обломки базальтов и окисленных сульфидов. Возраст отдельных сульфидных обломков, полученных в этой зоне, оказался равным 102000 ± 7000 (один образец), $50\ 000 \pm 2000$ (один образец) и $19\ 000 \pm 1000$ лет (три образца) [Lalou et al., 1995]. Вторая зона шириной с запада на восток ~400 м и длиной с севера на юг ~700 м занимает центральную часть постройки «Мир». На ее поверхности обнаружены тысячи вертикально стоящих или поваленных сульфидных труб, размер которых от периферии зоны к центру постепенно увеличивается от 1 м до 20–30 м. Пространство между трубами приковано маломощным (первые сантиметры) слоем карбонатных металлоносных осадков. Часть труб напоминает пирит-сфалеритовые белые курильщики, другие трубы и массивные руды образованы пирит-халькопиритовыми, халькопирит-сфалеритовыми и пирит-марказитовыми отложениями [Krasnov et al., 1995]. На поверхности пелагического карбонатного осадка марганцевые корки имеют возраст $140\ 000 \pm 20\ 000$ и <400 лет [Lalou et al., 1995].

Строение реликтовой гидротермальной постройки «Мир» во многом сходно со строением описанной выше активной высокотемпературной постройки. Главные отличия рассматриваемых гидротермальных построек заключаются в следующем: во-первых, широко развитые в пределах активной постройки ангидритовые отложения на реликтовой постройке «Мир» практически отсутствуют, что связано с процессами растворения минерала в придонной воде после прекращения гидротермальной активности; во-вторых, на постройке «Мир» значительно более интенсивные процессы переработки, перекристаллизации и замещения первично осажденного гидротермального вещества минеральными фазами, формирующимися при температурах, отличных от температур отложения первичного материала [Богданов и др., 2006б].

Высокотемпературные сульфидные отложения медной специализации содержат немного больше Sn (до 47 г/т) и Bi (до 8.5 г/т) при общих низких содержаниях этих элементов. Для среднетемпературных отложений цинковой специализации характерны максимальные содержания Pb, Ag, Cd, Sb, As и Hg. Опал-пиритовые и опал-марказитовые отложения обогащены Au (3.4–7.5 г/т). В низкотемпературных гидротермальных отложениях, по сравнению с другими разностями, наблюдаются более высокие содержания Si, Fe, Mn и Mo [Krasnov et al., 1995; Богданов и др., 2006б]. В отличие от по-

стройки «Активной» сульфидные отложения в постройке «Мир» обеднены Co (<5–12 г/т) при высоких содержаниях Ag (9–440 г/т) и Pb (до 600 г/т). Иногда исключение представляет пирит и железо-марганцевые корки, содержания Co в которых достигают 160 г/т и >0.3 %, соответственно.

Объем гидротермального вещества в массивных залежах реликтовой постройки «Мир» составляет ~10 млн т [Богданов и др., 1994].

Реликтовая зона Алвин протяженностью в направлении с северо-востока на юго-запад 2 км включает по крайней мере 4 гидротермальных постройки, по размеру и форме сходные с активной гидротермальной постройкой поля ТАГ. Одна из реликтовых построек описана и опробована в 1993 г. в точке с координатами 26°09'54" с.ш., 44°48'89" з.д. (глубина 3512–3540 м) при погружениях ГОА «Алвин». Эта постройка, получившая название «Алвин», является самой южной в этой зоне. Она представляет собой холм диаметром ~200 м и высотой 28 м. Пробы гидротермальных отложений, отобранные с флангов и вершины постройки, сложены плотным крупнокристаллическим пиритом с небольшой примесью халькопирита и следовыми содержаниями сфалерита. Внешняя поверхность сульфидов покрыта тонкой (<1 мм) пленкой окси-гидроксидов железа, предохраняющей сульфиды от растворения придонной океанской водой. Возраст, определенный при радиометрических исследованиях четырех проб сульфидных отложений, составил $48\,000 \pm 5000$ лет, а низкотемпературных отложений 74 тыс. лет. [Lalou et al., 1995]. Другая реликтовая постройка зоны Алвин была опробована при погружениях ГОА «Мир» в 1994 г. [Bogdanov et al., 1995a]. На одном из обнажений обнаружены образования, напоминающие гидротермальные трубы, замещенные гидроксидами железа и опалом. В экспедиции на НИС «Якоуска» с ГОА «Шинкай 6500», проведенной в 1998 г. в самой северной части зоны Алвин, которую до этих исследований считали неактивной, на вершине огромной гидротермальной постройки высотой 68 м и диаметром 150 м были обнаружены просачивание гидротермальных растворов с температурой несколько десятков градусов, низкотемпературные гидротермальные отложения и типичные сообщества организмов. Постройка получила название «Шиммеринг Маунд» (Shimmering Mound) [Fujioka et al., 1998].

В пределах поля ТАГ выделены несколько типов металлоносных осадков. К первому типу относятся в основном грубообломочные сульфидные отложения. Второй тип представлен песчаными сульфидными осадками, снесенными суспензионными потоками к подножиям сульфидных холмов. Третий и четвертый типы отложений — типичные металлоносные осадки, сформировавшиеся по механизму «частица за частицей». В составе отложений третьего типа существенна примесь ограненных кристаллов сульфидов; иногда они являются главными компонентами осадков и формируют сульфидные прослои. В составе отложений четвертого типа основными гидротермальными компонентами являются оксигидроксиды железа. Во многих случаях в этих отложениях в значительных количествах присутствует пелагический материал, представленный биогенными остатками (фораминиферами и кокколитами), глинистыми минералами, цеолитами [Богданов и др., 2006б].

3.6.3. Минеральная и химическая зональность труб. На «Активной» постройке индивидуальные гидротермальные трубы, через которые высокотемпературные рудоносные растворы поступают в придонные воды, часто имеют концентрическое строение. Внутренний слой у них преимущественно халькопиритовый, внешний — ангидритовый с тонкой прерывистой поверхностной пленкой, сложенной халькопиритом и пиритом. В ангидритовой матрице в небольших количествах найдены пирит, халькопирит, реже сфалерит и борнит [Tivey et al., 1995]. Характерная особенность *пирит-халькопирит-ангидритовых* труб черных курильщиков — повышенные содержания Co (220–740 г/т), при низких содержаниях Au (0.16–0.3 г/т) и Ag (4–11 г/т). Напротив, *опал-пирит-марказит-сфалеритовые* трубы белых курильщиков характеризуются низкими содержаниями Co (12 г/т) при высоких содержаниях (г/т): Ba (0.12 мас. %), Ag (740), Au (4.2), Sb (210), As (90) (табл. 3.6.1). Последние два элемента, по-видимому, связаны с вкрапленностью теннантита и теннантит-тетраэдрита.

Методом ЛА-ИСП-МС изучена зональность фрагмента *сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовой* трубки (обр. ТАГ), отобранной А.П. Лисицыным на фланге постройки Мир (рис. 3.6.1а, табл. 3.6.2.)

Зона А. Поверхность трубы покрыта почковидным ламинарным гетитом (рис. 3.6.1б, в) (подзона А0). Возможно, часть гетита образовалась по коллоидному пириту, который доминирует в подзоне А1 оболочки трубы. По направлению вовнутрь оболочки трубы дендриты губчатого пирита постепенно замещаются мелкозернистым марказитом (рис. 3.6.1г–е). При приближении к каналу в подзоне А3 возрастает количество сфалерита и халькопирита, нередко образующих тонкие ритмичные срастания (рис. 3.6.1ж–л). Последовательность минералообразования выглядит следующим образом: колломорфный пирит — марказит — псевдоморфозы халькопирита по пириту и марказиту — субгедральный халькопирит — субгедральный пирит — почковидный сфалерит с прослоями халькопирита — опал. Иногда место сфалерита занимает субгедральный вюртцит.

Гетит содержит примеси Mn (до 11–15 мас. %), Ni (52–1947 г/т), связанными с гидроксидами марганца. Вероятно, в гетите присутствуют реликты сфалерита (Zn до 10–15 мас. %), и галенита Pb (734–9868 г/т) и Ag (27–135 г/т). По сравнению с сульфидными гетит обогачен элементами гидрогенной группы (U 9–18 г/т, V 388–2038 г/т, W 1–32 г/т), Mo (26–366 г/т). К этой же группе в данном случае может быть отнесен мышьяк с содержаниями As 936–2597 г/т, которого на порядок выше, чем в соседнем пирите (рис. 3.6.2, табл. 3.6.1). При переходе к колломорфному пириту концентрации всех этих элементов снижаются на один-два порядка. Исключение составляют Ag (177–1221 г/т) и Au (2–22 г/т). Значительной разницы между содержаниями элементов-примесей в колломорфном и зернистом разновидностях пирита не установлено. По мере нарастания кристалличности пирита по направлению вовнутрь оболочки трубы немного снижаются концентрации Mn, Tl, W и U. В эвгедральном пирите, встречающемся на границе зон А и В, немного выше содержания Se (4.7 г/т), Te (7.4 г/т), Bi (3.6 г/т) — элементов

высокотемпературной группы (см. табл. 3.6.1). Неожиданными для эвгидрального пирита являются повышенные содержания элементов гидрогенной группы: Ва (602 г/т) и Мо (156 г/т). Концентрации элементов-примесей в сфалерите беднее по сравнению с пиритом: As (до 252 г/т), Sb (до 507 г/т), Ag (до 1900 г/т), Au (до до 12 г/т), Pb (до 1300 г/т) (см. табл. 3.6.1).

Зона В. Внешний слой халькопиритовой крустификации мелкозернистый и пористый. Основная часть крустификации сложена крупными копьевидными сростками кристаллов халькопирита, позиция которых указывает на центростремительный рост (рис. 3.6.1м). На стенки пор нарастают кристаллы борнита (рис. 3.6.1н), дигенита или тонкодисперсных агрегатов сульфидов меди, содержащих микровключения самородного золота. На границе с зоной С в опале обнаружены решетчатые срастания халькопирита в борните, частично замещенные дигенитом и ковеллином (рис. 3.6.1о), и наблюдается последовательное обрастание сфалерита борнитом и халькопиритом (рис. 3.6.1п).

Содержания элементов-примесей, характерных для борнита, относительно невысокие и сильно варьируют (г/т): Sn (1–15), Te (0.6–7) и Bi (0.02–0.9). Исключение составляют Au (1.5–21 г/т) и Ag 53–334 г/т) (см. табл. 3.6.1).

Халькопирит отличается повышенными содержаниями Cu до 37 мас. %, вероятно, за счет дисперсной примеси других сульфидов меди (борнита, дигенита, ковеллина). В халькопирите внешней части крустификации трубы содержания элементов гидрогенной группы в 2–3 и более раз выше (г/т: U до 0.2, V до 123, W до 0.5), Mn (до 21), Sb (до 28), Ва (до 30). Обратная картина наблюдается для Sn, содержания которого по направлению к оси канала возрастают от 1.5 до 31 г/т. Содержания Se (1–12 г/т) очень низкие, по сравнению с содержаниями в халькопирите типичных черных курильщиков СОХ, и изменяются не закономерно (рис. 3.6.2).

Зона С представляет тонкодисперсные скопления сфалерит-халькопирит-борнит-дигенитового состава, погруженные в опал. В более крупных выделениях установлена последовательность роста: борнит — борнит — сфалерит — халькопирит (рис. 3.6.1м). Для этой массы отмечаются ураганные содержания Au (203 г/т), Ag (3677 г/т), Sb (197 г/т), Pb (2100 г/т). В сфалерите зоны С на порядок выше содержания Pb, по сравнению со сфалеритом подзоны А3 (см. табл. 3.6.1).

В целом, геохимическая зональность трубы может быть представлена рядами коэффициентов концентрации — отношений средних содержаний элементов в данной зоне к среднему содержанию по всей выборке (табл. 3.6.2). В гетитовой корке доминируют элементы-примеси, характерные для гидрогенной (U, V, Mo, As, Cr) и низкотемпературной ассоциаций (Mn, Tl, Ва, Pb). Другие элементы (Te, Co), обычно концентрирующиеся в высокотемпературных сульфидах, в данном случае показывают свою двойственную природу. Очевидно, они являются реликтовыми, как и Fe, или могут быть гидрогенными так же, как и в современных железо-марганцевых конкрециях [Hein et al., 2008]. Агрегаты колломорфного пирита также несут элементы гидрогенной (U, V) и низкотемпературной гидротермальной ассо-

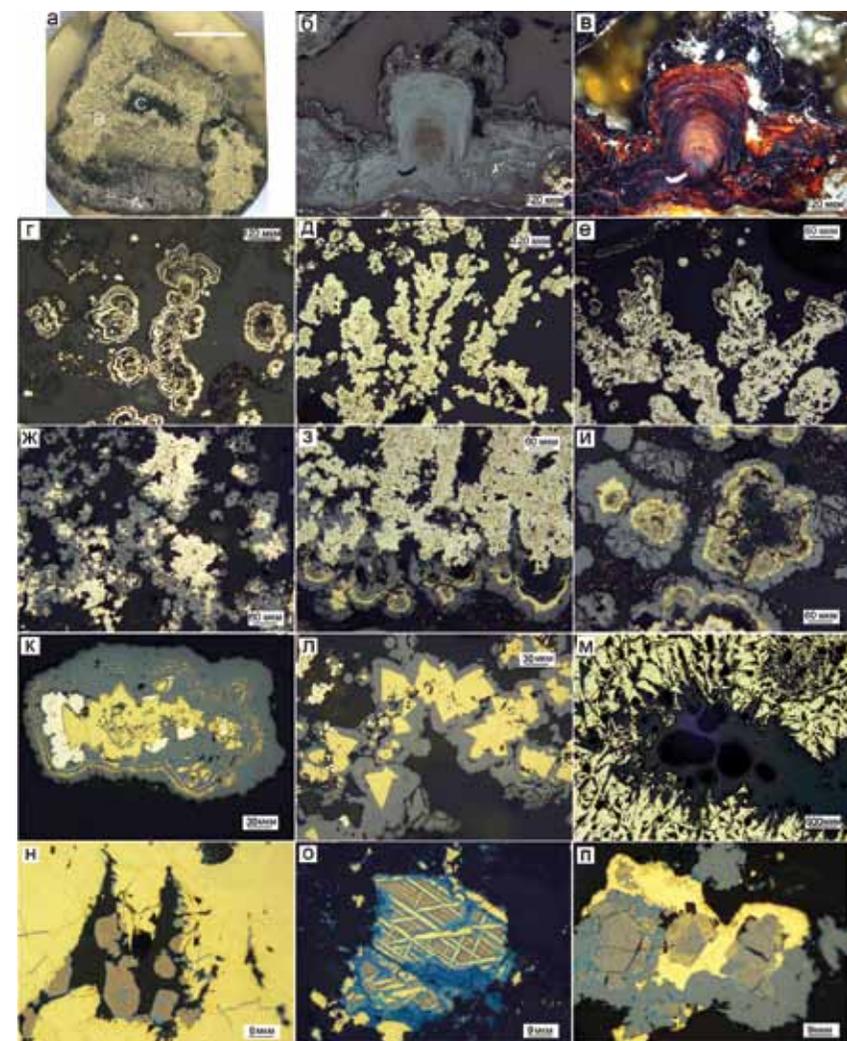


Рис. 3.6.1. Пирит-халькопиритовая труба гидротермального поля ТАГ, обр. ТАГ: а — внешний вид поперечного сечения трубы; б — прослой гетита, окаймляющий оболочку снаружи (подзона А0); в — то же, темнопольное изображение (подзона А0); г — почковидные выделения колломорфного пирита оболочки с ламинарной структурой (подзона А1); д — древовидные образования колломорфного пирита оболочки (подзона А1); е — центральная часть древовидных выделений марказитового состава (подзона А1-2); ж — совместные образования зернистого пирита с сфалеритом в оболочке (подзона А1-2); з — сфалерит-халькопиритовые образования оболочки (подзона А3); и, к — почковидные выделения сфалерит-халькопиритового (и) или сфалерит-халькопирит-пиритового состава (к) (зона А); л — кристаллы халькопирита, окаймленные сфалеритом, на границе с халькопиритовой крустификацией внутренней стенки трубы; м — стенка из кристаллов друзовидного халькопирита, указывающая на их центростремительный рост (зона В); н — борнит-дигенитовые зерна в интерстициях халькопиритовых кристаллов (зона С); о — борнит-халькопиритовые решетчатые прорастания замещаются сульфидами меди (зона С); п — халькопирит-сфалерит-борнитовые срастания. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-м — отраженный свет.

Таблица 3.6.1

Химический состав минералов гетит-сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовой трубки, фланг постройки Мир поля ТАГ, обр. ТАГ. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn в мас. %

Минерал	Зоны	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Get	A0	6	1297	59581	43	13	760	1	12	1528	2.1	147	44
		σ	554	66106	8	24	811	0	3	745	0.6	130	45
Py-1	A1	6	20	173	45	0.02	2.8	0	1	97	0.7	30	116
		σ	40	333	1	0.02	4.3	0	1	66	0.4	19	146
Py2	A23	10	7	25	44	0.18	1.5	0	2	150	0.9	58	227
		σ	3	19	2	0.47	0.5	0	2	67	1.3	37	357
Chp	B	18	56	21	30	0.08	2.0	35	0	13	6.4	50	79
		σ	61	28	2	0.19	5.8	2	0	25	11	106	69
Sph	A3	7	2	12	6	0.01	1.6	4	56	191	0.3	9	1122
		σ	2	7	7	0.01	2.4	5	12	53	0.5	12	428
Sph	C1	4	0	18	0	0.06	0.1	3	62	233	4.9	44	2659
		σ	0	6	1	0.05	0.2	2	3	99	5.3	28	780
Bo	B1	7	14	20	17	0.36	1.5	57	0	9	1.4	17	170
		σ	18	19	8	0.80	1.4	9	0	11	2.0	20	89
Cov+	C1	7	5	491	4	0.15	16	65	10	361	4.0	108	786
		σ	5	226	3	0.08	9	12	10	151	3.3	73	235
Минерал	Зоны	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Гетит	A0	6	442	1.4	59	1.2	245	12	0.3	62	4187	0.07	12
		σ	141	1.1	79	1.3	196	12	0.1	21	3123	0.09	3.51
Py-1	A1	6	30	0.9	23	0.0	0.4	0.72	4.1	24	259	0.004	1.16
		σ	28	0.9	31	0.1	0.5	0.75	5.2	23	208	0.003	2.34
Py2	A23	10	46	1.3	25	0.9	61	0.08	8.2	13	373	0.38	0.06
		σ	51	2.2	24	2.3	190	0.11	7.4	10	120	1.14	0.06
Chp	B	18	17	6.5	31	0.5	77	0.05	23.3	0.4	32	0.17	0.09
		σ	25	7.1	36	1.3	303	0.12	51.2	0.5	55	0.52	0.09
Sph	A3	7	3112	1.8	162	0.6	0.7	0.11	10.4	1.5	810	0.19	0.02
		σ	1483	1.5	162	0.7	0.8	0.12	4.0	1.1	367	0.39	0.03
Sph	C1	4	5799	1.0	159	0.1	0.8	0.63	132.0	11	3578	0.10	0.04
		σ	603	0.6	26	0.1	1.6	0.63	52.1	3.5	446	0.09	0.03
Bo	B1	7	17	4.8	13	2.2	0.2	0.09	17.4	5.6	40	0.17	0.31
		σ	9	5.0	18	3.0	0.5	0.10	20.8	5.6	33	0.32	0.30
Cov	C1	7	247	19	80	0.2	22	5.26	57.9	40	1197	0.34	3.15
		σ	152	9	21	0.1	32	4.25	38.1	16	607	0.70	2.57

Примечание. Get — гетит; Py1 — колломорфный пирит с примесью марказита; Py2 — пирит зернистый ангедраальный, субгедраальный и эвгедраальный, иногда с включениями марказита; Chp — халькопирит, Sph — сфалерит, Bo — борнит; Cov — тонкодисперсные сульфиды меди (ковеллин).

Таблица 3.6.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие химическую зональность гетит-сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовой трубы, постройка «Мир» поля ТАГ (обр. ТАГ)

Зона	Минерал	n	ЛКК															
			Mn	Ni	Cr	Co	V	U	Ba	W	As	Tl	Fe	Pb	Mo	Te		
A0	Gt	6	530	182	105	101	84	17	12	9.7	9.5	5.3	3.8	3.7	3.2	1.7		
A1	Py1	6	Fe	Tl	U	Mn	V											
A23	Py2	10	Fe	Ba	Bi	Co	Mo	Te	Tl									
A3	Sph	18	Zn	Sb	Cd	As	Ag	Hg										
B1	Bo	7	Te	Co	Cu	Fe												
B	Chp	4	Ba	V	Fe	Se	Mo	Cu										
C1	Sph	7	Pb	Cd	Ag	Au	Zn	Sb	As	Se	Hg	Mo						
C1	Cov	7	Mn	U	W	Ni	Tl	Sn	Cr	Hg	Mo	As	Cu	Bi	Au	Se	Co	Ba

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 3.6.1.

циаций (Mn, Tl). В зернистом пирите добавляются элементы, обычно относимые к высокотемпературной ассоциации (Co, Bi). Зоны B и C, хотя эта ассоциация и представлена Te и Se, разбавлены химическими элементами, отражающими взаимодействие продуктов минералообразования с океанской водой. Максимальные содержания Au связаны с зоной C.

3.6.4. Второстепенные и редкие минералы. К второстепенным минералам следует отнести борнит и разнообразные сульфиды меди. Редкими являются микровключения самородного золота, ассоциирующие с сульфидами меди в халькопирите.

3.6.5. Минерально-геохимические ассоциации. Ассоциации невидимых минералов элементов-примесей в сульфидной трубе поля ТАГ выявлены на основе метода максимального корреляционного пути.

В дисульфидах железа, образующих оболочку трубы, выделяются следующие ассоциации: I(Bi+Te+Co+Ba+Ti+Sn+Cr+Mo+Cu)+II(As+Sb)+III(V+U+Mn+Ni+W)+(Hg+Tl) –Pb–IV(Cd+Zn)+Se–V(Ag+Au)–Fe. Первая ассоциация включает как высокотемпературные (Bi, Te, Co, Sn, Cu), так и литогенно-водородные элементы (Ti, Cr, Mo), а также Ba — индикатор окислитель-

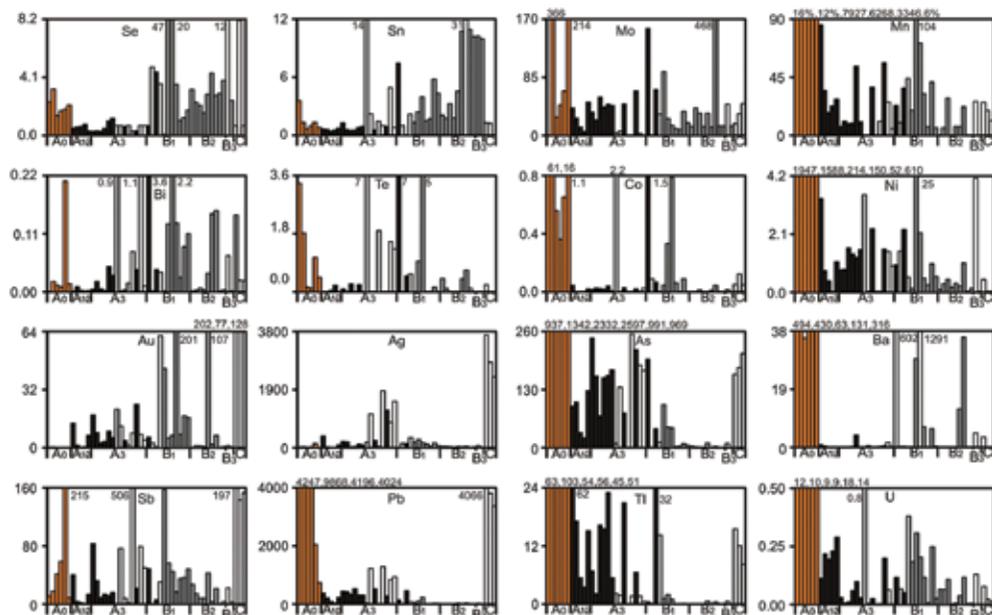


Рис. 3.6.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам гетит-сфалерит-марказит-пирит-халькопиритовой трубки (данные ЛА-ИСП-МС). Фланг постройки Мир поля ТАГ, обр. Таг. Оранжевое — гетит, черное — пирит, светло-серое — борнит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

ных обстановок колчеданообразования. Вторая ассоциация соответствует включениям блеклых руд, которые ранее не были обнаружены в массивных сфалерит-пиритовых корках. Третья группа полностью отвечает гидрогенной ассоциации элементов. Корреляция Hg и Tl является обычной в природных условиях. Это же относится к тесной связи Cd и Zn, свидетельствующей в пользу микровключения сфалерита в пирите. Сильная связь Au с Ag может служить доказательством присутствия нановключений самородного золота. Вместе с тем более слабая корреляция Au с As указывает на то, что часть золота входит изоморфно в структуру мышьяковистого пирита.

Халькопирит характеризуется следующими ассоциациями химических элементов: I(Bi+Ba+W+Te+Co + Pb)+II(Cd+Zn)+III(Se+Ni+Cr)+IV(Mn+Ag+U+V)+V(As+Sb)—Au—Cu—Hg—Fe. Как и в предыдущем случае элементы высокотемпературного парагенезиса (Bi, Te, Co) ассоциируют с гидрогенными (W) и низкотемпературными (Ba, Pb) элементами. Такое сочетание не свойственно халькопириту типичных черных курильщиков. Устойчивыми являются связи Cd с Zn, и Sb с As, свидетельствующие о включениях сульфидов цинка и блеклых руд. Интересно, что Ag коррелирует с гидрогенными элементами, а Au находится в конце корреляционного пути.

Для *сульфидов цинка* определены следующие геохимические ассоциации: I(Pb+Tl+Ag+Au+Cd)—Co—II(Mn+U+Ba)—III(Ni+Fe+Cu+V)—IV(Ti+Te)—Cr—Zn—V(Sn+Hg+Bi) —VI(Mo+Se+As+W)—Sb. Первая ассоциация связана

с золото-галенит-сфалеритовым парагенезисом. Ассоциация Mn и Ba с U говорит о совместном положении этих элементов из морской воды. Загадочными являются остальные ассоциации, в которых наблюдается смешение высокотемпературных и лито-гидрогенных элементов.

Сульфиды меди включают борнит подзон A3 и B1, а также тонкодисперсные агрегаты дигенита и ковеллина, содержащие примесь борнита, идаита и сфалерита. Расчеты показали следующие геохимические ассоциации: I(Pb+As+Ag+Cd+Au+Zn)+II(Mo+U+Ni+Mn+Tl+Ba+Cr)+III(Sb+Hg)—IV(Se+Bi)—V(Co+Te+Ti)—VI(Cu+Sn+W)—Fe. Первая ассоциация соответствует золото-галенит-сфалеритовому парагенезису. Вторая включает элементы, характерные для океанской воды и железо-марганцевых конкреций. Корреляция Sb и Hg пока не нашла объяснения. В конце корреляционного пути находятся элементы высокотемпературной ассоциации (Se, Bi, Co, Te, Cu, Sn) совместно с литогенно-гидрогенными элементами (Ti, W).

По выборке выделяются следующие геохимические ассоциации: I(Mn+Ni+Co+Ti)+W+II(V+U+As)+III(Pb+Cr+Tl)+Mo+IV(Sn+Cu)—V(Se+Ba+Bi+Te)—Fe—VI(Au+Ag+Cd+Zn+Sb)—Hg. Первая ассоциация напоминает ассоциации, характерные для железо-марганцевых конкреций, которые обогащены не только Ni и Co, но и элементами-гидролизатами, которые в данном случае представлены Ti. Вторая ассоциация полностью представлена гидрогенными элементами. Третья ассоциация отражает корреляцию Pb с Tl в галените. Связь с Cr пока не объяснима. Четвертая корреляция соответствует возрастанию содержаний Sn в сульфиде меди, по сравнению с халькопиритом. Пятая ассоциация включает высокотемпературные элементы. Остается типичной и не совсем понятной ее связь с Ba. Шестая ассоциация соответствует золото-сфалеритовому парагенезису.

3.6.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Геологическое положение современной активной гидротермальной постройки (а тем более цепочки реликтовых построек поля ТАГ) отличается от положений других гидротермальных полей Мировой рифтовой системы. Большинство гидротермальных построек океанических рифтов приурочено именно к неовулканическим зонам. Средние скорости спрединга в этой части хребта составляют 1.1–1.3 см/год [Mc Gregor et al., 1977]. Постройки поля ТАГ находятся в нескольких километрах к востоку от современной неовулканической зоны. Проявление вулканизма вдали от оси рифта было менее интенсивным. Магматогенная колчеданообразующая гидротермальная система ТАГ формировалась длительное время. Многочисленные вкрапленники плагиоклаза, оливина и клинопироксена в наиболее древних базальтах [Зоненшайн и др., 1992] свидетельствуют о высокой степени фракционирования вулканического материала в близповерхностном магматическом очаге перед излиянием лав на поверхность дна. Среди вулкаников наиболее молодой генерации преобладают афировые разности, свидетельствующие о бы-

стром излиянии нефракционированных порций магматического расплава [Богданов и др., 2006б]. Значительная продолжительность формирования гидротермального поля обеспечивает появление чехла эдафогенных осадков, содержащих не только обломки зеленокаменно-измененных вулканитов, но и фрагменты серпентинитов. На это же указывает широкий диапазон определений возраста от 102 тыс. лет до современности [Lalou et al., 1990, 1993, 1995]. Установлено также, что наращивание сульфидных залежей происходило циклично [Lalou et al., 1998]. Данные бурения не только подтвердили представления о цикличности, но также показали наличие процессов переработки ранее сформировавшейся залежи последующими потоками высокотемпературных гидротермальных растворов. По результатам исследования колонок металлоносных осадков общая продолжительность циклов равна 5–10 тыс. лет [Лисицын и др., 1990; Богданов и др., 2006б]. Значительная продолжительность и циклический характер созревания гидротермальной системы не могла не сказаться на минералого-геохимических особенностях построек.

Очевидно, в определенный период гидротермально-метасоматическая система в глубинной реакционной зоне достигла стадии разложения полевых шпатов, на что указывают значительные вариации содержания Ba (13–1400 г/т) и Pb (100–600 г/т) [Лисицын и др., 1992; Bogdanov et al., 1995; Krasnov et al., 1995], не характерные для черных курильщиков незрелых гидротермальных высокоспредиговых COX. Содержания Co и Se в сульфидах потухших построек Мир и Алвин [Rona et al., 1996] очень низкие, что может свидетельствовать о высокой окисленности флюидов, характерной для зрелых гидротермальных систем. На высокую зрелость системы и окисленность флюидов могут указывать также высокие содержания Au и появление борнита. Однако источником золота могут также служить перидотиты, наличие которых предполагается покрывкой базальтов [Богданов и др., 2006б]. Обогащение сульфидов постройки «Активной» Se и Co, вероятно, связано с обновлением гидротермальной системы, с возвращением ее к стадии разложения темноцветных минералов и высокими температурами минералообразования.

Минералого-геохимические особенности изученной сульфидной трубы подтверждают предположение об окисленности гидротермальных флюидов. Несмотря на обилие халькопирита в гидротермальной трубе, она, судя по обилию борнита, формировалась, вероятно, при высокой фугитивности серы, что более характерно для серых и бесцветных курильщиков островодужных гидротермальных полей западной Пацифики. Об этом же свидетельствуют незначительные содержания Se и Te и аномально высокие содержания Au, Ag, Pb и Ba, не типичные для черных курильщиков, локализующихся в осевых зонах спрединга. Обеднение всех сульфидов Co — характерная черта серых курильщиков, в полной мере реализовалась на примере изученной гидротермальной трубы. В отличие от типичных черных курильщиков, в изученной трубе высокотемпературные и водородные ассоциации отчетливо не разделяются. Нередко наблюдается сильная прямая

корреляция Se, Bi, Te с Ba. Это тоже может быть еще одним аргументом в пользу значительной окисленности гидротермальных флюидов, вплоть до образования сульфатной составляющей. Присутствие последней, как известно, способствует переносу золота в форме $Au(HS)^0$ или $Au(HS)_2^0$ [Hannington et al., 1999].

В целом на диаграммах Se–Te и Co—Sn фигуративные точки халькопирита изученного курильщика попадают в поле бесцветных курильщиков или диффузеров (см. рис. 3.4.3). По соотношению Co/Ni < 1 в колломорфном пирите данная труба попадает в поле бесцветных и серых островодужных курильщиков (см. рис. 3.1.19).

Еще одним аргументом в пользу долгой жизни гидротермальной системы являются данные по изотопии серы сульфидов. Изотопный состав серы сульфидов гидротермальных залежей поля ТАГ ($\delta^{34}S$ варьирует от +4.1 до +10 ‰), существенно тяжелее, чем изотопный состав серы сульфидов многих гидротермальных полей осевых частей рифтов, лишенных рыхлых осадков [Леин и др., 1993; Herzig et al., 1998]. Предполагается, что утяжеление изотопного состава серы относительно серы базальтов связано с вовлечением в сульфидное рудоотложение изотопно-тяжелой серы океанской воды [Леин и др., 1993], что не противоречит результатам термодинамического моделирования эволюции изотопов серы в колледаносных гидротермальных системах [Гричук, 1988; Гричук, Заири, 1992].

3.7. Менез Гвен

3.7.1. Геологическая позиция. Гидротермальное поле Менез Гвен расположено вблизи Азорской «горячей точки», точки тройного сочленения спрединговых хребтов, оказывающей существенное влияние на морфологию области раздвижения плит в пределах сегмента рифта, между 37°35' и 38° с.ш. к северу от поля Лаки Страйк [Богданов и др., 2006б]. При приближении к ней глубина внутреннего рифта уменьшается, практически исчезает рифтовая долина.

Главной структурой в зоне развития поля Менез Гвен является крупный молодой вулкан высотой 700 м и диаметром у подошвы 17 км. На вершине этого вулкана находится меридионально вытянутый грабен длиной 6 км, шириной 2 км и глубиной 3 км. В осевой части грабена имеется небольшой молодой вулкан высотой 120 м и диаметром 600 м, сложенный относительно свежими базальтами и брекчиями [Fouquet et al., 1995; Ondreas et al., 1997].

Активные ангидрит-баритовые гидротермальные постройки, локализующиеся у вершины на южном и восточном склонах этого небольшого вулкана на глубинах 871–814 м, разделены участками дна, сложенными базальтами и их сильно измененными рыхлыми отложениями [Charlou et al., 2000; Desbruyeres et al., 2001; Marcon et al., 2013]. Подушечные базальты характе-

ризируются высокой пористостью, обилием многочисленных крупных (до 5 мм) вкрапленников плагиоклаза и различной степенью гидротермального изменения. В рыхлых брекчиях базальтового состава встречаются фрагменты барит-сульфидных гидротермальных труб и литифицированных рудоносных тефротурбидитов [Леин и др., 2010].

3.7.2. Состав и строение гидротермальных построек. В южной части поля имеется широкий (50 м в диаметре) гидротермальный холм, осложненный двухметровыми ангидритовыми трубами, окруженными отложениями, обогащенными баритом. На другой точке наблюдения трубы локализируются на крутом склоне на границе подушечных лав и продуктов их разрушения [Charlou et al., 2000; Desbruyeres et al., 2001; Fouquet et al., 1994, 1997]. На восточном склоне выделены 5 построек [Marcon et al., 2013]. В целом выделяются два типа гидротермальных проявлений размером 2–5 м в поперечнике. Первый тип — ангидритовые постройки и отдельные трубки высотой 1–5 м, толщиной 3–10 см, образующиеся на ангидрит-баритовом «цоколе» и залегающие на вулканиках. На ангидритовых постройках, кроме фокусированных выходов флюида, встречаются диффузные сочения низкотемпературных гидротермальных растворов. Второй тип гидротермальных проявлений — подводные источники, которые выходят на поверхность через трещины в вулканическом фундаменте. Третью разновидность отличает наличие «шапки» толщиной до 5–7 см темно-зеленого тонкого рыхлого материала на поверхности вулкаников. В рыхлом веществе рассеяны многочисленные мелкие кристаллы сульфидов. Их содержание резко возрастает к границе с вулканиками. Принципиальное значение имеют находки подповерхностной гидротермальной минерализации.

На одном из участков в южной области развития гидротермальных проявлений в пределах достаточно крутого склона, покрытого осыпью, отобран образец высокотемпературной сульфидной руды с многочисленными подводными каналами, часто полыми или заполненными халькопиритом, сфалеритом, опалом или баритом. На поверхности дна такие типы гидротермальных отложений отсутствуют. В образце Бог-1 гл. обломочные вулканомиктовые породы представлены цементированными слоистыми тефроидами базальтового состава, содержащими сульфидные рудокласты. Обломки слабоизмененных базальтов преобладают. Обломки сульфидов редкие, в основном представлены халькопиритом (до 5 мм). В рыхлых осыпях брекчий базальтового состава драгированы фрагменты барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб, а также обломки литифицированных тефротурбидитов смешанного состава. Большой интерес представляет собой образец МГ-4574-4, сложенный измененным вулканокластическим, сульфидным и баритовым обломочным материалом, цементированным опалом. Сульфиды представлены обломковидными обособлениями халькопирита, содержащими эвгедральные кристаллы пирита. Широко представлены обломковидные обособления сростков субгедральных и эвге-

дральных кубических кристаллов пирита. В центре некоторых обособлений присутствует пористый пирит. Эвгедральные кристаллы не срезаются ограничениями обособлений. Вероятно, перекристаллизация исходного пористого пирита с превращением в субгедральный происходила *in situ*. Слабо перекристаллизованные корродированные пористые обломковидные обособления тонкозернистого пирита встречаются крайне редко. Обломки колломорфного пирита отсутствуют. Еще реже распространен фрамбоидальный пирит. Сфалерит встречается крайне редко. Отдельные реликты обломков сфалерита, несут следы коррозии и замещения вторичным халькопиритом. Редкие зерна ковеллина так же, как и реликтовые зерна сфалерита, имеют тонкую каемку замещения, образованную халькопиритом. Можно предполагать, что рудокласты испытали преобразования с растворением сфалерита, замещением его халькопиритом, а также перекристаллизацией обломков колломорфного пирита. Такие процессы возможны как при гидротермальных преобразованиях осадка кислыми флюидами, так и на стадии диагенеза. Эти находки существенно дополняют представления о гидротермальном рудоотложении на поле Менез Гвен [Богданов и др., 2006б; Леин и др., 2010].

3.7.3. Минеральная и химическая зональность труб. В одном из фрагментов многоканальной трубы, покрытом лимонитом (диаметр 10 см), выделяются единая барит-сульфидная оболочка и несколько каналов диаметром от 3 до 20 мм, заполненных халькопиритом, сфалеритом или баритом. Единая оболочка состоит из пористого агрегата сфалерита с примесью вкрапленного марказита, зернистого и сноповидного барита, колломорфного пирита, цементированных опалом. В оболочке сохраняются включения атоллаговых агрегатов колломорфного пирита, напоминающие сульфидизированные оболочки мелких трубчатых червей. В обособлениях марказита присутствуют радиоактивные дворики. Выделяются несколько разновидностей трубок, незначительно отличающихся полнотой проявления зон и подзон, а также общими вариациями содержания барита, халькопирита, сфалерита, колломорфного и эвгедрального пирита.

Наиболее типичными являются *пирит-барит-халькопирит-сфалеритовые трубки* (обр. 4582-3ас). Обобщенная схема минералогической зональности включает три главных зоны (А, В, С), которые могут подразделяться на 2–3 подзоны. Объектом изучения является фрагмент трубки, содержащий все основные ее части — собственную оболочку (мощностью до 1 см) и запечатанный канал (зоны В, С) диаметром 2 см (рис. 3.7.1а).

Зона А. Внешняя оболочка типичной многоканальной трубы сложена баритом и марказитом (рис. 3.7.1б, в). Первичная оболочка одной из сросшихся трубок подчеркивается тонким прерывистым слоем глобулярного и почковидного колломорфного пирита (подзона А1), цементированного крупнозернистым эвгедральным баритом (рис. 3.7.1г). В некоторых трубках часть

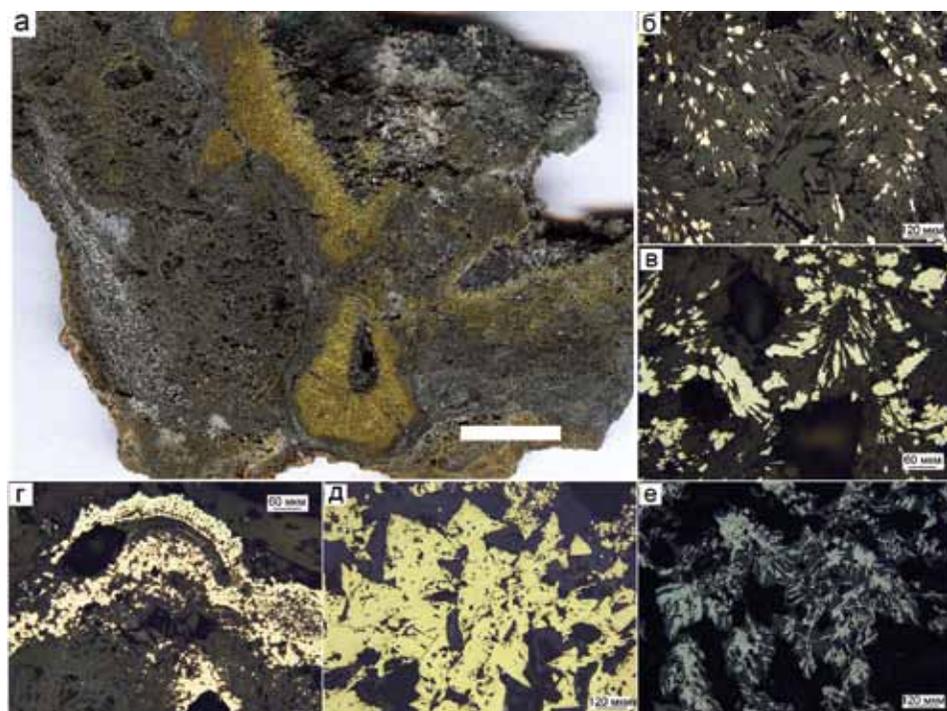


Рис. 3.7.1. Пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба, гидротермальное поле Менез Гвен, обр. 4582-Зас: а — внешний вид трубы с зонами: А — баритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — сфалеритовый канал; б — сноповидные выделения барита оболочки с мелкими выделениями пирита (подзона А); в — выделения марказитового состава в барите оболочки (подзона А); г — фрагменты почковидных агрегатов пирита (подзона А); д — крупные кристаллы халькопирита стенки, резко контактирующие с каналом (подзона В); е — игольчатые выделения сфалерита с кварцевым (?) окаймлением, расположенные вдоль канала (подзона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

колломорфного пирита замещена вторичным халькопиритом, реже борнитом и ковеллином. В сфалерите подзона А2 встречается тонкая вкрапленность теннантита и борнита. Во внутренней части оболочки (подзона А3) появляются мелкие кристаллики эвгедрального пирита. Дисульфиды железа наблюдаются гораздо реже, чем в сульфидных трубах типичных черных курильщиков. Псевдоморфозы пирита или марказита по кристаллам пирротина отсутствуют. Колломорфный пирит содержит Zn (1–3 мас. %), Ва (5 мас. %), Рb (0.6 мас. %), Ag (до 212 г/т), Au (до 1.2 г/т). Содержания Mn, Тl, As уменьшаются по направлению к внутренним частям трубки (2361–751 г/т; 668–166 г/т; 2205–120 г/т, соответственно) по мере нарастания кристалличности пирита. Обращают на себя внимание крайне высокие содержания Мо (1028 г/т), U (23 г/т) и V (20 г/т) — типичных представителей элементов гидрогенной ассоциации. Сфалерит содержит характерные для него Pb, Sn, As, Mo. Необычными для сфалерита черных курильщиков СОХ являются высокие концентрации Sb (до 690 г/т) (рис. 3.7.2, табл. 3.7.1).

Зона В. В том случае, когда мощность халькопиритового слоя превышает 5 мм, как и в трубах других типов черных и серых курильщиков, выделяются три подзоны: В1 — мелкозернистая пористая пирит-халькопиритовая, иногда с обильным псевдоморфным борнитом и ковеллином, редкими включениями эвгедральных кристаллов пирита; В2 — крупнозернистая халькопиритовая, лишенная каких-либо включений и, наконец, В3 — друзовая сфалерит-халькопиритовая, иногда с борнитом в интерстициях. В борните наблюдаются решетчатые срастания ламелл халькопирита (рис. 3.7.1д). Изокубанит, характерный для типичных черных курильщиков, отсутствует.

Халькопирит отличается максимальными содержаниями Se (до 770 г/т) при низких содержаниях Те (до 8 г/т) и Sn (до 2 г/т). При этом внешняя часть халькопиритовой крустификации обогащена (г/т): Bi (0.82), Au (2), Мо (953) и Со (69). Элементы гидрогенной группы (V, W) иногда присутствуют в халькопирите в максимальных количествах (116 г/т и 0.30 г/т, соответственно) (см. табл. 3.7.1).

Таблица 3.7.1
Химический состав минералов пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы, гидротермальное поле Менез Гвен, обр. 4582-Зас. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py-1	A1	4	4.51	2.84	2.54	1790	43.6	27.6	6.34	0.36	0.74	1272	4.43	115
		σ	1.70	2.12	1.86	438	2.12	16.4	2.92	0.14	0.55	894	2.43	69.2
Py1-2	A2	8	6.94	22.2	3.98	1118	42.9	68.1	7.09	0.80	2.13	557	24.6	1064
		σ	3.81	50.4	6.27	496	2.19	108	10.0	1.27	1.39	461	30.4	2337
Chp	B	13	25.6	17.3	0.68	15.5	28.3	15.3	0.54	36.0	0.65	26.4	439	172
		σ	63.0	34.3	1.12	34.6	3.81	21.5	0.85	3.25	0.89	41.8	230	304
Sph	A2	6	2.90	0.59	0.39	119	1.78	25.7	0.10	1.06	63.6	242	10.2	216
		σ	0.53	0.41	0.17	57.3	1.44	13.1	0.12	0.59	2.08	88.0	14.2	97.6
Sph	C	7	6.06	0.45	0.48	80.6	0.79	24.7	0.21	1.09	64.5	638	20.3	267
		σ	8.82	0.56	0.57	19.1	0.19	4.92	0.42	0.98	1.07	422	5.41	103
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py-1	A1	4	185	17.0	0.21	8.38	0.57	12599	0.22	0.62	497	1257	0.0	0.681
		σ	117	15.8	0.13	10.6	0.87	22513	0.21	0.56	135	711	0.0	0.592
Py1-2	A2	8	189	28.1	0.50	86.2	0.20	17.3	0.13	1.07	161	2771	0.0	3.432
		σ	114	25.8	0.25	100	0.26	27.1	0.12	0.75	110	1851	0.0	8.188
Chp	B	13	195	61.4	1.96	29	1.06	1.73	0.07	0.48	1.7	98.1	0.1	0.096
		σ	100	81.3	1.32	39	2.16	2.04	0.08	0.66	3.1	121	0.2	0.278
Sph	A2	6	94.3	2291	0.73	437	0.18	4.13	0.03	0.67	1.5	1366	0.0	0.091
		σ	63.2	979	0.30	138	0.16	5.46	0.01	0.98	3.3	1057	0.0	0.089
Sph	C	7	176	2523	0.73	404	0.33	57.9	0.15	0.31	0.1	1785	0.0	0.027
		σ	168	1083	0.16	136	0.41	148	0.11	0.14	0.1	569	0.0	0.041

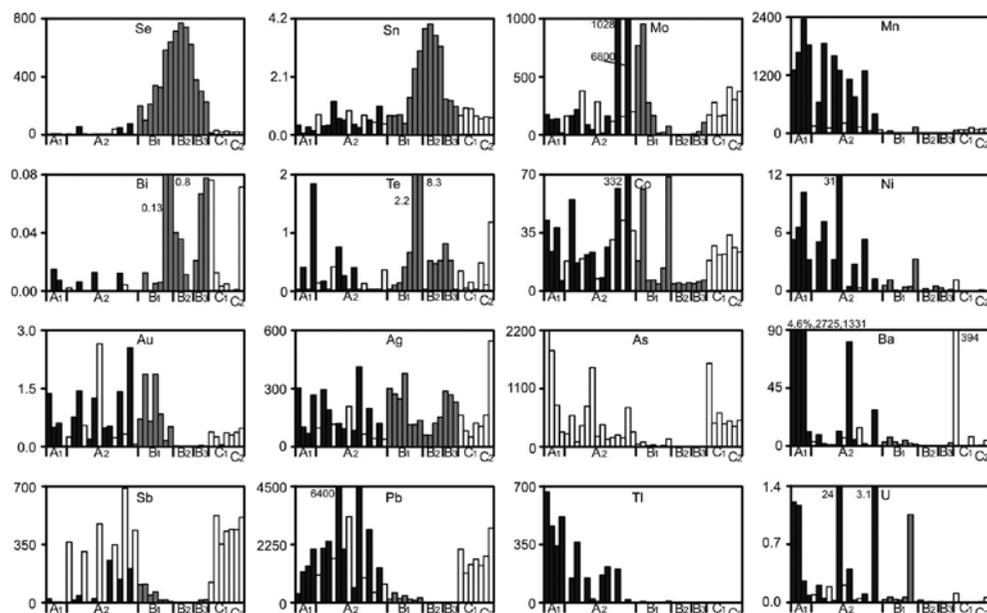


Рис. 3.7.2. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Гидротермальное поле Менез Гвен, обр. 4582-6-Зас. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Зона С. Субгедральные кристаллы вюртцита образуют эпитаксиальные нарастания на вершины кристаллов халькопирита. В кристаллах вюртцита присутствует тонкая вкрапленность халькопирита. Здесь же иногда встречаются субгедральные кристаллы пирита. Вюртцит иногда представлен двумя разновидностями: игольчатыми зернами, собранными в древовидные агрегаты, и округлыми почковидными выделениями (рис. 3.7.1е). Отдельные кристаллы вюртцита сцементированы зернистыми агрегатами эвгедральных и субгедральных кристаллов барита или покрыты почковидным опалом. Количество барита возрастает по направлению к осевым частям каналов труб. В некоторых трубах барит отсутствует и осевые каналы трубок остаются полыми.

Спектр элементов в канале и оболочке трубок почти совпадает (Sb, Pb, Sn, As, Mo и W). Однако концентрация As и W в вюртците канала трубы выше, чем в сфалерите, встречающемся в оболочке. Содержания Co стабильны и не превышают десятков г/т.

Идеальная геохимическая зональность (рис. 3.7.2) отчетливо выявляется при подсчете коэффициентов концентрации в каждом сульфиде относительно среднего содержания по нескольким трубкам (табл. 3.7.2). Колломорфный пирит, образующий оболочки трубок, как обычно концентрирует элементы-примеси низкотемпературной (Mn, Tl, Ag, Ni, Pb, Ba) и гидрогенной (U, V, W, Mo) ассоциаций. По мере раскристаллизации колломорфного пирита в нем немного уменьшается количество этих элементов при возрастании роли Se, характеризующего

Таблица 3.7.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы, гидротермальное поле Менез Гвен, обр. 4582-Зас

Минерал	Зоны	n	ЛКК												
			Ba	Tl	Mn	As	Ni	W	Fe*	Cr	Ag	Au	Te	Pb	W
Py-1	A1	4	9.6	5.9	4.0	3.1	2.7	2.1	1.8	1.8	1.1	1.0	1.0	1.0	
Py1-2	A2	8	U	Ni	Mo	Cr	Mn	Co	Pb	V	Tl	Fe*	Au	As	W
Chp	B	14	4.1	3.0	2.9	2.8	2.5	2.2	2.2	2.0	1.9	1.8	1.7	1.4	1.2
Sph	A2	6	2.7	2.6	2.3	2.0	1.9	1.8	1.5	1.2	1.1				
Sph	C	7	2.9	2.7	2.6	2.0	1.1	1.1							
			3.0	2.9	2.4	1.7	1.6	1.4	1.4	1.0					

Примечание. Py — пирит, Chp — халькопирит, Sph — сфалерит.

высокотемпературные ассоциации. Основное количество элементов-примесей концентрируется в пористом мелкозернистом халькопирите подзоны B1 по сравнению с крупнозернистым халькопиритом подзоны B2. Мелкозернистому халькопириту свойственны аномальные содержания элементов средне-низкотемпературной (Pb, As, Sb, Ag, Mn) и гидрогенной (U, V, W, Mo) ассоциаций. Высокие содержания Pb, As, Sb могут свидетельствовать о скрытом галенит-блекловорудном парагенезисе, широко представленном в баритовых фациях поля Менез-Гвен. В крупнозернистом халькопирите подзоны B2, лишенном большинства элементов-примесей, по сравнению с халькопиритом подзоны B1 и B3, возрастает количество Se, характерное для высокотемпературных разновидностей этого минерала [Hannington et al., 1999]. Вместе с тем содержание Se в халькопирите труб поля Менез Гвен умеренное, по сравнению с аномально высокими значениями этого элемента в высокотемпературном халькопирите некоторых черных курильщиков СОХ. Пористый сфалерит оболочки трубы и друзовидный вюртцит, заполняющий осевую часть канала, почти не отличаются друг от друга. Для сульфидов цинка характерны умеренно повышенные содержания Mn, Cd, Fe, Co — характерных элементов, изоморфно входящих в структуру. Кроме того, отмечаются высокие содержания Ag, Pb, As, Sb, очевидно, отражающие присутствие «невидимой» галенит-блекловорудной ассоциации, обогащенной серебром.

3.7.4. Второстепенные и редкие минералы. К второстепенным минералам могут быть отнесены теннантит, галенит и борнит, к редким — самородное золото [Леин и др., 2010]. По данным ЛА-ИСП-МС, на границе зон А и В может концентрироваться молибденит.

3.7.4. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути для барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (обр. 4582-3ас) вычислены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Bi+Te) + II(Se+Sn+Cu) + III(V+Mo+Co) — IV(Au+Ag) — V(Pb+Hg+Zn+Sb+Cd) — VI(U+Ni) + VII(Mn+Tl+Fe) — VIII(As+W) — Ва. Первая ассоциация скорее всего отражает присутствие в халькопирите невидимых теллуридов висмута. Вторая ассоциация принадлежит халькопириту. Третья ассоциация может свидетельствовать в пользу того, что кобальтсодержащий эвгедрачный пирит формировался в условиях взаимодействия с морской водой. Четвертая ассоциация связана с микровключениями самородного золота. Пятая ассоциация принадлежит сфалериту, шестая и седьмая — колломорфному пириту. Восьмая ассоциация показывает, что, вероятно, хотя бы часть As имеет гидрогенное происхождение.

3.7.5. Генетические особенности. Гидротермальное поле Менез Гвен занимает особую позицию по сравнению со многими другими гидротермальными полями СОХ. Оно так же, как и поля Лаки Страйк, горы Осевой и Галапагосского центра, находится под влиянием горячей точки. Гидротермальное поле Менез Гвен приурочено к внутриосевому кальдероподобному грабену вулкана центрального типа, осложняющего строение рифта. смена трещинного вулканизма вулканизмом центрального типа может свидетельствовать о более глубоком залегании рудогенерирующего магматического очага. Другая особенность поля Менез Гвен — залегание на малых глубинах, по сравнению с другими гидротермальными полями СОХ.

Это увеличивает вероятность фазовой сепарации гидротермальных флюидов, а значит, влияет на их состав и, в конечном итоге, на состав гидротермальных построек [Богданов и др., 2006б]. Данные по составу гидротермальных флюидов существенно отличаются от данных, известных для других более глубоководных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта [Douville et al., 2002]. Измеренные максимальные температуры гидротермальных растворов, выходящих на поверхность дна, близки к температурам кипения воды на указанных глубинах: 271–284°C (измеренная температура) и 305°C (точка кипения). Величина рН гидротермальных растворов равна 4.2–4.5. Многие отмеченные выше особенности химического состава гидротермальных растворов поля Лаки Страйк (по сравнению с более глубоководными гидротермальными полями) еще в большей степени характерны и для гидротермальных растворов поля Менез Гвен [Богданов и др., 2006б].

Охарактеризованные трубы по отдельным элементам зональности напоминают трубы черных курильщиков. Однако в большинстве случаев они отличаются от современных черных курильщиков, развитых на базальтовом основании СОХ незначительным развитием или отсутствием колломорфного пирита и марказита, отсутствием псевдоморфоз пирита и марказита по кристаллам пирротина и обилием барита. Место изокубанита в этих трубах

Таблица 3.7.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту курильщиков поля Менез Гвен относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Au	Sb	Tl	Ba	Mo	Cd	V	Pb	Ag	W	Zn
Черные	18	15	9.45	8.31	4.25	3.84	3.79	3.76	3.39	3.26	2.73
	U	Mn	Cu	Fe	As	Se	Co	Ni	Sn	Bi	Te
	1.28	1.10	1.09	0.90	0.71	0.35	0.23	0.07	0.06	0.05	0.04
Серые	Au	Cd	Tl	Ag	Zn	Ba	Co	Ni	Pb	Cu	Fe
	5.14	4.17	2.61	2.17	1.99	1.44	1.41	1.41	1.34	1.05	0.93
	U	Se	W	Sb	Mo	As	V	Sn	Mn	Te	Bi
	0.85	0.83	0.48	0.44	0.40	0.35	0.26	0.23	0.13	0.10	0.004

занимают решетчатые сростания ламелл халькопирита в борните. Эти трубы более напоминают барит-халькопирит-сфалеритовые курильщики Западно-Тихоокеанского островодужного кольца, нежели типичные черные курильщик базальтовых СОХ. Древние аналоги барит-халькопирит-сфалеритовых труб имеются на месторождениях колчеданосного района Хокуро (Япония), сформированного во внутридуговом трого [Масленникова, Масленников, 2007]. В отличие от труб из колчеданно-полиметаллических месторождений типа куроко, в сульфидных трубах поля Менез-Гвен не встречен тетраэдрит. Его место занимает теннантит, более характерный для черных (серых) курильщиков, ассоциирующих с риолит-базальтовыми формациями.

Результаты исследования позволяют воссоздать этапы формирования гидротермального поля Менез Гвен, начиная с высокотемпературной стадии (Cu–Se-ассоциация в рудокластах), сменившейся среднетемпературной (Zn–Cu–As-ассоциация в руде) и современной (Ba–SiO₂-ассоциация баритовых построек) стадиями [Леин и др., 2010].

По содержаниям Se, Te, Co и Sn халькопирит гидротермальных труб поля Менез Гвен попадает в поле серых курильщиков участков СОХ, осложненных горячими точками (см. рис. 3.4.3). По сравнению с халькопиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. данный халькопирит концентрирует Au, Sb, Tl и Ba (табл. 3.7.3), что является типичным для зрелых рудогенерирующих систем [Grichuk, 2012; Дифференциация ..., 2016].

Колломорфный пирит изученных труб поля Менез Гвен по соотношению Co/Ni >1 соответствует пириту как черных, так и серых курильщиков (см. рис. 3.1.19). В отличие от колломорфного пирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш. данный колломорфный пирит характеризуется высокими содержаниями Ba, Tl, Ag и Au, свидетельствующими в пользу зрелой рудогенерирующей гидротермальной системы (табл. 3.7.4).

Таблица 3.7.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту курильщиков поля Менез Гвен относительно колломорфного пирита курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Tl	Ag	Au	Mn	U	Pb	Sb	As	Cd	
Черные	88252	30	6.73	5.37	4.63	4.30	3.98	3.26	2.48	2.03	
	W	Zn	Mo	Cu	Ni	Co	Sn	V	Te	Se	Bi
	1.97	1.88	1.38	0.98	0.81	0.60	0.58	0.41	0.15	0.09	0
Серые	Ba	Cu	Ag	As	Sb	Au	Te	Sn	Mo	Pb	
	9761	16	14	13	10	9.24	7.75	4.23	4.09	3.76	
	Tl	Zn	Se	Co	Cd	V	U	W	Mn	Ni	Bi
	3.45	2.19	2.09	1.86	1.62	0.54	0.49	0.44	0.35	0.26	0

Таблица 3.7.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту курильщиков поля Менез Гвен относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Mo	Tl	Au	W	Sb	Pb	Cu	As	Ag	
Черные	151	105	52	10	6.33	5.14	3.25	2.29	2.00	1.54	
	U	Cd	Mn	Co	Ni	V	Sn	Fe	Te	Se	Bi
	1.40	1.21	1.10	1.06	0.99	0.50	0.44	0.40	0.26	0.18	0
Серые	Mo	U	Sb	Ba	W	Sn	As	Au	Cu	Pb	
	79	5.86	4.10	3.73	3.51	2.68	2.22	2.12	1.55	1.28	
	Ni	Tl	Mn	Cd	Te	Co	Ag	Fe	Se	V	Bi
	1.07	1.02	0.83	0.79	0.78	0.59	0.50	0.36	0.18	0.15	0

Сфалерит курильщиков поля Менез Гвен относится к низкожелезистой разновидности, которая обычно находится в парагенезисе теннатитом и борнитом. По соотношениям Co–Sn фигуративные точки данного сфалерита попадают в поля как черных, так и серых курильщиков (см. рис. 3.4.4). Сфалерит курильщиков поля Менез Гвен является носителем Ba, Mo, Tl, Au, W и ряда других элементов (табл. 3.7.5), свидетельствующих о высокой зрелости рудогенерирующей системы [Дифференциация ..., 2016].

Таким образом, барит-сульфидные трубы Менез-Гвен характеризуются повышенными содержаниями Ba, Tl, Au, Pb, Ag, As, Sb и Mo, в отличие от большинства черных курильщиков COX. По данным рентгеноспектрально-микронзондового анализа, содержания Au в отдельных точках достигали 1.37–1.88 мас. % в халькопирите и сфалерите. Предполагается, что это золото присутствует в виде нановключений [Сяоли Ли, 2010]. Такой набор элементов свойственен черным (серым) и белым курильщикам древних и современных островодужных систем. Однако характерная особенность халькопирита изученных труб — высокие содержания Se при низких концентрациях Te, что несвойственна курильщикам, сформированным в островодужных обстановках и типичных COX [Maslennikov et al., 2013]. Такое соотношение характерно для халькопирита черных (серых) курильщиков, формирующихся над горячими точками (поля Лаки Страйк, Гора Осевая, Галапагосский Центр). Оно обеспечивается опережающим окислением H₂Te по сравнению с H₂Se [Maslennikov et al., 2017]. В халькопирите типичных черных курильщиков, сформированных из сильно восстановленных флюидов, содержится на порядок больше Te. Появление аномальных содержаний барита может быть связано с высокой зрелостью рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системы, достигшей стадии разложения полевых шпатов как основных носителей Pb и Ba. Возможно, процесс «созревания» ускорялся появлением SO₂ в связи с фазовой сепарацией гидротермальных флюидов или магматической поставкой этого газа [Melekestseva et al., 2014]. Другая причина нарастания количества бария в рудах может быть связана с составом базальтов, которые относятся к E-MORB, отличающемуся от обычных N-MORB высокими содержаниями этого элемента [Langmuir et al., 1997].

Минералого-геохимические особенности курильщиков САХ связаны с условиями медленного спрединга, по сравнению с ВТП, зависят от состава вмещающих пород, зрелости гидротермальных систем и определяются локальными вариациями физико-химических условий минералобразования. Черные курильщики, формирующиеся на ультрамафитах, несут специфическую Co–Ni сульфидную, реже арсенидную и еще реже теллуридную минерализацию в ассоциации самородным золотом. На ранней стадии формируются трубы белых курильщиков, обогащенные как ангидритом, так и халькопиритом. В более зрелых трубах ангидрит исчезает, и его место занимают дигенит и борнит с вкрапленниками магнетита. Судя по повышенным содержаниям Se, как те, так и другие характеризуются высокими температурами гидротермальных флюидов. Процесс формирования большинства курильщиков завершается низкотемпературной стадией шпилевидных диффузеров или бесцветных курильщиков, обогащенных сфалеритом, пирротинном, пиритом и изокубанитом. Обычно, бесцветные курильщики содержат мало халькопирита. Однако на поле

Мир нами охарактеризованы необычные золотосодержащие бесцветные курильщики, в которых доминирует халькопирит. Они характеризуются низкими содержаниями Se, при аномально высоких содержаниях Sn. Среди курильщиков, сформированных на базальтах рифтовых долин выделяются как черные, так и бесцветные курильщики и диффузеры. Черные курильщики базальтовой ассоциации содержат больше пирита, чем курильщики, сформированные на ультрамафитах. Широко распространены диффузеры, завершившие формирование курильщиков. Следует заметить, что диффузеры исходно могут быть как черными, так и бесцветными курильщиками. На участках горячих точек на базальтах локализуются как черные, так и серые курильщики. Серые курильщики поля Менез Гвен обогащены баритом, теннантитом, самородным золотом и борнитом, содержат гораздо больше Se, чем Te, по сравнению с типичными черными курильщиками. По сравнению с ВТП, в САХ доминируют более зрелые гидротермальные системы, курильщики которых содержат больше Ba, Bi, Au и Tl.

ГЛАВА 4

Раннекайнозойские курильщики колчеданных месторождений западной островодужной системы Тихого океана

Известно более двухсот месторождений, которые располагаются вдоль Японской островной дуги в виде узкой зоны, называемой поясом Куроко. В пределах одного рудного района 10–15 месторождений, находящихся на близком расстоянии друг от друга, образуют узел Куроко. Наиболее важной в экономическом и геологическом отношении является провинция (рудный район) Хокуроко на острове Хонсю, месторождения которой подразделены на 4 подтипа: существенно медные (Мацумайн и Шаканай), медно-цинковые (Косака Учинотай и Ханаока), цинковые (Фуказава, Косака Мотояма и Эзури, Ханава) и золотосодержащие (Нурукава) (рис. 4.1).

Колчеданные месторождения района Хокуроко являются типичными представителями месторождений куроко типа, сформированных в обстановке зрелых островных дуг. Характерная черта месторождений этого рудно-

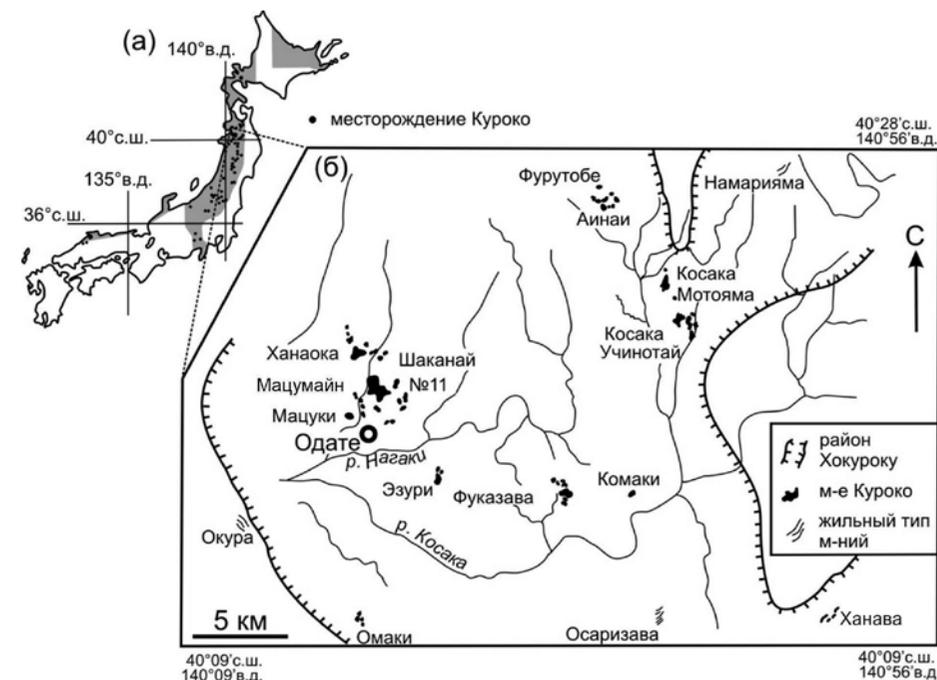


Рис. 4.1. Положение месторождений куроко типа в Японии (а) и в районе «зеленых туфов» (б) по [Ogawa et al., 2007].

формационного типа — присутствие сплошных халькопиритовых, сфалеритовых, борнитовых, баритовых и ангидритовых руд [Мацукума, Хорикоси, 1973]. С месторождениями куроко типа весьма сходны месторождения понтийского и баймакского типов, где широко представлены халькопиритовые, сфалеритовые и борнитовые разновидности сплошных колчеданных руд. Здесь гораздо реже, чем в уральском типе колчеданных месторождений, встречаются пиритовые руды, особенно их колломорфные разновидности. Находки пирротиновых руд и псевдоморфоз пирита по эвгедральному пирротину на месторождениях этих типов не известны. В отличие от месторождений уральского типа в подрудной толще этих месторождений широко представлена вкрапленная и штокверковая минерализация, имеющая промышленное значение. В основаниях энсиалических островных дуг, вмещающих месторождения куроко типа, залегает континентальная кора.

Месторождения района Хокуроко залегают в бимодальном известково-щелочном базальт-андезит-дацит-риолитовом комплексе гигантской кальдеры миоценового возраста (рис. 4.2). В комплексе доминируют риолиты, дациты и андезиты (77 %) формации Нисикуросава, нижняя часть разреза которой сложена шаровыми лавами основного состава и аргиллитами. Ру-

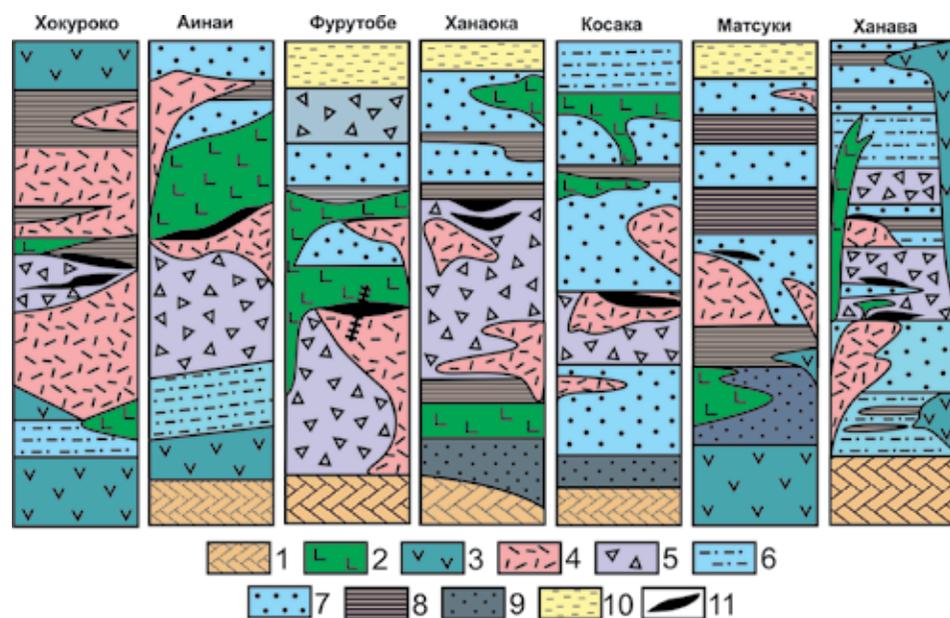


Рис. 4.2. Позиция колчеданных месторождений в геологических разрезах района Хокуроко: 1 — филлиты, кварциты и сланцы палеозойского фундамента; 2 — базальтоиды нерасчлененные; 3 — андезиты и андезибазальты нерасчлененные; 4 — дациты и риолиты; 5 — вулканические брекчии; 6 — лапиллиевые «туфы»; 7 — пемзовые «туфы»; 8 — алевролиты и аргиллиты; 9 — песчаники с прослоями конгломератов; 10 — четвертичные отложения; 11 — колчеданные руды (составлено по [Ishikawa, Yanagisawa, 1974; Tanaka et al., 1974; Takahashi, Suga, 1974; Ohtagaki et al., 1974; Oshima et al., 1974; Sato et al., 1974; Sato, 1974]).

довмещающие кислые вулканы представлены автобрекчированными лавами дацитов и куполами «белых риолитов». Большинство рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов сложено гиалокластическими тефроидами андезидацитового состава с прослоями яшм. Непосредственно в надрудной толще, перекрывающей верхние рудоконтролирующие горизонты, преобладают углеродистые аргиллиты [Мацукума, Хорикоси, 1973].

В районе Хокуроко насчитывается более 15 месторождений с добытыми и оставшимися ресурсами руд около 84 млн т при средних содержаниях Cu 2.11 %, Zn 4.26 % и Pb 1.1 %. Повышенные содержания свинца отличают эти месторождения от многих колчеданных месторождений баймакского типа, которые распространены на Урале.

Месторождения района Хокуроко относятся к стратифицированным колчеданно-полиметаллическим месторождениям, которые сформировались в среднем миоцене в субмаринной обстановке. Рудные залежи имеют пластообразную или линзовидную форму и залегают согласно со слоистостью вмещающих пород, которые представлены гиалокластитами, лавокласитами, лавами, субвулканическими и экструзивными телами риолито-дацитов. Обогащенные золотом черные (барит-сфалеритовые) руды находятся стратиграфически выше бедных высокотемпературных желтых (халькопирит-пиритовых) руд и штокверковой сульфидной минерализации.

Многочисленные находки «трубоподобных» («pipe-like») структур в разных частях месторождений Куроко нередко принимали за каналы (conduits) или даже псевдоморфозы по веткам деревьев [Hirabayashi, 1911; Kinoshita, 1944]. Гидротермальные каналы, иногда встречающиеся в колчеданных рудах, в прежние времена называли «глаза тигра» [Solomon et al., 2004]. Однако еще в 1979 г. С. Скотт распознал курильщики среди небольших фрагментов колчеданно-полиметаллических труб из японских месторождений [Scott, 1981].

4.1. Мацумайн и Мацуки

4.1.1. Геологическая позиция. Эти месторождения так же, как и другие месторождения района Хокуроко, локализованы в кислых вулканитах формации Нисикуросава, нижняя часть разреза которой сложена шаровыми лавами основного состава и аргиллитами в пределах рудного поля Ханаока (см. рис. 4.1 и 4.2). Рудовмещающие кислые вулканы в основном представлены автобрекчированными лавами дацитов и куполами «белых риолитов». На месторождении Мацумайн рудные тела залегают на двух стратиграфических уровнях [Geology of Kuroko deposits, 1974].

4.1.2. Строение и состав сульфидных построек. Колчеданные залежи на месторождениях Мацумайн и Мацуки, так же, как и других месторождений рудного поля Ханаока, представлены холмообразными постройками, окруженными шлейфами рудокластического материала.

На ряде месторождений распространены рудокластические линзо- и пластообразные залежи. Отношение длины залежей к мощности варьирует от 5.5 до 6 (месторождение Мацумайн) [Solomon et al., 2004]. В типовой холмообразной рудной залежи снизу вверх выделяются типы руд — серые («кейко») кремнисто-пиритовые, желтые («око») халькопирит-пиритовые и черные «куроко», преимущественно галенит-барит-сфалеритовые. Руды куроко нередко перекрываются баритовыми телами. Кремнисто-пиритовые и халькопирит-пиритовые руды сформировались в результате гидротермальной «очистки» и перекристаллизации первичных черных гидротермально-осадочных руд в рудоподводящей зоне [Матцукума, Хорикоси, 1973; Eldridge, Barton, 1983]. Для пластовых рудных тел характерно обломочное строение, градиционная слоистость, плосчатые текстуры, текстуры оползания, иногда косой слоистости.

Продукты полного субмаринного окисления сульфидов представлены «ожелезненными роговиками», состоящими из криптокристаллического кварца и тонкодисперсного гематита. Маложелезистые радиоляриевые гематит-кварцевые породы (яшмы) служат поисковым признаком при локальном прогнозировании рудных тел. С. Скотт считает их эксгалитами, связанными с колчеданообразованием [Kalogeropoulos, Scott, 1983].

4.1.3. Минеральная и химическая зональность труб. Пирит-халькопиритовая труба (обр. ММ-19г), обнаруженная на месторождении Мацумайн, имеет округлую форму с зональным строением и с явным развитием одной из стенок (рис. 4.1.1а). Наиболее распространенным сульфидным минералом является халькопирит, который встречается во всех зонах трубы.

Зона А является наиболее слабо сохранившейся. Внешняя часть трубы (подзона А1) обнаружена в виде отдельных фрагментов колломорфного пирита — агрегатов с зональным строением, центральная часть которых выполнена халькопиритом и более мелкими включениями борнита (рис. 4.1.1б). Изредка борнит окаймляет округлые агрегаты пирита. Эти фрагменты наблюдаются в слое с халькопиритовым матриксом, который цементирует ан- и эвгедральные кристаллы пирита и мелкие включения борнита (подзона А3?) (рис. 4.1.1в).

Колломорфный пирит подзоны А1 характеризуется повышенными содержаниями (г/т): As (до 4870), Au (до 3.3), Mn (до 1081), Mo (до 145), Tl (до 990), Pb (до 3275), Bi (до 166) при минимальных содержаниях Co (до 0.59). Содержание элементов-примесей в эвгедральном пирите оболочки на 1–2 порядка ниже. Можно лишь отметить значимые содержания Mo (до 28 г/т) и Au (до 0.7 г/т) (табл. 4.1.1).

Борнит оболочки, как и колломорфный пирит, отличается обогащением элементами-примесями, но состав их несколько иной (г/т): Ag (до 964), Bi (до 1345), Pb (до 3606), Sb (до 886), U (до 0.19 г/т) (см. табл. 4.1.1).

Сфалерит оболочки, в отличие от халькопирита, концентрирует некоторые рассеянные элементы (г/т): V (до 16), As (до 282), Sb (до 237) и W (до 6) (см. табл. 4.1.1).

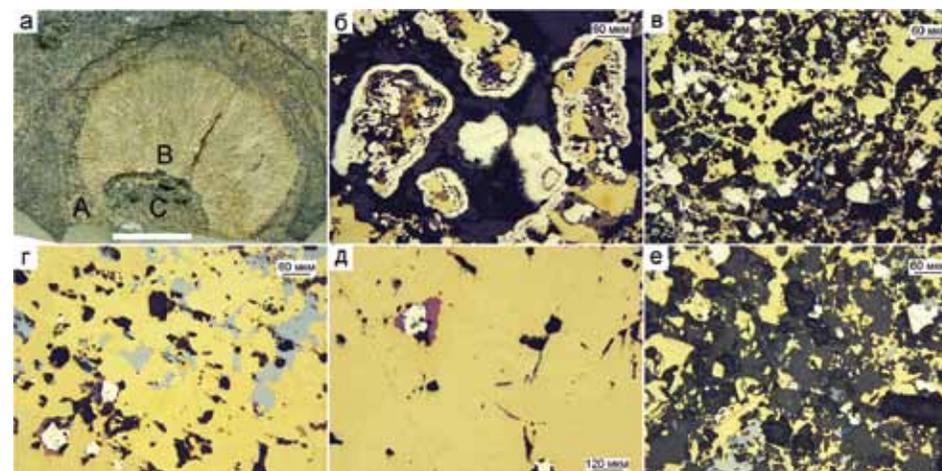


Рис. 4.1.1. Пирит-халькопиритовая труба из месторождения Мацумайн, обр. ММ-19г: а — внешний вид трубы с зонами: А — псевдоморфная халькопиритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — халькопирит-пиритовый канал; б — фрагменты оболочки в виде почковидных агрегатов колломорфного пирита, замещенного халькопиритом, а затем — борнитом (подзона А1); в — ангедральные кристаллы пирита внутренней части оболочки на халькопиритовом матриксе с мелкими включениями борнита и теннантита (подзона А3); г — наружная часть халькопиритовой стенки с кубическими кристаллами пирита и выделениями галенита (подзона В1); д — основная, чистая от примесей, халькопиритовая крустификация стенки, с редкими кристаллами пирита и борнита (подзона В2); е — совместное присутствие кристаллов халькопирита с пиритом, теннантитом и, в меньшей степени, борнитом (подзона В3). а — поляризованный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Зона В. Халькопиритовая стенка очень мощная с хорошо развитой наружной и центральной частями (подзоны В1 и В2 соответственно) (см. рис. 4.1.1а). В подзоне В1 часто встречаются включения галенита и ангедральные кристаллы пирита (рис. 4.1.1г). Подзона В2 представлена сплошным халькопиритом, изредка наблюдаются зерна пирита и борнита (рис. 4.1.1д).

Эвгедральные пирит содержит немного больше Se (до 4 г/т) и Ba (до 411 г/т) по сравнению с колломорфным пиритом подзоны А1. Содержания остальных элементов в нем гораздо ниже, чем в колломорфном пирите. Исключение составляет единичный кристалл эвгедрального пирита, ассоциирующий в подзоне В1 с теллурсодержащим теннантитом: содержит чуть больше Te (4.5 г/т), чем колломорфный пирит (см. табл. 4.1.1).

В халькопирите подзоны В1 наблюдаются лишь «всплески» содержания W (до 9.4 г/т). В подзоне В2 содержания элементов высокотемпературной ассоциации возрастают (Se до 12 г/т и Sn до 11 г/т) (см. табл. 4.1.1). В подзоне В3 халькопирит, как и в подзоне А3 (см. рис. 4.1.1в), встречается совместно с ангедральными кристаллами пирита и включениями теннантита, в меньшей степени борнита (рис. 4.1.1е). Сфалерит присутствует только в виде разрозненных включений. По внешнему виду канал и подзона А3 очень похожи (см. рис. 4.1.1в и 4.1.1е), однако халькопирит имеет разный

Таблица 4.1.1

Химический состав минералов пирит-халькопиритовой трубы,
месторождение Мацумайн, обр. ММ-19г.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	4	1.4	647	45.75	0.28	28	0.77	0.13	3280	1.2	113	140
		σ	0.3	299	0.5	0.24	19	0.54	0.08	1078	0.8	25	73
Bo	A3	4	2.5	11	12.88	0.11	0.93	59.8	1.51	239	2.9	3.1	712
		σ	4.0	6.4	2.06	0.04	0.73	2.76	0.63	423	1.1	2.3	258
Sph	A3	2	14.3	82	0.82	0.03	0.31	1.76	62.50	272	5.4	13.3	110
Chp	A3	3	0.5	5.7	31.33	0.01	0.06	33.84	0	4.2	5.4	0.1	3.5
		σ	0.7	9.2	1.04	0.02	0.06	0.97	0	4.0	1.9	0.1	3.1
Py2-3	A3	4	1.0	0.5	46.5	0.03	6.46	0.21	0.09	18	1.5	16.0	26
		σ	0.9	0.6	0	0.01	2.54	0.35	0.17	12	0.9	11.7	36
Chp	B1	7	2.1	5.8	31.29	0.02	0.12	34.38	0	36	7.3	1.5	10
		σ	3.8	5.4	0.57	0.02	0.1	0.49	0	47	3.7	1.3	6.9
Bo	B1	1	1.5	0.9	12.5	0.06	0.02	63.12	0	8.5	9.8	4.3	379
Py3	B1	5	1.0	0.2	46.5	0.02	3.84	0.22	0.02	176	2.7	4.6	10
		σ	0.9	0.1	0	0.03	2.57	0.18	0.02	242	1.5	5.2	11
Chp	B2	7	1.4	0.8	30.5	0.01	0.06	34.55	0	22	9.2	3.6	5.4
		σ	2.0	0.9	0.29	0.02	0.07	0.72	0.01	54	2.6	4.9	5.9
Sph	B2	1	4.7	90	0.05	0.02	0.02	0.13	67.5	33	6.1	0.1	13
Chp	B3	6	1.5	7.3	29.83	0.01	0.11	34.65	0.14	1949	5.4	4.8	25
		σ	2.0	9	1.44	0.01	0.11	0.55	0.23	3130	4.3	6.6	40
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	4	1.6	0.4	9.0	0.52	3.70	0.36	2.75	741	1641	105	0.039
		σ	1.4	0.2	5.3	0.41	3.66	0.25	0.93	198	1110	54	0.025
Bo	A3	4	26	0.4	289	0.26	2.54	1.10	0.02	30	1448	1248	0.084
		σ	23	0.5	403	0.05	2.52	1.27	0.02	59	1636	83	0.075
Sph	A3	2	2489	1.3	199	1.02	1.34	5.42	0.24	1.85	17621	147	0.013
Chp	A3	3	0.02	1.6	0.8	0.20	0.03	0.01	0.01	0.25	10.7	2.3	0.003
		σ	0.01	1.5	1.00	0.26	0.05	0.01	0.01	0.33	15.0	3.3	0.004
Py2-3	A3	4	4.55	0.2	0.98	0.07	14.68	2.08	0.31	0.61	27.8	8.0	0.008
		σ	8.22	0.1	0.8	0.07	17.34	1.99	0.28	0.32	3.5	7.3	0.006
Chp	B1	7	0.25	3.6	13.0	0.17	0.46	1.73	0.15	0.80	45.7	8.5	0.001
		σ	0.35	3.9	19.0	0.25	0.56	3.49	0.14	0.66	32.0	7.1	0.001
Bo	B1	1	0.07	22	1.3	0.31	0.00	0.03	0.03	0.24	233	2664	0.001

Продолжение таблицы 4.1.1

Py3	B1	5	1.55	1.0	70.2	1.22	109.23	0.37	0.22	0.16	37.9	123	0.004
		σ	2.22	0.6	125.9	1.89	176.50	0.29	0.23	0.10	17.0	176	0.006
Chp	B2	7	0.61	4.8	34.3	0.56	0.01	0.04	0.09	0.30	13.1	24	0.003
		σ	1.26	3.6	87.5	1.04	0.02	0.09	0.08	0.13	14.9	37	0.003
Sph	B2	1	2445	0.1	73.3	0.07	0.00	3.39	0.06	0.09	16.9	27	0.001
Chp	B3	6	22	1.6	1237	2.10	1.86	0.53	0.06	0.72	2870	371	0.010
		σ	37	1.5	2114	3.28	4.01	0.47	0.06	0.59	6946	596	0.021

Примечание. Здесь и далее в таблицах к главе 4. n — количество анализов, σ — стандартное отклонение. Условные обозначения минералов: пирит: Py1 — колломорфный, Py2 — ан- и суб-гедральный, Py3 — эвгедральный, Py_{ps} — псевдоморфный; халькопирит: Chp — гидротер-мальный, Chp_{ps} — псевдоморфный; Bo — борнит; Sph — сфалерит; Tn — теннантит.

генезис: гидротермальный (в виде кристаллов) и псевдоморфный (разви- вался по сфалериту?). В халькопирите этой части трубы наблюдаются «под- скоки» концентраций As (4203 и 7356 г/т), Bi (761 и 1423 г/т), Sb (2173 и 5177 г/т), Te (4 и 8 г/т) и Pb (до 1.7 мас. %) (см. табл. 4.1.1).

Анализ точечного ЛА-ИСП-МС профиля через стенку поперечного сечения трубы показывает закономерное распределение химических элементов, соот- ветствующее в целом предполагаемой температурной зональности трубы (рис. 4.1.2). В наружной наиболее низкотемпературной подзоне в колломорф-

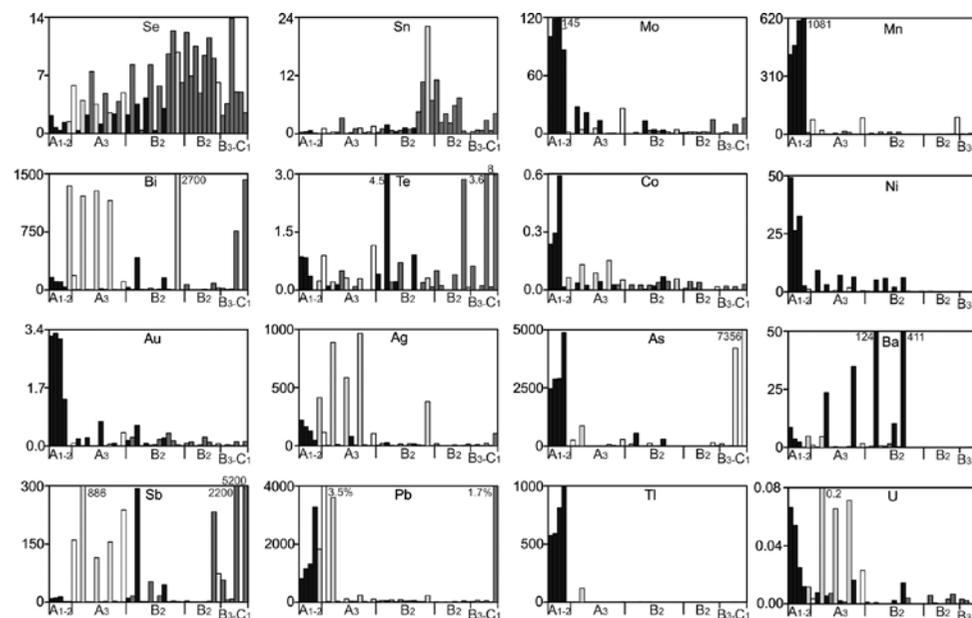


Рис. 4.1.2. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам пирит-халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Мацумайн, обр. ММ-19г.

ном пирите концентрируется большинство химических элементов низкотемпературной (Mn, Tl, Ni, As, Au), а также Mo, относящийся обычно к гидрогенной ассоциации. Другие элементы гидрогенной ассоциации (U, V, W) гораздо шире, чем Mo, рассеяны по сечению стенки трубы. Впрочем, для каждого из них характерна определенная специализация: в колломорфном пирите и борните оболочки трубы концентрируется U, а повышенные содержания V тяготеют к сфалериту, нежели к халькопириту. Весьма странным выглядит поведение Ba, содержания которого в пирите возрастают от наружной к внутренним частям оболочки трубы. Элементы высокотемпературной ассоциации, такие как Se и Sn, традиционно занимают свое место в наиболее высокотемпературной подзоне B2. Однако содержания их на 3 порядка ниже, чем в халькопирите типичных современных черных курильщиков. Интересно, что вопреки ожиданиям, халькопирит обеднен Ag, которое сконцентрировалось лишь в борните. Нарастание содержаний As, Sb, Te, Bi в халькопирите подзоны B3 связано с микровключениями теннантит-тетраэдрита и виттихенита.

Количественная оценка по локальным коэффициентам концентрации подтверждает температурную природу выявленной геохимической зональности при активном участии океанской воды, насыщенной кислородом (табл. 4.1.2). Большинство химических элементов низкотемпературной и гидрогенной ассоциаций концентрируется в наружной части трубы, поверхность которой соприкасалась с океанской водой. Однако часть гидрогенных элементов (U, V, W) глубоко проникает во внутренние участки трубы. Несмотря на низкие абсолютные содержания Se и Sn, особенно

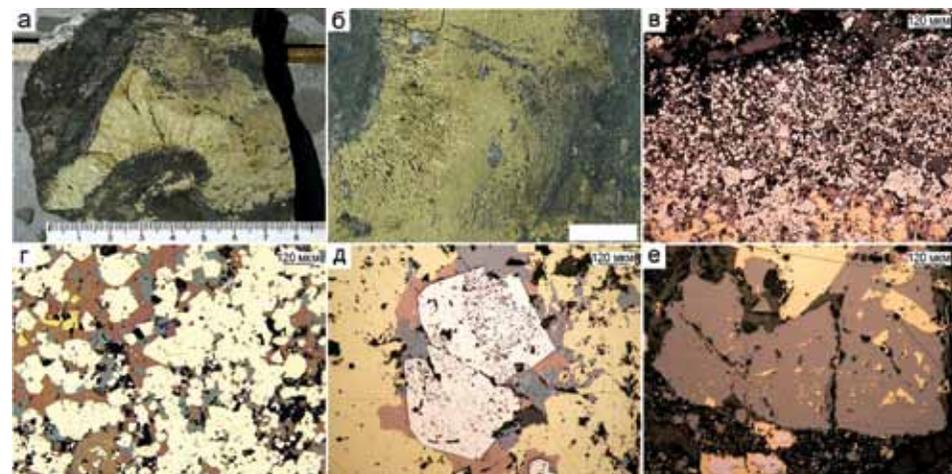


Рис. 4.1.3. Минеральная зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацумайн, обр. ZMM-VM-1: а — фрагмент трубы в рудных брекчиях; б — деталь фрагмента; в — пиритовая оболочка трубы (подзоны A2 и A3); г — агрегаты пирита, борнита, халькопирита и сфалерита (подзона B1); д — эвгедральные кристаллы пирита окружены сфалеритом и борнитом и содержат микровключения галенита и сфалерита (подзона B2); е — срастание кристаллов халькопирита и сфалерита (граница зон B и C). а-б — полированные образцы (масштаб линейки 1 см), в-е — отраженный свет.

Таблица 4.1.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацумайн, обр. MM-19г.

Зона	Минерал	n	ЛКК											
			Tl	Mn	Mo	Au	Ni	Cr	Co	As	U	Fe	Ag	Pb
A1	Py1	4	10.5	9.5	7.7	7.5	7.5	7.0	5.5	5.2	2.6	1.5	1.4	1.1
A3	Bo	4	Ag	U	Bi	Cu	Co	Sb	V	W				
A3	Sph	2	Cd	Zn	Pb	Hg	V	W	Te	Mn	Ag			
A3	Chp	3	Cu											
A3	Py2-3	4	W	Ni	Fe	Ti	Mo							
B1	Chp	7	W	Sn	Se	Cu	Fe							
B1	Bo	1	Bi	Sn	Ag	Cu	Ti	Se	Co					
B1	Py3	5	Ba	Te	Fe									
B2	Chp	7	Sn	Se	Cu	Ti								
B2	Sph	1	Zn	Cd	Hg	W	V	Mn	Se					
B3	Chp	6	Sb	As	Te	Pb	Bi	Cu						

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

убедительно выделяется высокотемпературная халькопиритовая зона. Присутствие U в краевых слоях также свидетельствует о взаимодействии халькопирита с океанской водой на начальной и заключительной стадиях роста высокотемпературной халькопиритовой кристификации.

Сфалерит-пирит-халькопиритовая труба (обр. ZMM-VM-1) сохранилась в виде обломка халькопиритовой стенки мощностью 3 см (рис. 4.1.3а, б). Основными сульфидными минералами являются халькопирит, пирит, сфалерит и борнит.

Зона А. Наружная часть оболочки трубы, которая, вероятно, содержала ангидрит, колломорфный пирит или барит, возможно, утрачена во время процессов разрушения. Условно к внутренней части оболочки трубы отнесены

Таблица 4.1.3

Химический состав минералов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацумайн, обр. ZMM-VM-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py3	A3B1	9	3.8	0.5	0.5	1.1	46.28	0.81	20.1	0.36	0.01	71	41	10
		σ	2.2	0.7	0.7	1.5	0.67	1.22	27.2	0.85	0.02	120	53	21
Bo	A3B1	5	14.2	1.8	0.8	10	14.34	0.30	0.06	58.82	0.28	2184	16	79
		σ	17.2	2.5	1.3	7.7	2.75	0.22	0.10	3.63	0.36	4855	5	136
Sph	A3B1	5	2.0	0.4	0.8	1186	0.94	0.03	0.03	1.10	64.70	0.3	21	20
		σ	2.4	0.5	1.0	69	0.80	0.04	0.03	0.95	2.19	0.4	19	39
Chp	B1-2	7	1.4	0.3	0.9	1.9	31.79	0.03	0.10	33.46	0.08	4.2	40	115
		σ	1.2	0.5	0.9	1.8	1.11	0.03	0.11	0.73	0.13	4.5	33	294
Py3	B1-2	6	2.2	2.9	0.1	1.2	46.50	0.78	72.6	0.30	0.01	11	12	26
		σ	0.9	5.8	0.2	1.0	0.00	0.58	76.3	0.44	0.01	23	8	38
Chp	B2	5	1.7	0.06	1.6	6.5	30.90	0.02	0.06	32.92	0.42	2.1	30	3.3
		σ	1.0	0.06	1.8	7.2	0.55	0.02	0.06	0.99	0.92	2.1	18	7.5
Chp	B3	9	2.5	0.03	0.8	0.3	30.50	0.01	0.08	33.10	0.06	0.7	89	0.1
		σ	1.6	0.03	1.0	0.5	0.00	0.01	0.11	0.40	0.09	0.7	29	0.1
Bo	B3	3	0.9	0.02	0.4	0.1	11.43	0.00	0.09	61.38	0.00	0.7	105	0.04
		σ	0.8	0.01	0.2	0.0	0.40	0.00	0.06	1.89	0.00	0.6	65	0.02
Sph	C	9	1.1	0.1	0.4	638	1.69	0.02	0.04	1.45	62.99	0.6	11	48
		σ	0.8	0.1	0.4	389	0.28	0.02	0.05	0.84	1.17	0.8	12	55
Минерал	Зона	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3	A3B1	9	54	0.7	0.2	14	15	2.6	0.18	0.18	0.40	52	18	0.081
		σ	97	0.9	0.4	27	22	3.5	0.30	0.12	1.09	58	22	0.116
Bo	A3B1	5	4934	48	0.4	1471	13	130	0.90	0.40	0.40	602	684	0.607
		σ	1155	84	0.4	3273	29	255	1.22	0.36	0.42	468	147	0.670
Sph	A3B1	5	95	3290	2.6	0.4	0.1	3.9	0.01	0.39	0.05	50	5.1	0.002
		σ	64	115	2.1	0.6	0.2	2.7	0.02	0.22	0.06	70	9.4	0.002
Chp	B1-2	7	27	4.5	2.6	2.1	0.6	24	0.02	0.11	0.13	266	34	0.004
		σ	18	6.8	1.3	4.1	1.3	61	0.05	0.11	0.19	548	85	0.004
Py3	B1-2	6	83	0.8	1.5	3.1	1.4	1.7	0.10	0.19	0.05	40	12	0.047
		σ	143	1.0	3.2	6.1	2.0	1.4	0.07	0.10	0.03	48	12	0.101
Chp	B2	5	16	24	4.6	0.4	0.2	0.1	0.04	0.07	0.05	14	1.0	0.006
		σ	10	54	1.7	0.4	0.4	0.3	0.05	0.05	0.04	10	0.7	0.011
Chp	B3	9	38	3.5	10	0.3	0.4	0.2	0.02	0.17	0.03	5.0	0.3	0.003
		σ	40	5.5	4	0.5	0.6	0.4	0.02	0.31	0.02	6.5	0.4	0.003
Bo	B3	3	5529	1.3	13	0.4	0.1	1.2	0.02	0.02	0.02	14148	575	0.003
		σ	1564	0.5	10	0.3	0.2	1.4	0.03	0.01	0.01	20669	60	0.004
Sph	C	9	68	4179	0.5	23	3.2	0.0	0.01	0.29	0.03	34	10	0.001
		σ	46	1082	1.0	51	3.1	0.0	0.02	0.18	0.05	32	17	0.000

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

агрегаты борнита, сфалерита и эвгедрального пирита. Количество пирита местами возрастает, образуя прослои (рис. 4.1.3в). Внутренние части халькопиритовой стенки представлены более крупными и обособленными кристаллами эвгедрального пирита с признаками цементации борнитом (рис. 4.1.3г). Эвгедральный пирит, представленный в трубе только такой разновидностью, характеризуется «всплесками» концентраций (г/т): Ni (88.5 и 200), As (360), Ag (311 и 374), Sb (34 и 80), Te (57), Pb (136 и 185), Bi (34) (табл. 4.1.3).

Зона В. Халькопиритовая стенка содержит все три подзоны. В подзоне В1 в мелкозернистом халькопирите рассеяны многочисленные эвгедральные кристаллы пирита (рис. 4.1.3д). Более однородная по составу и практически лишенная примесей подзона В2 сложена крупными удлиненными кристаллами халькопирита (см. рис. 4.1.3а, б). В подзоне В3 появляется сфалерит.

Халькопирит всей стенки слабо обогащен элементами-примесями. Наблюдаются отдельные максимумы концентраций Mo (782 г/т), Pb (1495 г/т), Bi (227 г/т) и повышенные содержания Se (до 59 г/т в подзоне В2 и до 126 г/т в подзоне В3) (см. табл. 4.1.3).

Борнит обогащен (г/т): Ag (до 7300), Bi (до 940), Pb (до 3.8 мас. %), а также характеризуется эпизодическим увеличением содержаний Mn (269), Mo (316 и 662), Sb (7325), Te (65), Ba (585) и U (1.7 и 3.0). Следует отметить, что содержания Sn в борните внутренней части халькопиритовой крустификации гораздо выше, чем в наружной. Для сфалерита, встречающегося в стенке трубы, характерны повышенные содержания Mn (до 1263 г/т) и Se (до 44 г/т) (см. табл. 4.1.3).

Зона С. Крустификация осевой части канала начинается прослоем агрегатов кристаллов сфалерита с вкрапленниками халькопирита (рис. 4.1.3е). Содержания рассеянных элементов в сфалерите канала уменьшается иногда на порядок, как это наблюдается для Mn (до 192 г/т) и Sn (до 0.01 г/т) (см. табл. 4.1.3).

На профиле точечного ЛА-ИСП-МС фрагмента трубы химическая зональность выявляется менее отчетливо, чем для полных по строению труб (рис. 4.1.4). Наиболее контрастно выражены экстремумы Se и Sn, характеризующие высокие температуры формирования халькопиритовой крустификации. Однако большинство других элементов-примесей показывают отчетливый минимум в зоне В.

По расчетам локальных коэффициентов корреляции выявлено, что в наружной части фрагмента трубы в составе эвгедрального пирита наряду с типичными элементами, составляющими изоморфную примесь (Co, Ni, Te, Tl), содержатся элементы гидрогенной ассоциации (U, W) (см. табл. 4.1.4). В пирите внутренней части трубы роль элементов гидрогенной ассоциации, за исключением V, снижается. Аналогичное сочетание отмечается и для борнита, вмещающего пирит: элементы, изоморфно входящие в борнит (Ag, Bi, Te), сочетаются с элементами гидрогенной (Cr, U, V, W, Mo) ассоциации. Здесь же присутствуют элементы золото-барит-блеклорудного парагенезиса. В борните внутренней части трубы вклад гидрогенной составляющей и золото-борнит-блеклорудного парагенезиса, очевидно, является не существенными. В халькопирите по направлению от наружной к внутренним

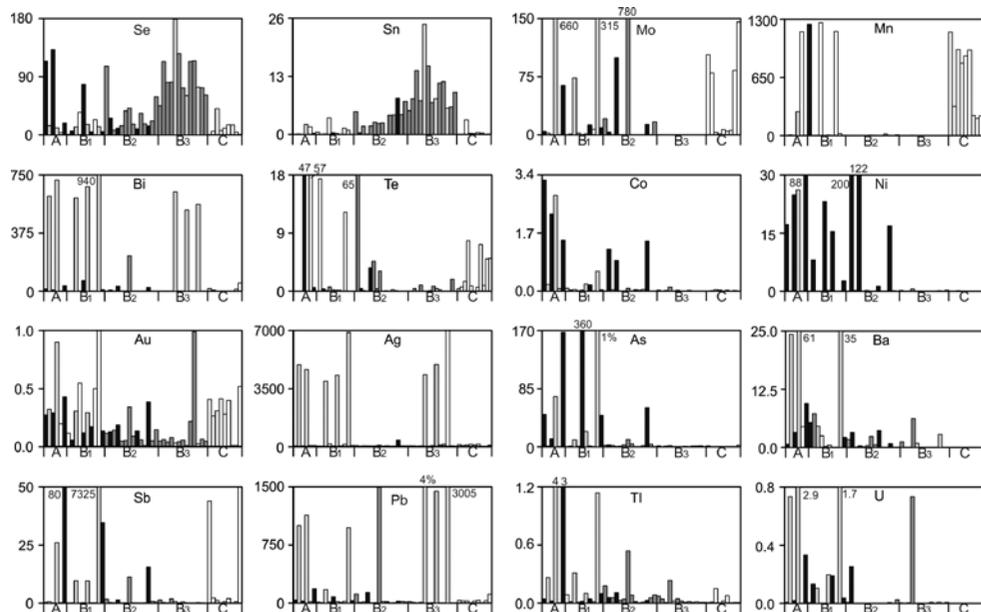


Рис. 4.1.4. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам пирит-сфалерит- халькопиритовой трубы (Данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Мацумайн, обр. ZMM-VM-1. Черное — пирит, серое — халькопирит, светло-серое — борнит, белое — сфалерит.

частям крустификации исчезают Ba и Mo и последовательно возрастает роль Se и Sn. Сфалерит, ассоциирующий с пирит-борнитовым парагенезисом в этой же подзоне (A3–B1), не отличается от сфалерита осевой части канала трубы набором изоморфных элементов-примесей, за исключением примесей гидрогенных элементов — Mo и Cr. В обеих подзонах сфалерит является золотоносным.

Пирит-барит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. Mz-09-1). Образец трубы выставлен в экспозиции музея университета Акиты под названием «оруденелое дерево». Округлая в сечении сульфидная трубка достигает длины 8 см при диаметре 6 см (рис. 4.1.5а). Труба состоит из четырех зон: Py — тонкая (4 мм) оболочка, сложенная зернистым пиритом, Chp — халькопиритовая крустификация внутренней стенки мощностью от 8 до 36 мм, Sph — сфалеритовая крустификация внутренней стенки халькопиритового слоя мощностью 10–20 мм, Ba — баритовое заполнение осевой части канала трубы диаметром 20 мм. Границы между зонами резкие [Масленникова, Масленников, 2009]. По сведениям музейных работников, труба была изъята из баритовой руды, которая образовывала специфическую оболочку. Действительно, в надрудной части трубы сохранились реликты такой оболочки.

Зона А. Остатки внешней части оболочки трубы (подзона A1) представлены барит-кварцевыми кристаллами, значительная часть которых, очевидно, осыпалась при отборе трубы. Сохранившаяся внутренняя часть оболочки (подзона A2–3) сложена крупными кристаллами пирита (рис. 4.1.5б).

Таблица 4.1.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацумайн, обр. ZMM-VM-1

Минерал	Зона	n	ЛКК															
			Te	Co	Tl	Ni	Fe	W	Ti	U								
Py3	A3B1	9	3.5	3.3	2.9	1.9	1.8	1.4	1.2	1.1								
Bo	A3B1	5	11.0	10.8	8.6	8.5	7.1	6.9	6.5	4.5	3.1	3.0	2.8	2.8	2.3	1.9	1.2	
Sph	A3B1	5	6.1	5.8	4.2	3.5	1.9	1.2										
Chp	B1-2	7	3.3	1.6	1.6	1.3	1.3											
Py3	B1-2	6	6.8	4.6	3.2	1.8												
Chp	B2	5	2.4	1.6	1.3	1.2												
Chp	B3	9	2.9	2.3	1.6	1.2	1.2											
Bo	B3	3	16.9	7.3	5.8	3.7	3.0	2.7										
Sph	C	9	4.4	4.1	3.1	2.6	1.4	1.4										

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Кристаллы пирита огранены как с внешней, так и с внутренней стороны оболочки трубы, что указывает на разнонаправленный рост, проявившийся возможно, в результате контактовой перекристаллизации исходных агрегатов во внутренней части оболочки трубы. В кристаллах пирита и их агрегатах встречаются реликтовые включения почковидного сфалерита, свидетельствующие о центробежном росте исходных сульфидных агрегатов. На границе с последующей халькопиритовой зоной появляется кварц с включениями кристаллов гематита (рис. 4.1.5в).

Реликты баритовой оболочки выявляются методом рентгено-флуоресцентного микрокартирования (рис. 4.1.6) распределения главных и второстепенных минералов, которое позволило уточнить особенности строения трубы. На микрокартах выявляется зональное распределение химических элементов в поперечном сечении трубы (рис. 4.1.6). Железо и S, соответственно, концентрируются во внешней пиритовой подзоне A3. Отчетливо выявляется позиция халькопиритовой крустификации. Видно, что в осевой части канала в сфалерите присутствует вкрапленность виттихенита и галенита. Интригующим фактом является обогащение свинцом внешней пиритовой зоны (A3).

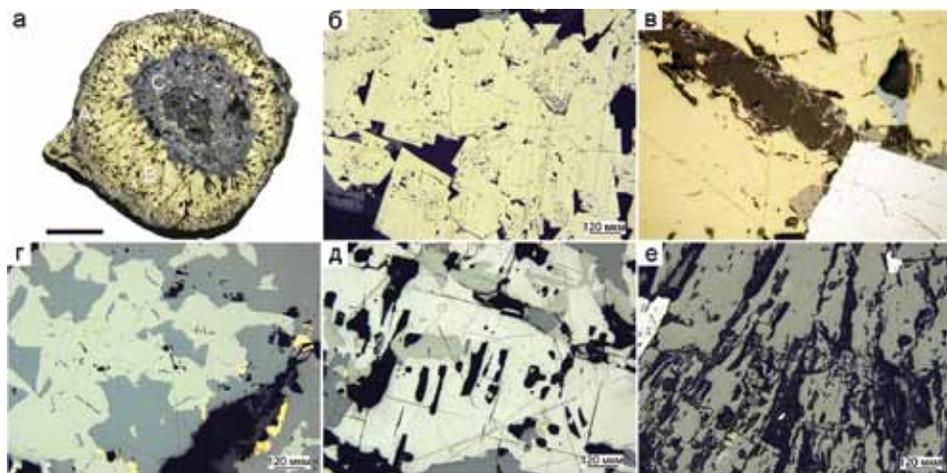


Рис. 4.1.5. Пирит-барит-сфалерит-халькопиритовая труба из месторождения Мацуки (Куроко), обр. Mz-09-1: а — внешний вид трубы с зонами: А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С1 — сфалеритовая часть канала, С2 — центральная часть канала, заполненная баритом; б — кристаллы пирита с микровключениями сфалерита (зона А); в — кристаллы гематита, теннантита и пирита с оторочкой борнита на поверхности кристаллов халькопирита (зона В); г, д — сфалерит в сростании с теннантитом (г) и галенитом (д) (зона С1); е — кристаллы барита центральной части канала с зернами галенита (голубое) (зона С2). а — полированный образец, б-е — отраженный свет.

Среди кристаллов эвгдрального пирита обнаружены кристаллы с отдельными максимумами концентраций следующих элементов (г/т): Ni (260–320), Ag (112–155), Te (115–135), Bi (722–1070). Особенностью этого пирита являются повышенные содержания Se (до 25 г/т) по сравнению с халькопиритом (табл. 4.1.5).

Зона В. Стенка трубы сложена крупными кристаллами халькопирита, между которыми наблюдаются включения сфалерита и теннантита (рис. 4.1.5в). Толщина халькопиритовой стенки варьирует (см. рис. 4.1.5а).

Основная часть халькопирита (подзона В2) обеднена рассеянными элементами. Некоторое обогащение наблюдается вблизи канала (г/т): As (56–187) и Sb (108–172) (вследствие примесей сульфосолей), Pb (117–289) (присутствие галенита). Кроме того, обнаружены анализы халькопирита с повышенными содержаниями Te (до 57 г/т) и Bi (до 804 г/т) (см. табл. 4.1.5).

Зона С. Этот слой трубы можно было бы также отнести в состав стенки, выполненной сфалеритовыми друзовыми агрегатами, в котором в большом количестве наблюдаются включения теннантита (рис. 4.1.5г), галенита (рис. 4.1.5д), халькопирита (рис. 4.1.5е). Распределение их по слою неравномерное и незакономерное. Осевая часть канала трубы полностью заполнена баритом (подзона С3).

Сфалерит отличается постоянным обогащением (на один-два порядка выше): Mn (до 58 г/т), As, Sb (до 1.4 мас. %), Pb (до 2725 г/т), W (до 70 г/т) и Au (до 12 г/т). Обнаружены участки с повышенными концентрациями Bi (до 393 г/т) (см. табл. 4.1.5).

Таблица 4.1.5

Химический состав минералов пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацуки, обр. MZ-09-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py3	A2,3	9	2.4	0.1	0.1	204	46.4	1.8	73	0.2	0.08	404	12	46
		σ	1.3	0.1	0.2	410	0.3	2.7	126	0.3	0.01	968	8.2	65
Sph	A2,3	2	0.7	2.0	0.02	18	0.1	0.02	0.11	0.3	67.1	981	1.1	2.8
		σ	3.9	0.04	0.9	0.2	0.4	0.03	0.02	1.0	0.05	1.1	2.4	6.8
Chp	B12	8	3.8	0.04	0.5	0.1	30.6	0.02	0.05	33.6	0.08	1.2	4.1	2.6
		σ	3.9	0.04	0.9	0.2	0.4	0.03	0.02	1.0	0.05	1.1	2.4	6.8
Sph	B3	2	1.3	2.2	0.7	24	0.1	0.01	0.09	0.1	67.1	136	1.7	1.7
		σ	1.0	0.4	0.8	0.3	0.6	0.02	0.08	1.2	0.006	6.0	1.6	7.9
Chp	B3	3	1.5	1.1	0.5	0.4	30.2	0.01	0.09	34.0	0.02	9.0	5.0	15
		σ	1.0	0.4	0.8	0.3	0.6	0.02	0.08	1.2	0.006	6.0	1.6	7.9
Sph	C1	3	0.8	1.2	0.2	32	0.2	0.02	0.09	0.6	65.8	837	0.5	39
		σ	0.2	0.7	0.2	18	0.1	0.01	0.04	0.5	1.2	725	0.6	34
Chp	C1	3	1.8	1.0	0.02	0.3	30.5	0.04	1.04	34.3	0.03	82	0.1	1.9
		σ	0.6	0.5	0.00	0.4	0	0.06	0.87	0.8	0.004	95	0.0	1.5
Tn	C1	1	0.2	0.2	0.7	5	1.0	0.71	0.04	36.5	11.2	307712	4.8	1.2
Sph	C2	6	1.3	2.1	0.5	42	0.1	0.03	0.08	1.3	64.8	4125	0.5	13
		σ	0.8	1.6	0.8	15	0.1	0.03	0.04	1.7	3.4	5736	0.4	14
Минерал	Зоны	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3	A2	9	62	11	0.41	125	54	0.57	0.03	0.71	139	149	390	0.001
		σ	64	30	1.11	306	43	1.14	0.03	0.82	347	180	442	0.000
Sph	A2	2	73	2511	1.84	404	6.6	0.06	36.78	1.18	0.02	111	197	0.003
		σ	1.5	0.3	4.07	0.2	0.2	0.04	0.02	0.12	0.10	5.6	4.6	0.003
Chp	B12	8	1.6	0.4	3.63	0.1	0.4	0.04	0.01	0.09	0.06	2.7	2.8	0.002
		σ	1.5	0.3	4.07	0.2	0.2	0.04	0.02	0.12	0.10	5.6	4.6	0.003
Sph	B3	2	41	1703	0.08	194	1.9	0.05	29.64	0.60	0.05	58	133	0.001
		σ	35	1.5	0.06	6	25	0.05	0.01	0.11	0.00	134	360	0.013
Chp	B3	3	41	2.7	0.16	9	29	0.03	0.01	0.10	0.00	144	415	0.008
		σ	35	1.5	0.06	6	25	0.05	0.01	0.11	0.00	134	360	0.013
Sph	C1	3	606	5710	0.02	5287	21	0.14	16.60	7.84	0.05	928	216	0.001
		σ	530	3498	0.02	4604	20	0.14	25.19	6.69	0.04	797	167	0.001
Chp	C1	3	4.7	1.6	1.14	94	0.7	1.83	0.02	0.20	0.01	7.0	103	0.117
		σ	3.7	1.4	1.01	86	1.1	1.62	0.04	0.17	0.01	7.6	107	0.201
Tn	C1	1	158	1022	0.08	3680	26	0.08	3.49	0.08	0.03	5866	98	0.000
Sph	C2	6	494	5394	0.72	4762	7.8	0.10	11.13	3.87	6.6	915	130	0.018
		σ	585	1484	1.62	5815	6.8	0.13	12.98	2.95	16	1121	126	0.039

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

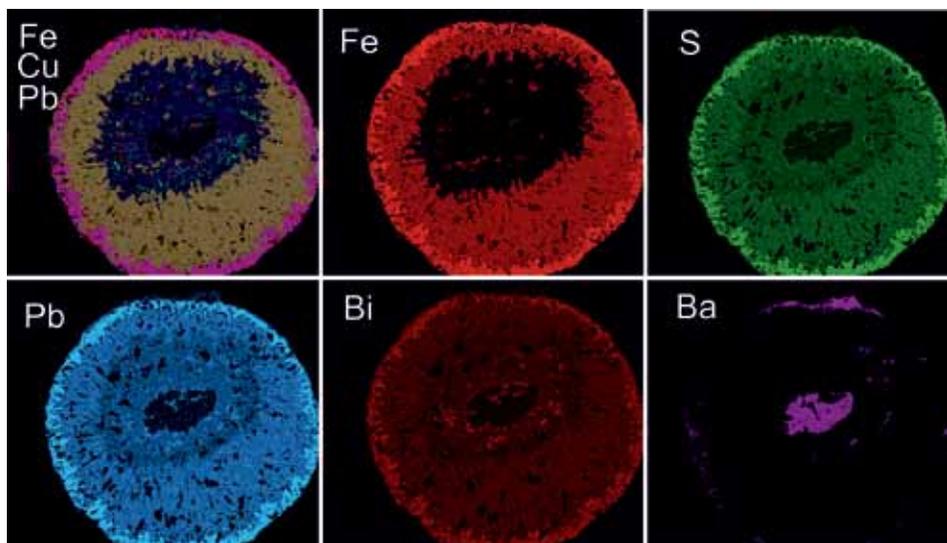


Рис. 4.1.6. Распределение главных (Fe, Cu, S, Ba) и второстепенных (Pb, Bi) элементов по данным РФА в поперечном сечении барит-сфалерит-халькопиритовой крустификации канала, извлеченной из оболочки крупной пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы месторождения Мацуки, обр. Mz-09-1 (аналитик И. Огасавара, университет Акиты, Япония).

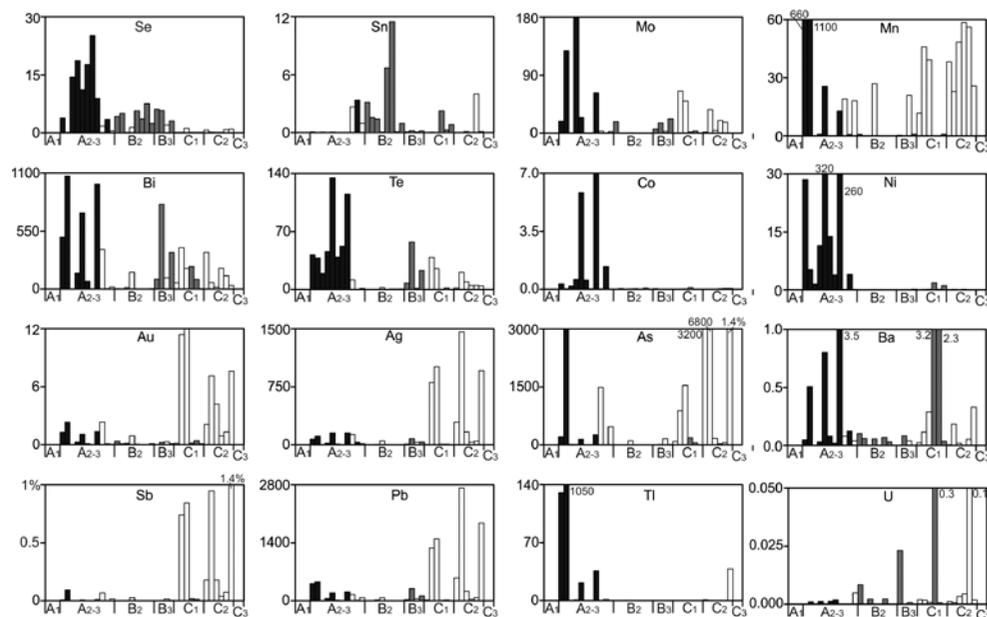


Рис. 4.1.7. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы (Данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Мацуки, обр. ZMM-VM-1. Черное — пирит, серое — халькопирит, светло-серое — борнит, белое — сфалерит.

Таблица 4.1.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Мацуки, обр. MZ-09-1

Зона	Минерал	n	ЛКК												
			Ni	Tl	Co	Mn	Te	Se	Mo	Fe	Bi	Ba	Ti		
A2	Py3	9	3.9	3.8	3.8	3.1	2.7	2.5	2.3	2.0	1.9	1.6	1.2		
A2	Sph	2	W	Zn	Hg	V	Sn	Cd							
B12	Chp	8	3.1	2.6	1.8	1.5	1.3								
B3	Sph	2	W	Zn	V	Hg	Cr								
B3	Chp	3	2.6	2.0	1.5	1.5	1.3	1.2	1.1						
C1	Sph	3	Au	Sb	Ag	Cd	Pb	Hg	Zn	W	Mo	V	Te	Bi	
C1	Chp	3	7.9	5.3	2.7	1.3	1.1								
C2	Sph	6	4.3	3.5	3.3	3.1	3.0	2.7	2.3	2.2	2.1	1.6	1.6		

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Анализ точечного профиля через поперечное сечение стенки трубы (рис. 4.1.7.) указывает на отчетливую химическую зональность. В пиритовой оболочке трубы концентрируются Se, Te, Bi, Mo, Ni, Co, Mn, Tl и Ba, содержания которых постепенно снижаются по направлению к каналу трубы. В исключительном случае немного Ba присутствует в халькопирите, локализуемом среди сфалерита в осевой части канала трубы. В наиболее высокотемпературной части халькопиритовой крустификации концентрируется Sn. В осевой части трубы ряд элементов (Ag, As, Sb, W, V) достигают максимума содержаний.

Количественно химическая зональность трубы подтверждается распределением локальных коэффициентов концентрации (табл. 4.1.6). Пирит является концентратором разнотемпературных ассоциаций, которые в системах современных черных курильщиков обычно считаются высокотемпературными (Se, Te, Bi) и низкотемпературными (Ba, Mn, Tl) и даже гидрогенными (Ni, Mo). Такое сочетание говорит о двойственной природе концентраций этих элементов или, точнее, в концентрации их в пирите в виде других форм, а не как в халькопирите современных черных куриль-

щиков. Составы сквозных минералов — халькопирита и сфалерита в различных зонах и подзонах количественно различаются. Сфалерит во всех зонах является концентратором Hg и Cd. В отличие от сфалерита, концентрирующегося в оболочке трубы и в халькопиритовой крустификации, сфалерит, запечатывающий осевую часть канала трубы, содержит гораздо больше Sb, As, Au, Ag, Pb, указывающих на локализацию микровключений электрум-галенит-блекловорудного парагенезиса. В халькопирите по направлению к осевой части канала трубы уменьшается концентрация Sn, Ti и Cr, увеличивается количество элементов низкотемпературной и гидrogenной ассоциаций (Ba, U, V). Следует отметить, что Te и Bi отсутствуют в высокотемпературной подзоне B2, но появляются в подзоне B3, как это обычно бывает в трубах палеокурильщиков уральских колчеданных месторождений [Maslennikov et al., 2009, 2013].

4.1.4. Второстепенные и акцессорные минералы. Гидротермальные трубы месторождений группы Ханаока обогащены галенитом, тетраэдритом, тетраэдрит-теннантитом, содержат борнит. Более редкими минералами являются дигенит, виттихенит, фукучилит, энаргит, гессит и самородное золото.

4.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] рассчитаны геохимические ассоциации по каждой разновидности труб.

Расчет по *пирит-халькопиритовая труба* (обр. ММ-19г) показывает следующие геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+V+Hg+W) + Pb + II(Te+Sb+As) + III(Tl+Cr+Ni+Mo+Au+Co) + Mn — Fe — IV(Ag+U+Bi+Cu+Sn+Se) + Ti — Ba. Первая ассоциация соответствует сфалериту, содержащему изоморфную примесь Cd и Hg. Особенностью сфалерита является примесь элементов гидrogenной ассоциации (V, W), что указывает на формирование этого элемента при участии океанской воды. Вторая ассоциация связана с теллурсодержащими блеклыми рудами и свидетельствует о существенной окисленности флюида, по сравнению с гидротермальными флюидами, формировавшими черные курильщикообразующие. Интересно, что Au объединено в одну группу с элементами гидrogenной ассоциации, что наводит на мысль о влиянии океанской воды на его отложение. Действительно, максимальное количество Au — характерная черта гидротермально-осадочного колломорфного пирита. Третья ассоциация соответствует борниту, в состав которого входят элементы этой группы, за исключением U. Присутствие U, безусловно, указывает на участие океанской воды в формировании борнита.

Для *сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы* (обр. ZMM-VM-1) получены следующие геохимические ассоциации: I(Sb+As+U+W)+II(Te+Co+Fe+Ni) + Tl + III(Au+Hg+Mn+Zn+Cd) — IV(Pb+Sn+Se) + V(Cu+Bi+ Ag) + Ti — V — Mo — Cr. Сочетание элементов блеклых руд с гидrogenными элементами является следствием участия кислородсодержащих океанских вод в отложении теннантит-тетраэдрита. Вторая ассоциация соответствует пириту и его изоморфным примесям. Третья ассоциация образует золото-сфа-

леритовый парагенезис. В четвертой и пятой ассоциациях участвуют элементы галенит-борнитового парагенезиса.

В *пирит-барит-сфалерит-халькопиритовой трубе* (обр. MZ-09-1) выявлены следующие геохимические ассоциации: I(Pb+Ag+Au+Sb+As) + II(Hg+Zn+Cd+V+W) — III(Bi+Te+Ni+Co+Ba) — IV(Fe+Se) — V(Mo+Tl+Mn) — VI(Cr+Sn+Cu) — U — Ti. Первая ассоциация отражает электрум-галенит-блекловорудный парагенезис. К ней же примыкает вторая ассоциация представленная сфалеритом с изоморфной примесью Cd и Hg. Появление гидrogenных элементов (V и W) в этой ассоциации указывает на участие океанской воды в процессах формирования этого парагенезиса. Крайне интересной выглядит третья ассоциация, в которой выявляется сильная корреляция Te с Bi, что могло бы указывать на присутствие невидимых включений теллуросмугита в пирите. Отсутствие корреляции Te с As и Sb свидетельствует не в пользу теллурсодержащих блеклых руд. Теллур, вероятно, входит в структуру пирита в виде изоморфной примеси. Избыток Bi по отношению к Te предполагает присутствие, кроме теллуридов, еще одного минерала — в данном случае виттихенита. Связь этих элементов с Co, Ni и Ba объясняется концентрированием в пирите, содержащем включения барита. Четвертая ассоциация отражает накопление Se в пирите, а не в халькопирите, в отличие от современных черных курильщиков. В пятой группе объединены элементы низкотемпературной (Mn, Tl) или гидrogenной (Mo) ассоциаций, которые указывают на низкотемпературную природу эвгедрального пирита, несмотря на его высокую кристалличность. Шестая ассоциация соответствует низкотемпературному халькопириту.

4.1.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Наиболее близкими аналогами гидротермальных труб месторождения Мацумайн являются серые, белые (светло-серые) и бесцветные курильщикообразующие гидротермальных полей Восточного Мануса, особенно те, которые характеризуются золото-борнит-галенит-блекловорудным парагенезисом. Однако в отличие от типичных серых курильщиков поля Пакманус, в изученных трубах не обнаружены микровключения теллуридов и самородного теллура. О присутствии нановключений теллуридов может свидетельствовать тесная корреляция Bi и Te. Однако в других случаях Te коррелирует с As и Sb, что может указывать на вхождение его в структуру блеклых руд.

Халькопирит является важнейшим показателем условий формирования древних и современных курильщиков. Фигуративные точки на диаграмме Se—Te концентрируются в основном в полях современных бесцветных мерцающих курильщиков и диффузеров (рис. 4.1.8). Однако часть точек гидротермальных труб месторождения Мацумайн попадает в область развития халькопирита современных серых курильщиков Западной Пацифики. По сравнению с типичными черными курильщиками СОХ в халькопирите палеокурильщиков провинции Акита содержит на один-два порядка меньше

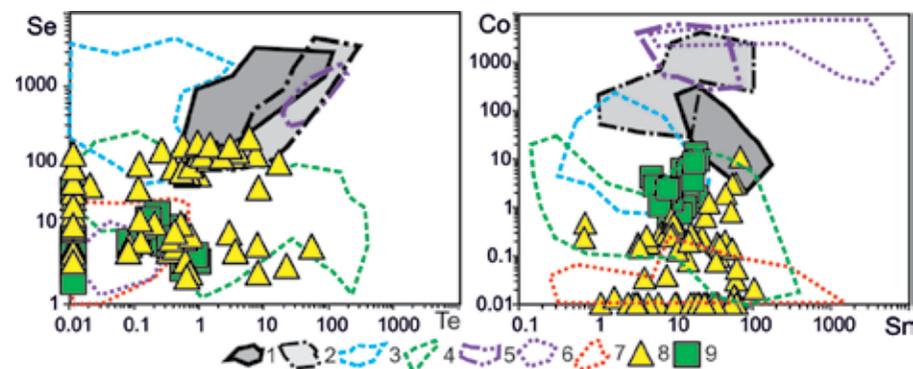


Рис. 4.1.8. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб провинции Хокуроко (8–9) в сравнении с халькопиритом современных курильщиков (1–7): 1 — черные курильщикоиды поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщикоиды полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщикоиды горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщикоиды полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщикоиды поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщикоиды и диффузоры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщикоиды и диффузоры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Месторождения: 8 — Мацумайн и Мацуки; 9 — Косака–Учинотай.

Se. Аналогичной является дискриминация на диаграмме Co–Sn: значительная часть точек попадает в поля серых и бесцветных курильщиков, и лишь единичные значения достигают поля черных курильщиков ВТП. Повышенные содержания Bi — еще одна важная особенность халькопирита серых курильщиков, отличающая его от халькопирита бесцветных курильщиков. По содержаниям Bi гидротермальные трубы месторождения Мацумайн напоминают серые курильщикоиды полей Пакманус и Бразерс. Но в отличие от современных серых курильщиков прямые находки теллурувисмутита в трубах месторождения Мацумайн отсутствуют. Место теллурувисмутита занимает виттихенит. Очевидно, изученные трубы поля Ханаока формировались из более окисленных флюидов.

Сравнительный анализ халькопирита сфалерит-пирит-халькопиритовых труб месторождения Мацумайн показывает значительное обеднение большинством химических элементов (за исключением Ba, Bi, Au и Pb) по сравнению с черными и серыми курильщикоидами гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. Содержания ряда элементов больше лишь по сравнению с халькопиритом бесцветных курильщиков и некоторых диффузоров (табл. 4.1.7). Судя по этим данным, рудогенерирующая гидротермальная система может быть по степени зрелости отнесена к типу «истощенная».

Пирит так же, как и халькопирит, может служить для дискриминации современных и древних курильщиков. Наиболее удачным показателем является состав колломорфного пирита. По сравнению с ним кристаллически-зернистые разновидности пирита характеризуются повышенными

Таблица 4.1.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. ZMM-VM-1) месторождения Мацумайн относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Au	Pb	W	Cu	Fe	Mo	Zn	Cd	Sb
Черные	39	5.87	4.28	3.64	1.24	1.01	0.99	0.97	0.78	0.67	0.48
	Ag	Tl	Mn	Sn	As	U	Se	V	Te	Ni	Co
	0.47	0.39	0.21	0.17	0.06	0.06	0.04	0.03	0.01	0.01	0.0003
Серые	Ba	Pb	Au	Fe	Cu	Cd	Sn	Zn	Bi	Ag	Ni
	6.74	1.29	1.25	1.02	0.97	0.72	0.66	0.57	0.43	0.30	0.21
	W	Tl	Se	Mo	U	Te	As	Mn	Sb	V	Co
0.18	0.11	0.10	0.09	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.002	0.002	
Бесцветные	Bi	Mo	Ba	Pb	Te	Au	Tl	Sb	W	As	V
	3163	454	409	52	15	11	9.66	8.88	6.80	3.89	3.70
	Se	U	Mn	Zn	Cd	Cu	Fe	Ag	Ni	Sn	Co
3.19	2.55	2.04	1.84	1.60	1.04	0.96	0.16	0.13	0.05	0.05	

содержаниями элементов высокотемпературной ассоциации, например, таких как Se, Te, Bi и Co. Напротив, элементы низкотемпературной (Mn, Tl, Ba, Ab, Au, Ag) и водородной (Mo, U, V) ассоциаций концентрируются в колломорфном пирите. Однако, колломорфный пирит содержит весь спектр химических элементов за счет быстрого отложения большинства элементов в холодной морской воде. Таким образом, состав колломорфного пирита должен отражать особенности состава и исходных физико-химических параметров гидротермальных флюидов. Эти особенности в первую очередь определяются зрелостью рудогенерирующей гидротермальной системы и составом рудовмещающей формации [Maslennikov et al., 2017].

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита компактно локализованы в поле островодужных серых и, частично, бесцветных курильщиков (рис. 4.1.9). Содержания Tl и Mn гораздо выше, чем в черных курильщикоидных COX, формирующихся на базальтовом и ультрамафитовом основании.

Поле фигуративных точек колломорфного пирита из месторождений группы Ханаока на диаграмме Se–Te совпадает с полем колломорфного пирита островодужных серых и бесцветных курильщиков, а также частично перекрывает поле серых курильщиков, формирующихся над горячими точками COX Тихого и Атлантического океанов. Отмечены повышенные содержания Te и Se в пирите гидротермальных труб месторождений группы Ханаока, по

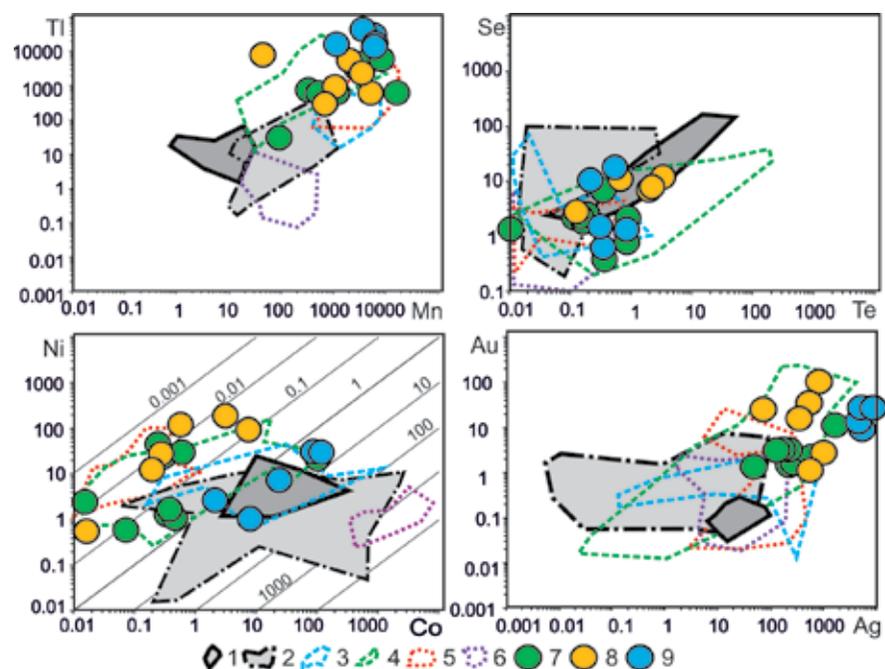


Рис. 4.1.9. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб колчеданных месторождений Хокуроко (7–9) в сравнении с колломорфным пиритом современных курильщиков (1–7): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу. Месторождения: 7 — Мацумайн; 8 — Фурутобе-Аинаи; 9 — Косака-Мотояма.

сравнению с халькопиритом, что является не типичным для современных черных курильщиков, формирующихся в СОХ. Предполагается, что эти элементы могут входить в пирит в более окисленной форме (Te⁺)₂ и (Se⁺)₂ из-за большей окисленности гидротермальных флюидов, генерированных в плагиогранит-риолитовых островодужных системах.

Особый интерес представляет позиция колломорфного пирита на диаграмме Co–Ni. Ареал распространения фигуративных точек колломорфного пирита из месторождений Ханаока, как и в предыдущих случаях, локализуется в поле островодужных серых курильщиков, а также бесцветных курильщиков СОХ и островных дуг. Повышенные содержания Ni при близких температурах могут быть объяснены высокой фугитивностью серы [Еремин, 1983]. С другой стороны, никелевые сульфиды более устойчивы в окислительных средах, чем кобальтовые, в соответствии с известным рядом устойчивости [например, Иванов, 1996]. Судя по диаграмме Co–Ni, очевидно, что колломорфный пирит современных островодужных куриль-

щиков обогащен Ni и обеднен Co. Не исключено, что это отражает и отличия в составах рудовмещающих формаций. Значения отношения Co/Ni < 1.5 является характерными для островодужных пород в противовес океаническим базальтам [Лутц, 1980].

На диаграмме Ag–Au фигуративные точки колломорфного пирита палеокурильщиков группы месторождений Ханаока совпадают с максимальными содержаниями поля островодужных серых курильщиков. Высокие содержания этих элементов — показатель большей окисленности гидротермальных флюидов, формирующих островодужные курильщики, по сравнению с флюидами черных курильщиков СОХ [Glasby et al., 2003].

Другая особенность пирита — аномально высокие содержания Ni и обедненность Co. Очевидно, это тоже связано с также с высокой фугитивностью серы гидротермальных флюидов, по сравнению с флюидами современных черных курильщиков. На это же указывает электрум-галенит-энаргит-блекловорудная минеральная ассоциация.

Несмотря на бедность халькопирита большинством химических элементов, колломорфный пирит концентрирует Bi, Tl, Ba, Au и Pb по сравнению с колломорфным пиритом курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. (табл.4.1.8). Очевидно, основная масса этих элементов выпала при низких температурах, достигая уровня своего пересыщения. Набор химических элементов свидетельствует в пользу рудогенерирующей

Таблица 4.1.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту пирит-халькопиритовой трубы (обр. ММ-19г) месторождения Мацумайн относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Tl	Ba	Au	As	Pb	Ag	Ni	Sb	W	
Черные	11962	45	26	24	6.38	5.20	5.09	3.57	3.50	3.22	
	Cu	Mn	Mo	Sn	Zn	U	V	Cd	Te	Se	Co
	2.09	1.67	1.36	1.11	0.33	0.25	0.20	0.19	0.13	0.02	0.01
Серые	Bi	Au	As	Cu	Sb	Ag	Sn	Te	Tl	Pb	
	41532	41	34	33	11	11	8.05	7.07	5.14	4.90	
	Mo	Ba	Ni	W	Se	Zn	V	Cd	Mn	U	Co
	4.02	2.87	1.16	0.72	0.57	0.38	0.26	0.15	0.13	0.03	0.02
Бесцветные	Bi	As	Au	Cu	Ba	Ag	W	Te	Mn	Tl	
	34116	284	108	73	67	40	26	20	18	17	
	Pb	Sb	Mo	Ni	Sn	Co	Se	V	Zn	Cd	U
	9.37	4.87	1.01	0.86	0.60	0.57	0.50	0.33	0.29	0.08	0.06

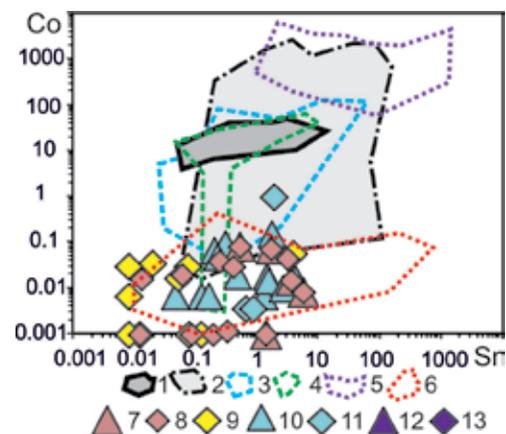


Рис. 4.1.10. Диаграмма Sn–Co для сфалерита барит-сфалерит-халькопиритовых гидротермальных труб месторождений группы Мацумайн (7–8), Мацута (9), пирит- халькопирит-сфалеритовых труб из месторождений Фурутобе-Аинаи (10–11) и диффузера месторождения Эзури (12–13) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сю-зетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Треугольник — оболочка, ромб — крустификация канала труб.

гидротермальной системы высокой зрелости, достигшей стадии разложения полевых шпатов.

Сфалерит, как правило, несет меньшую генетическую нагрузку, чем халькопирит и пирит. Тем не менее, отмечаются высокие содержания Pb, As, Sb, Bi, Au и Ag в сфалерите по сравнению с вюртцитом современных черных курильщиков, обогащенных Co, Sn и Se (рис. 4.1.10). Палеокурильщики месторождения Мацумайн, скорее всего, соответствуют по составу серым курильщикам. На диаграмме Sn–Co видно, что фигуративные точки сфалерита гидротермальных труб Ханаока занимают поле минимальных содержаний как Co, так и Sn. Возможная причина — высокая окисленность флюидов по сравнению с гидротермальными флюидами, формирующими черные курильщики и диффузеры COX.

Сфалерит гидротермальной трубы из месторождения Мацумайн по сравнению со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. концентрирует Bi, Sn, U и W. Все эти элементы — показатели высокой зрелости гидротермальной системы, растворы которой насыщались относительно твердых фаз в средне- и низкотемпературную стадии отложения сфалерита и колломорфного пирита, соответственно. Олово в данном случае может быть показателем крайне низких pH гидротермальных растворов [Hannington et al., 1999].

Таблица 4.1.9

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. ZMM-VM-1) месторождения Мацумайн относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Sn	U	W	Tl	Te	Mn	Ba	Mo	Cu	Pb
Черные	8765	2243	180	137	22	12	10	8.03	6.97	2.72	
	Fe	Ag	As	V	Ni	Au	Cd	Sb	Se	Co	0.0011
Серые	0.41	0.39	0.29	0.24	0.22	0.21	0.04	0.02	0.01	0.0011	0.0001
	0.32	0.24	0.20	0.13	0.07	0.04	0.03	0.02	0.01	0.0006	0.00003
Бесцветные	21000	975	944	616	55	45	17	10	7.35	3.19	
	Co	Mo	V	Ni	Ag	Fe	Se	Au	Sb	Cd	0.0003
	2.50	2.32	0.31	0.18	0.16	0.12	0.11	0.03	0.02	0.01	0.0003

4.2. Косака

4.2.1. Геологическая позиция. Месторождения группы Косака располагаются в восточной части провинции Хокуроко, где отложения неоген-четвертичного возраста залегают над породами палеозойского фундамента. Палеозойская формация обнажается к северу от месторождения Мотояма и содержит черные филлитовые сланцы и кварциты. Все месторождения рудного поля Косака занимают восточное крыло кальдеры (см. рис. 4.1) и относятся к средне-миоценовому возрасту формации Увамуки. Большая часть рудных залежей залегают на риолитах и дацитах при доминирующей роли в геологическом разрезе вулканокластических отложений (см. рис. 4.2). Геологическая позиция описывается благодаря информации, полученной путем бурения [Oshima et al., 1974].

В пределах рудного поля Косака выявлены три месторождения: Мотояма, Учинотай и Увамуки (Uwamuki) [Hashiguchi, 1983]. Месторождение Мотояма было обнаружено в 1881 г. и обрабатывалось открытым способом с 1908 по 1920 гг. Последняя руда была экстрагирована выщелачиванием, и в настоящее время рудник закрыт. Месторождение Учинотай, расположенный приблизительно в 1.5 км к югу от Мотоямы, разделяется на Западные и Восточные рудные тела. Месторождение Увамуки, локализующийся к востоку и юго-востоку от Учинотай, имеет пять рудных залежей. Эти месторождения были открыты в период 1959–1962 гг., а их разработка началась в 1962 г. и уже завершилась.

4.2.2. Состав и строение сульфидных построек. Сверху вниз зональность рудных залежей начинается черными рудами, которые сменяются желтыми, гипсовыми и кремнистыми. Слоистые руды, состоящие из черных и желтых руд, обычно залегают на массивных рудах, содержащих кремнистые и гипсовые зоны минерализации, обычно располагаясь вблизи и в наиболее высоких частях формации Увамуки. В породах висячего бока часто наблюдаются слои или ленточные тела яшмовидных гематит-кремнистых отложений («tetsusekiei»).

Кремнистая зона может быть подразделена на два типа: 1) надрудные фации кислых вулканокластитов; 2) подстилающие белые риолиты, название которым дано вследствие выщелачивания до белого цвета гидротермальными изменениями. Окварцованная подрудная зона была распознана в качестве подводного канала для гидротермальных растворов [Sato, 1968a; Urabe, Sato, 1978]. Эта зона состоит из большого количества кварцевых агрегатов, жил и небольшого количества глинистых минералов, в основном серицита. Гипсовые тела состоят из гранулированного гипса, в котором поры заняты ангидритом. Гипс обычно располагается на выклинках слоистой руды и очень редко залегает непосредственно над зоной окварцевания.

Черные руды — это руды черного цвета, состоящие из сфалерита, галенита и барита, содержащие примесь тетраэдрита, халькопирита и пирита. В статье [Hashimoto, 1964] черная руда, содержащая 1.5 % Pb и ≥ 1 % Zn, называлась получерной рудой. Желтые руды — это руды желтого цвета, состоящие в основном из пирита и халькопирита. Граница между черными и желтыми рудами резкая. Граница между желтыми рудами и кремнистыми обычно видимая, благодаря переслаиванию тонкого глинистого слоя, однако эту границу трудно определить при отсутствии глинистого прослоя. По нашим данным на руднике Косака-Учинтафй желтые руды очень часто представлены брекчиями, состоящими из фрагментов халькопиритовых труб курильщиков. В карьере рудника Косака-Мотояма в черных рудах нами обнаружены многочисленные фрагменты барит-сфалеритовых труб.

4.2.3 Минеральная и химическая зональность гидротермальных труб.

Барит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. КУ-4г) обнаружена в халькопиритовых брекчиях из месторождения Косака-Учинотай. Сульфидные трубы не контрастно выделяются на фоне псаммитовой сфалерит-халькопиритовой цементирующей массы (рис. 4.2.1а, б). Сульфидную брекчию пересекает барит-сфалеритовая жила, содержащая неизвестный сульфид висмута и серебра.

Зона А. Барит-сфалеритовые фрагменты оболочек труб содержат включения и прожилки галенита (рис. 4.2.1в). По направлению внутрь оболочки количество галенита местами возрастает с образованием халькопирит-галенит-сфалеритового каркаса с интерстициями, заполненными баритом (рис. 4.2.1г).

Оболочку составляют сфалерит и халькопирит. При этом наименьшая концентрация элементов-примесей характерна для халькопирита. Сфалерит отличается повышенными содержаниями многих рассеянных элементов: Mn, Tl, Pb, Bi, Au, Ag, Mo, As, Sb, Ni, Co, W, V (табл. 4.2.1).

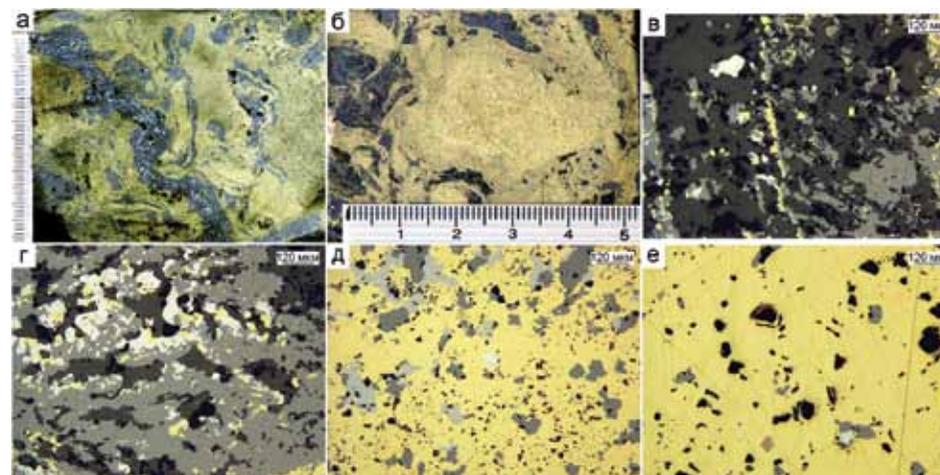


Рис. 4.2.1. Минеральная зональность фрагмента барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Косака-Учинотай, обр. КУ-4г: а — сульфидная брекчия с фрагментами сфалерит-халькопиритовых труб; б — фрагмент трубы с реликтовой сфалеритовой оболочкой и крупнозернистым халькопиритом; в — сфалерит-баритовый агрегат оболочки трубы с включениями галенита (белое); г — барит-сфалеритовый агрегат внутренней части оболочки трубы в срастании с галенитом и халькопиритом; д — внешний мелкозернистый слой халькопиритовой крупнозернистой корстификации с включениями теннантита, сфалерита и галенита; е — крупнозернистое халькопиритовое заполнение канала трубы содержит включения сфалерита и борнита. а, б — фото среза образца; в-е — отраженный свет.

Зона В. Халькопиритовая корстификация — наиболее обширная в данной трубе. Хорошо развит в наружной зоне мелкозернистый пористый слой халькопирита (подзона В1) с многочисленными включениями сфалерита и более редкими галенита (рис. 4.2.1д). В более однородной и сливной центральной массе встречаются мелкие зерна сфалерита, галенита и борнита (рис. 4.2.1е).

Невысокие содержания Sn (2–6 г/т) характерны для всего халькопирита внутренней корстификации трубки. Такое же распределение наблюдается для Te (0.2–0.6 г/т) и Se (10–60 г/т). Отдельно можно выделить халькопирит, обогащенный Zn (до 5 мас. %), в котором наблюдаются повышенные содержания Ag, Au, Bi, Tl, Pb, Mo, Ni, Sb, U, V, W (см. табл. 4.2.1).

Анализ профиля точечного ЛА-ИСП-МС анализа через поперечное сечение стенки трубы показывает отчетливую зональность (рис. 4.2.2). Большинство элементов водородной (Mo, U, V, W) и средне-низкотемпературной (Sb, As, Pb, Tl, Ba) ассоциаций локализуется в сфалеритовом обрамлении трубы и в халькопирите подзоны В1. Аналогичное распределение имеет Bi, который обычно концентрируется в высокотемпературных парагенезисах. Однако в данном случае минеральная форма Bi другая — блекловорудная, связанная со средне-низкотемпературным минералообразованием при участии морской воды. Кобальт более концентрируется в сфалерите, чем в халькопирите, что свидетельствует о недосыщенности растворов Bi

Таблица 4.2.1

Химический состав сульфидов барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Косака-Учинотай, обр. КУ-4г. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Sph	A	4	3.8	229.7	0.8	17.4	1.0	0.9	65.0	25.4	3.5	41.1	100.4
		σ	1.9	17.1	1.1	2.8	0.5	1.2	2.0	20.7	3.5	52.6	50.2
Chp	B1	4	4.3	3.4	32.4	0.9	0.5	31.2	1.3	4.2	8.9	31.8	90.4
		σ	7.5	5.2	1.7	0.6	0.6	1.2	2.6	5.2	1.7	56.9	87.0
Chp	B2	3	0.02	0.4	32.8	2.5	0.1	32.3	0.0004	1.6	35.0	0.2	2.4
		σ	0.00	0.3	0.3	0.9	0.0	0.1	0.0004	0.8	23.5	0.1	0.6
Chp	B3	3	0.02	0.6	32.5	1.4	0.1	32.7	0.01	3.2	12.1	0.4	31.9
		σ	0.00	0.3	0.9	0.7	0.0	1.1	0.01	1.5	5.6	0.3	17.4
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Sph	A	4	3497	2.0	75.8	0.1	59	60	0.80	0.89	457.5	17.3	0.024
		σ	30	1.0	96.9	0.1	112	110	1.03	1.28	480.0	7.0	0.028
Chp	B1	4	72	2.5	10.0	0.2	8.9	0.84	0.09	0.39	135.0	30.1	0.191
		σ	142	0.7	13.5	0.2	8.2	1.61	0.13	0.62	152.4	37.2	0.241
Chp	B2	3	0.1	5.2	0.2	0.3	0.1	0.03	0.02	0.00	4.0	0.4	0.002
		σ	0.3	0.6	0.1	0.3	0.1	0.01	0.01	0.01	2.6	0.1	0.000
Chp	B3	3	0.8	4.6	3.6	0.2	41.5	0.05	0.03	0.03	108.3	3.8	0.005
		σ	1.4	0.6	2.8	0.1	49.7	0.02	0.03	0.02	52.1	2.9	0.005

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

в высокотемпературную стадию отложения халькопирита. Типичными для халькопирита являются повышенные (относительно фона) содержания Se и Sn в подзоне B2. В подзонах B1 и B3 в халькопирите накапливаются Ba, Pb и другие элементы, соответствующие галенит-борнит-блекловорудному парагенезису.

Судя по локальным коэффициентам концентрации, большинство элементов золото-галенит-тетраэдрит-сфалеритового парагенезиса концентрируется в обрамлении трубы (табл. 4.2.2). Наименьшее количество элементов-примесей характерно для крупнозернистого слоя подзоны B2, который формировался в наиболее высокотемпературных условиях, обеспечивающих недосыщенность растворов многими элементами по отношению к осаждающемуся халькопириту. При малых общих содержаниях в халькопирита подзоны B2 остается повышенная (относительно фона) концентрация Se, Sn и Te. В подзоне B1 совместно с водородными элементами (U, V, Mo, Ni) концентрировались элементы гидротермальной ассоциации (Bi, Ag, Au, Te, Pb, Ba).

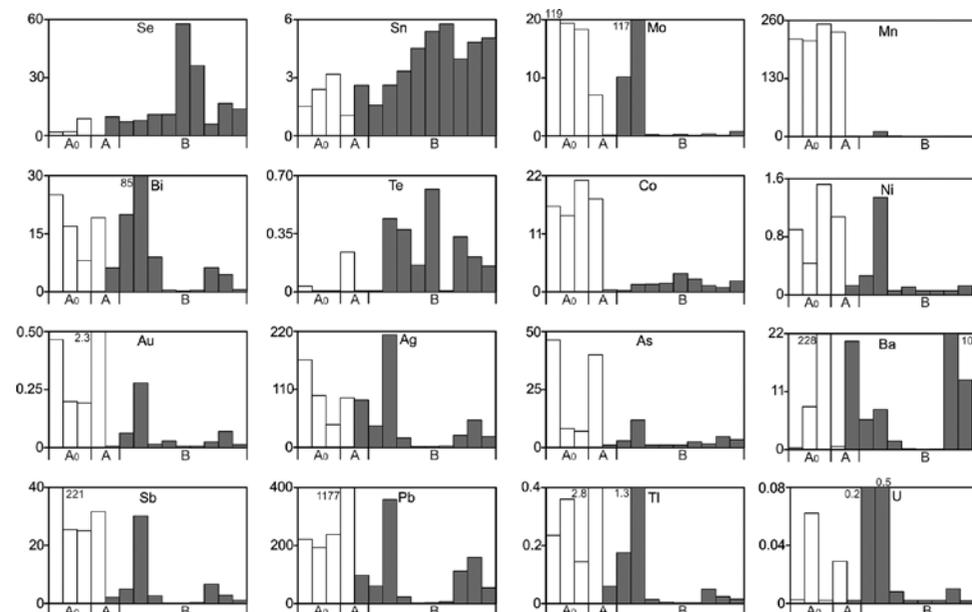


Рис. 4.2.2. Распределение элементов-примесей (г/г) по зонам пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Косака-Учинотай, обр. КУ-4г. Темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Таблица 4.2.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие минералогическую зональность барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Косака-Учинотай (обр. КУ-4г).

Зона	Минерал	n	ЛКК								
			W	Mn	Zn	Cd	Hg	Au	Sb	Co	As
A	Sph	4	3.4	3.4	3.4	3.4	3.3	3.0	3.0	2.9	2.7
			Tl	Pb	Ni	Ba	Mo	V	Ag	Bi	
B1	Chp	4	2.4	2.4	2.2	2.1	2.0	1.6	1.6	1.2	
			U	Bi	V	Mo	Ag	Fe	Cu	Ti	Te
B2	Chp	3	3.0	2.1	1.9	1.5	1.5	1.4	1.4	1.1	1.1
			Se	Sn	Te	Fe	Cu				
B3	Chp	3	2.6	1.5	1.4	1.4	1.4				
			Ti	Ba	Cu	Fe	Sn	Te			
			1.7	1.5	1.4	1.4	1.4	1.2			

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Другая барит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. КУ-5-sv) в отличие от предыдущей имеет хорошо развитый осевой канал, запечатанный баритом и сфалеритом (рис. 4.2.3а).

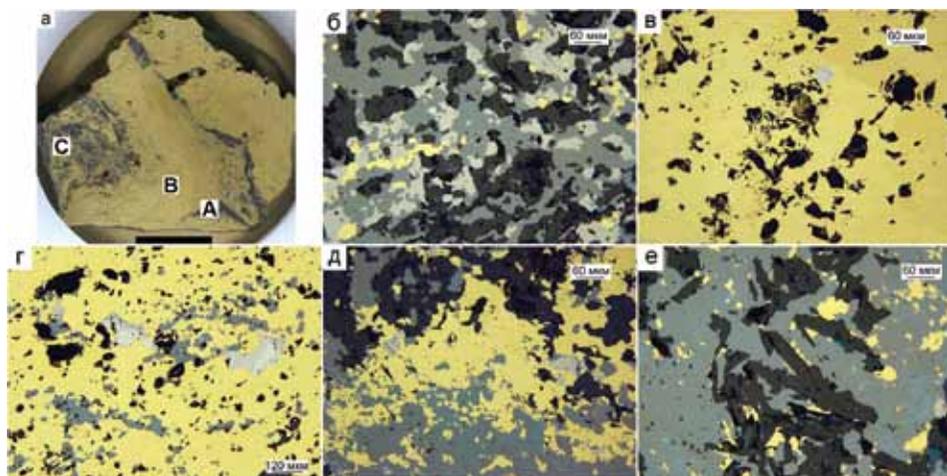


Рис. 4.2.3. Барит-сфалерит-халькопиритовая труба, месторождение Косака-Учинотай, обр. КУ-5-sv: а — внешний вид трубы с зонами: А — сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — сфалеритовый канал; б — сфалерит-теннантитовый материал оболочки с халькопиритовыми включениями; в — редкие зерна галенита (голубое) в средней однородной части халькопиритовой стенки (подзона В2); г — прерывистый прожилок галенита на границе между средней частью халькопиритовой стенки и ее наиболее внутренней части, с сфалеритовыми вкрапленниками (подзона В2/В3); д — переходная зона между стенкой и каналом, представленная сфалерит-халькопиритовым материалом с зернами галенита (голубое) (подзона В3-С1); е — удлиненные кристаллы барита в сфалерите канала (зона С). а — полированный образец, масштаб линейки 1см), б-е — отраженный свет.

Зона А. В состав оболочки отнесен наиболее близко прилегающий к стенке материал, сложенный сфалеритом, теннантитом и халькопиритом (рис. 4.2.3б). Сфалерит оболочки обогащен (г/т): Mn (до 234), Ag (до 126), Ba (до 7500), Pb (до 130) и по содержанию этих элементов похож на сфалерит из канала этой же трубы (табл. 4.2.3).

Зона В. Халькопиритовая стенка очень мощная (до 1 см) и содержит в своем составе все подзоны. Ее наружная мелкозернистая часть (подзона В1) имеет плавную границу с оболочкой — по направлению внутрь трубы возрастает содержание халькопирита при уменьшении роли сфалерита. В средней крупнозернистой однородной части (подзона В2) наблюдаются только редкие зерна галенита (рис. 4.2.3в). Границей между подзонами В2 и В3 служит резкая ступень увеличения количества сфалерита, теннантита и галенита (рис. 4.2.3г). Подзона В3 (или переходная зона В3-С1) представлена как халькопиритом, так и сфалеритом. Здесь же встречаются зерна галенита (рис. 4.2.3д).

Содержания рассеянных элементов в халькопирите всей крустификации имеют близкий порядок, кроме As, Sb, Bi и Pb, содержания которых в подзоне В2 значительно меньше. Такие элементы, как Se и Sn, концентрируются в основном в халькопирите (см. табл. 4.2.3).

Таблица 4.2.3

Химический состав сульфидов барит-сфалерит-халькопиритовая трубы, месторождение Косака-Учинотай, обр. КУ-5-sv. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зоны	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Sph	A	4	1.7	214	0.02	26	0.35	0.08	66.5	29	3.4	21	86
		σ	0.8	18	0.003	5	0.24	0.03	0	29	2.2	12	37
Chp	B1	3	6.9	0	30.5	0.25	0.10	33.8	0.002	14	4.8	3.5	96
		σ	1.4	0	0	0.08	0.17	0.03	0.001	2.4	2.2	3.2	56
Chp	B2	3	5.2	2	31.4	0.29	0.01	33.5	0.001	3.4	6.6	5.2	21
		σ	9.5	2	0.6	0.10	0.00	0.3	0.002	3.4	1.5	2.5	24
Chp	B3	3	4.5	2	30.8	0.31	0.19	33.6	0.6	8.6	6.5	18	54
		σ	2.5	2	0.3	0.24	0.17	0.05	1.0	4.9	0.4	7.3	22
Chp	C	3	2.1	6	31.0	0.45	0.40	33.6	0.004	4.4	4.2	25	58
		σ	1.4	9	0	0.44	0.49	0.3	0.004	3.0	3.5	27	63
Sph	C	4	3.4	234	0.07	25	1.13	0.2	66.0	181	1.6	93	144
		σ	1.7	16	0.05	12	0.46	0.1	0	191	0.9	91	153
Минерал	Зоны	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Sph	A	4	3771	2.0	19	0.13	1930	0.65	0.18	0.21	92	13	0.001
		σ	201	1.4	18	0.13	3711	0.44	0.08	0.16	42	6	0.000
Chp	B1	3	0	4.4	21	0.18	8.6	0.71	0.07	0.39	415	60	0.015
		σ	0	1.1	0.6	0.31	6.9	0.26	0.04	0.30	512	27	0.012
Chp	B2	3	0	3.7	5.0	0.34	24	0.11	0.03	0.17	35	14	0.05
		σ	0	0.2	7.8	0.27	43	0.12	0.04	0.28	46	20	0.09
Chp	B3	3	35	3.3	15	0.06	8.1	0.21	0.16	0.49	186	72	0.01
		σ	59	2.1	5.7	0.05	6.8	0.12	0.05	0.17	61	29	0.01
Chp	C	3	0	2.2	6.5	0.01	52	0.17	0.08	0.21	96	42	0.75
		σ	1	1.0	3.4	0.00	47	0.10	0.05	0.08	65	29	1.28
Sph	C	4	3675	2.6	207	0.13	4.9	0.32	0.52	1.01	266	43	0.15
		σ	136	3.0	238	0.14	4.9	0.40	0.56	1.04	249	36	0.26

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Зона С отличается уменьшением количества халькопирита, присутствием кристаллов барита (рис. 4.2.3е). Из присутствующих в канале сульфидов наиболее обогащенным элементами является сфалерит, в котором концентрируются (г/т): Mn (до 248), As (до 453), Sb (до 550), Au (до 1.3) (при относительно одинаковом содержании остальных элементов) (см. табл. 4.2.3).

На графике, составленном по точкам ЛА-ИСП-МС данных через поперечный срез стенки трубы, выявляется закономерное распределение элементов-примесей (рис. 4.2.4).

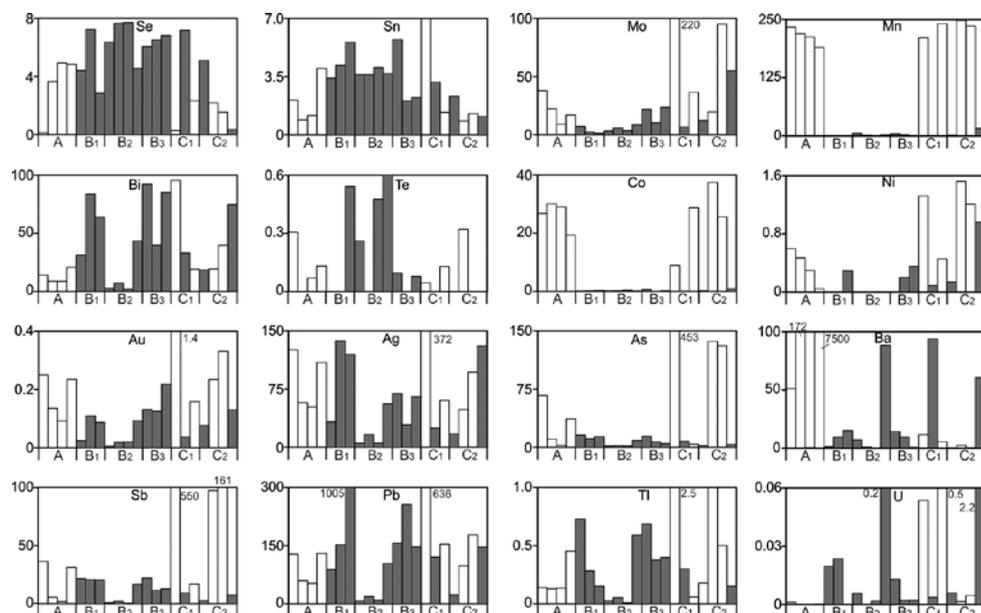


Рис. 4.2.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам барит-сфалерит- халькопиритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Косака-Учинотай, обр. Ку-5-sv. Темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Первый тип простого распределения свойственен Co, Ni, Mo и Mn, которые концентрируются исключительно в сфалерите зоны А и С. Обратное, но также простое распределение установлено для Se и Sn, образующих отчетливый максимум в халькопирите подзоны В2. Распределение большинства остальных микроэлементов (Bi, Te, Pb, Sb, As, Au, Ag, U, V, W) более сложное с отчетливым минимумом в высокотемпературной зоне В2 с максимальными значениями содержаний в подзонах В1 и В3, соответствующим падением содержаний в зонах А и С. При этом к краевым частям зон А и С содержания этих элементов могут вновь эпизодически возрастать (см. рис. 4.2.4). Очевидно, что большинство из изученных химических элементов, за исключением Sn и Se, избегали отложения в высокотемпературной подзоне В2. Высокие температуры препятствовали пересыщению растворов.

Выявленные закономерности количественно подтверждаются локальными коэффициентами концентрации (табл. 4.2.4). В обрамлении трубы концентрируются в основном элементы барит-сфалеритового парагенезиса. В осевой части канала доминируют химические элементы золото-тетраэдрит-галенит-сфалеритового парагенезиса. В зоне В концентрируются как элементы высокотемпературной ассоциации (Se, Sn), так и других ассоциаций, включая гидрогенную. Халькопирит в зоне С, по сравнению с соседними халькопиритовыми подзонами, обеднен всеми элементами-примесями, за исключением U.

Таблица 4.2.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие химическую зональность барит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Косака-Учинотай (обр. КМ-5-sv)

Зона	Минерал	n	ЛКК													
			Ba	Hg	Cd	Co	Zn	Mn	W	Ag	Te	Se	Pb	Bi	U	
A	Sph	4	5.0	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	1.8	1.1						
B1	Chp	3	Pb	W	V	Cu	Fe	Bi	Sn	Ag	Te	Se				
B2	Chp	4	2.4	2.0	1.8	1.6	1.6	1.5	1.2	1.2	1.1					
B3	Chp	3	Te	Fe	Cu	Se	V	Sn								
C	Chp	3	2.3	1.6	1.6	1.5	1.3	1.2								
C	Chp	3	Bi	Cu	Fe	Se	V	Tl	Sn	Pb						
C	Sph	4	1.9	1.6	1.6	1.5	1.2	1.2	1.1	1.1						
C	Sph	4	U	Fe	Cu	Bi										
C	Sph	4	5.0	1.6	1.6	1.1										
C	Sph	4	Sb	As	Mo	Ni	Au	Mn	Zn	Cd	Co	Hg	Tl	Ag	Pb	Bi
C	Sph	4	4.1	4.1	3.2	3.0	2.8	2.7	2.6	2.6	2.5	2.5	2.4	1.9	1.5	1.1

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Пирит-барит-сфалеритовая труба (обр. КМ-109б) круглой формы с едва заметным пиритовым обрамлением, которое сохранилось лишь местами (рис. 4.2.5а). Основным сульфидным минералом является сфалерит.

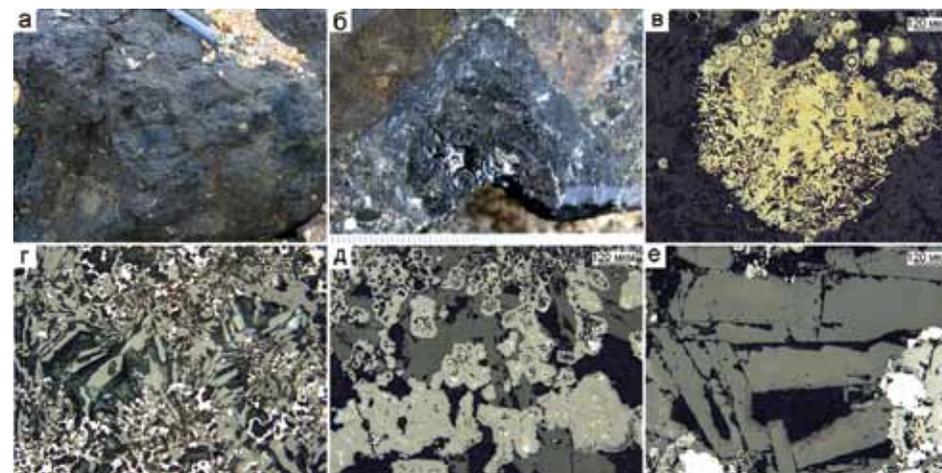


Рис. 4.2.5. Пирит-барит-сфалеритовая труба, месторождение Косака-Мотояма, обр. КМ-109б: а — сфалеритовые брекчии; б — фрагмент трубы с плотной пирит-барит-сфалеритовой оболочкой и пористым галенит-сфалерит-баритовым заполнением канала трубы; в — агрегат глобулярного и ангдрального пирита в барите (подзона А1); г — галенит-баритовый агрегат (подзона А2); д — почковидный агрегат сфалерита с включениями галенита и пирита (подзона В); е — барит с галенитом и сфалеритом (зона С). а-б — образцы труб, в-е — отраженный свет.

Зона А. Наружная часть оболочки (подзона А1) наблюдается в виде отдельных округлых обособлений пиритового состава (рис. 4.2.5б). В составе таких обособлений встречаются фрамбоиды пирита. Кроме того, пиритовые агрегаты испещрены пластинчатыми включениями барита. Следующая подзона (А2) сложена пористыми агрегатами сфалерита, сцементированными зернистым баритом, в котором встречены прожилки галенита и единичные кристаллы эвгедрального пирита (рис. 4.2.5в).

Как колломорфный, так и эвгедральный пирит оболочки характеризуются повышенными содержаниями (г/т): Mn (851 и 522), As (1.7 мас. % и 7590). Tl (5801 и 1018). Кроме того, колломорфная разновидность пирита обогащена и другими рассеянными элементами (г/т): V (до 5.6), Ag (до 8603), Au (до 27.2), Pb (до 3.3 мас. %) и Bi (до 27). Можно отметить и отдельные «всплески» концентраций Co (81 и 34 г/т), Ni (111 и 32 г/т), Se (до 19 г/т), Sn (до 0.65 г/т), Ba (до 1.8 мас. %) и U (до 1.2 г/т). Эвгедральный пирит отличается повышенными содержаниями Mo (427–478 г/т) (табл. 4.2.5).

Сфалерит подзоны А1 имеет повышенные концентрации Mn (до 447 г/т), As (до 1330 г/т) и Tl (до 169 г/т). Обогащение Sb (1349 и 3149 г/т) характерно для сфалерита как из подзоны А1, так и подзоны А2. Кроме того, сфалерит из подзоны А2 концентрирует в себе такие элементы, как V (до 8.6 г/т), W (до 1.6 г/т), U (до 0.23 г/т) и Ba (до 4.7 мас. %) (см. табл. 4.2.5).

Зона В. Крустификация в этой трубе имеет в основном сфалеритовый состав. Выделения сфалерита начинают появляться в виде древовидных и округлых выделений, структура которых осложнена «халькопиритовой болезнью» (рис. 4.2.5г). Матриksom для них служит барит. Почковидные агрегаты пирита содержат включения галенита и эвгедрального пирита (рис. 4.2.5д).

Содержание элементов-примесей в эвгедральном пирите зоны В практически не отличается от содержания их в пирите из подзоны А2. Концентрации рассеянных элементов в сфалерите крустификации и в оболочке имеют сходную тенденцию. Можно лишь отметить увеличение содержаний Pb (до 5 мас. %) и Sb (до 1.3 мас. %) (см. табл. 4.2.5).

Зона С нечетко выражена и присутствует в виде крупных баритовых кристаллов совместно с агрегатами сфалерита и включениями галенита (рис. 4.2.5е).

Судя по точечному профилю через поперечное сечение стенки трубы, основное количество элементов-примесей концентрируется в колломорфном пирите (рис. 4.2.6). При приближении к внутреннему слою оболочки трубы в подзоне А2 с увеличением кристалличности пирита их содержания, за исключением Mo, значительно падают. Интересно, что в наружном слое оболочки трубы концентрируются все ассоциации элементов-примесей — от гидрогенной до высокотемпературной. В сфалерите изменения содержаний элементов более сложные. Основное количество Ba, W, V и U концентрируется в сфалерите внутренней части оболочки трубы. По направлению к осевой части канала трубы, запечатанного сфалеритом, возрастают содержания лишь Pb и Sb — представителей галенит-тетраэдритового парагенезиса.

Локальные коэффициенты концентрации, рассчитанные с исключением галенита, количественно подтверждают эту химическую зональность (табл.

Таблица 4.2.5

Химический состав сульфидов пирит-барит-сфалеритовой трубы белого курильщика, месторождение Косака-Мотояма, обр. КМ-1096. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	5	2.4	645	38.6	45	16	3.7	0.66	10769	6.6	48	6379
		σ	2.3	281	2.79	48	16	2.1	0.74	3456	7.9	48	2017
Sph	A1	2	0.01	348	0.37	2.2	0.04	1.4	65.0	1086	0.4	0.1	714
Py3	A2	3	0.02	455	44.33	0.5	0.17	0.05	0.01	6044	1.0	456	86
		σ	0.01	58	3.75	0.4	0.10	0.01	0.01	1376	0.3	27	22
Sph	A2	7	3.4	18	0.27	3.8	0.45	0.8	63.14	566	5.0	65	1168
		σ	2.8	11	0.13	2.4	0.41	0.3	2.19	158	3.6	66	284
Ga	A	1	0.9	1.2	0.7	7.7	0.46	4.2	0.34	6011	164	199	556
Py3	B	1	0.5	508	43.0	37	12	0.4	0.74	12316	3.3	495	520
Sph	B	6	1.0	35	1.07	16	0.13	1.5	60.83	1533	6.7	53	1070
		σ	2.2	21	0.72	3.3	0.13	0.5	3.13	657	5.3	40	238
Ga	B	2	0.0	3	0	0.02	0.02	1.9	0	96	94	0.01	194
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	5	44	0.15	1451	0.44	3603	0.184	20.6	3385	13580	16.3	0.408
		σ	43	0.28	1230	0.24	7879	0.161	8.7	1561	11283	7.9	0.528
Sph	A1	2	1358	0.02	1241	0.12	2.6	0.001	2.0	140	2318	1.5	0.001
Py3	A2	3	1.0	0.02	787	0.03	21597	0.002	1.5	898	137	0.1	0.011
		σ	1.0	0.00	108	0.04	37402	0.001	0.3	124	67	0.0	0.007
Sph	A2	7	1881	0.03	2077	0.10	13436	1.025	4.6	59	10872	3.5	0.117
		σ	384	0.05	706	0.12	18569	0.622	2.1	21	9800	2.8	0.091
Ga	A	1	91	0.04	26448	0.56	133	0.148	2.1	6.6	780000	147.4	0.082
Py3	B	1	15	0.03	1112	0.04	7579	0.008	4.8	876	1345	0.8	0.108
Sph	B	6	1969	0.04	6875	0.05	293	0.267	4.9	97	26726	0.9	0.019
		σ	339	0.03	4072	0.10	710	0.584	1.5	111	22552	2.1	0.038
Ga	B	2	6	0.02	14957	0.09	22	0.001	0.5	4.0	835000	0.1	0.001

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

4.2.6). Действительно, в колломорфном пирите подзоны А1 присутствуют почти все химические элементы высокотемпературной и гидрогенной ассоциаций. В сфалерите этой подзоны наблюдаются только элементы, изоморфно входящие в сфалерит. По мере продвижения внутрь трубы набор химических элементов в сфалерите становится более разнообразным: в подзоне А2 барит-сфалеритовая ассоциация несет повышенные содержания гидрогенных элементов (V, W), затем нарастает количество Sb, Pb и Se (см. табл. 4.2.6).

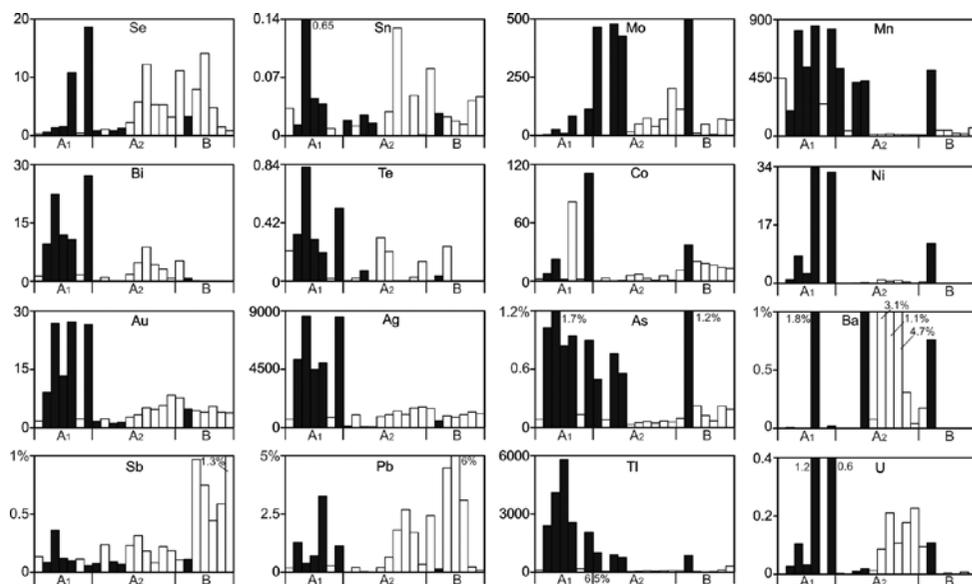


Рис. 4.2.6. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам пирит-барит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Косака-Мотояма, обр. КМ-109б. Черное — пирит; темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Таблица 4.2.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-барит-сфалеритовой трубы, месторождение Косака-Мотояма (обр. КМ-109б)

Зона	Минерал	n	ЛКК								
			Ni	Tl	Bi	Ag	U	Te	Co		
A1	Py1	5	4.0	3.7	3.4	3.1	3.1	3.0	2.8		
			Au	Sn	As	Mn	Cu	Fe	Se	V	
A1	Sph	2	2.8	2.7	2.6	2.5	2.5	2.5	1.4	1.4	
			Zn	Mn	Cd	Hg					
A2	Py3	3	Mo	Fe	Ba	Mn	As				
			3.8	2.8	2.8	1.8	1.5				
A2	Sph	7	W	V	Ba	Cd	Zn	Hg			
			2.5	1.9	1.7	1.6	1.6	1.5			
B	Py3	1	Mo	Ni	As	Fe	Co	Mn			
			4.1	3.0	3.0	2.7	2.3	2.0			
B	Sph	6	Sb	Pb	Cd	Zn	Se	Hg			
			2.4	2.1	1.7	1.6	1.4	1.4			

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

4.2.4. Второстепенные и редкие минералы. В сфалерит-халькопиритовых трубах в сростании с геленитом, борнитом и теннантитом иногда встречаются включения самородного золота. В пирит-барит-сфалеритовых трубах место теннантита занимает тетраэдрит.

4.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути в барит-сфалерит-халькопиритовой трубе (обр. КУ-4г) установлены следующие минералого-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+Mn+Hg+Co) + Ni + II(V+Bi+U+Ag+Mo+Sb+As) + III(Au+W+Pb+Tl) — Te — IV(Cu+Sn+Se) — V(Fe+Ti) — Ba. Первая ассоциация принадлежит к сфалериту с соответствующими изоморфными примесями. Вторая ассоциация, скорее всего, относится к блеклым рудам, содержащим изоморфную примесь Bi^{3+} и Ag^+ . Такие блеклые руды являются типичными для месторождений куроко типа. Присутствие V, U и Mo указывает на участие морской воды в процессах формирования блеклых руд. Третья ассоциация соответствует золото-галенитовому парагенезису, который тоже формировался не без участия морской воды (W). Четвертая ассоциация принадлежит халькопириту. Пятая ассоциация остается загадочной. Возможно, она отражает вариации pH гидротерм. При понижении pH вероятным становится перенос Ti и Fe в ультракислых условиях.

Методом максимального корреляционного пути в барит-сфалерит-халькопиритовой трубе из месторождения Косака-Учинотай (обр. КМ-5-sv) выявляются следующие минералого-геохимические ассоциации: I(Cu+Fe) + Ti + Sn + II(Pb+Bi) + Tl + III(As+Sb+Au+Mo+Ag) + W — IV(Cd+Zn+Hg+Mn+Co) + Ni — U — V(Cr+V) — Te — Ba — Se. Первая ассоциация соответствует халькопириту, обедненному элементами-примесями. Во вторую ассоциацию вошел галенит с изоморфной примесью Bi. Дополнительно, корреляция Pb с Ag свидетельствует в пользу гетеровалентной связи $Ag^+ + Bi^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$. Третья ассоциация принадлежит золото-блекловорудному парагенезису, который, судя по сонахождению с Mo, образовался при участии океанской воды.

Расчеты методом максимального корреляционного пути по выборке пирит-барит-сфалеритовой трубы (обр. КМ-109b) показывают всего лишь три устойчивые минералого-геохимических ассоциации: I(Zn+Cd+Hg) + (W+V) + II(Se+Pb+Bi + Au+Ag+Cu+Te) + Sn + III(As+Fe+Mn+Ni+Co+Cr+U) — Mo — Ti — Sb — Tl. Первая ассоциация соответствует сфалериту и его изоморфным примесям. Вторая ассоциация включает золото-галенит-блекловорудный парагенезис. Se и Bi представляют изоморфную примесь в галените. Вероятно, Cu и Te входят в состав блеклых руд. Третья ассоциация принадлежит колломорфному пириту.

4.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Охарактеризован минералогический ряд гидротермальных труб, в котором уменьшается количество халькопирита и увеличиваются объемы сфалерита, пирита и барита. Предполагается, что трубы, богатые халькопиритом, могли быть представителями современных островодужных серых куриль-

щиков скорее, чем черных курильщиков СОХ. Об этом свидетельствует отсутствие изокубанита, пирротина и псевдоморфоз пирита по пирротину — представителей сильно восстановительных условий. При этом наблюдается обилие барита, сформировавшегося в окислительных условиях, а также борнита и блеклых руд, сформировавшихся в менее восстановительных условиях, чем халькопирит и изокубанит. Точнее, окислительные условия оцениваются как высокая фугитивность элементарной серы.

На высокую окисленность и недосыщенность гидротермальных флюидов и, возможно, более низкие температуры минералообразования указывают пониженные содержания Se и многих других элементов в халькопирите. Именно некоторые современные серые курильщики Западно-Тихоокеанской островодужной зоны характеризуются такими же минералого-геохимическими признаками. Однако, в отличие от современных серых курильщиков, в данных трубах отсутствуют теллуриды.

Халькопирит сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы из месторождения Косака–Учинотай обеднены большинством химических элементов по сравнению с халькопиритом черных и серых курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. (табл. 4.2.7). Некоторое исключение представляют лишь Ва, W и Вi. Коэффициенты концентрации этих элементов, а также Мо и Рb существенно выше лишь относительно сфалерита бесцветных курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. Это позволяет отнести рудогенерирующую систему месторождения Косака–Учинотай к такой стадии зрелости, как «истощенная».

Таблица 4.2.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. КУ-4г) месторождения Косака Учинотай относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	W	Bi	Pb	Sb	Zn	Au	Cd	Fe	Cu	U
Черные	81	14	5.70	3.16	2.35	1.84	1.71	1.52	1.03	0.98	0.88
	Tl	Ag	V	Mo	Sn	Mn	As	Ni	Co	Se	Te
	0.78	0.72	0.32	0.27	0.12	0.10	0.08	0.03	0.02	0.01	0.01
Серые	Ba	W	Cd	Zn	Pb	Fe	Cu	Ni	U	Au	Sn
	Ag	Bi	Tl	Co	Sb	As	Se	Mo	V	Te	Mn
	0.46	0.42	0.21	0.15	0.07	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Бесцветные	Bi	Ba	Mo	W	Pb	Sb	V	U	Tl	Te	As
	Au	Zn	Co	Cd	Se	Mn	Cu	Fe	Ni	Ag	Sn
	4.43	4.30	3.67	3.64	1.12	1.03	1.01	1.00	0.37	0.24	0.04

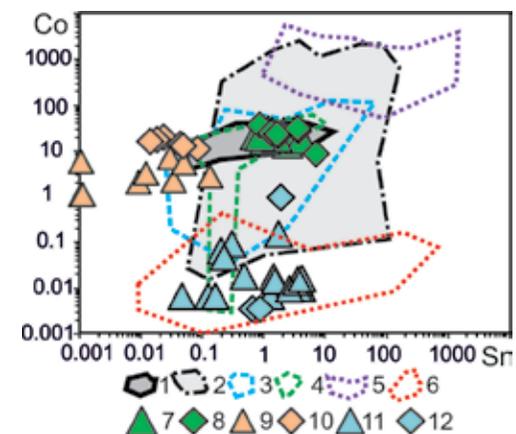


Рис. 4.2.7. Диаграмма Sn–Co для сфалерита барит-сфалерит-халькопиритовой трубы месторождения Косака-Учинотай (7–8), пирит-барит-сфалеритовой трубы месторождения Фурутобе и Аинаи (11–12) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С труб курильщиков.

Примечательными являются особенности бесцветного пирит-барит-сфалеритового курильщика (обр. КМ-109b), колломорфный пирит которого несет не только аномально высокие концентрации As, Tl, Au и Ag, но и отличается сочетанием химических элементов высокотемпературной и водородной ассоциаций. Очевидно, первые находятся в иной форме, чем в халькопирите. Например, селен может быть представлен как (Se)⁻ в виде изоморфной примеси в пирите, а также в виде изоморфной примеси Se²⁻ в галените. Появление селенистого галенита или клаусталлита — характерная черта зон субмаринного гипергенеза колчеданных месторождений Урала [Аюпова и др., 2017].

Фигуративные точки содержаний Co и Sn в сфалерите труб из месторождения Косака-Учинотай совпадают с перекрытием полей черных и серых курильщиков, сформированных в различных обстановках (рис. 4.2.7). Чуть ниже содержания Co в сфалерите пирит-барит-сфалеритовых труб из месторождения Косака-Мотояма. Они, хотя и сопоставляются с современными бесцветными курильщиками, содержат в сфалерите на один-два порядка больше Co, не попадая по этому признаку ни в одну из известных групп современных курильщиков (табл. 4.2.8).

Содержания многих элементов в сфалерите выше, чем в халькопирите. Это предполагает, что обогащение элементами-примесями, скорее всего, начиналось в средне- и низкотемпературную стадии отложения сфалерита и колломорфного пирита, а не халькопирита, который, скорее всего, формировался при более высоких температурах (табл. 4.2.8).

Таблица 4.2.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы (обр. КУ-4г) месторождения Косака-Учинотай относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	W	Bi	Ba	Tl	Mo	Au	Ni	V	Mn	Cu	Se	
Черные	4219	3610	287	58	18	17	6.38	3.62	2.53	1.92		
	Cd	Sn	Ag	Pb	Sb	Co	U	Fe	As	Te		
	1.76	1.20	1.14	0.94	0.93	0.73	0.57	0.25	0.12	0.10	0.04	
Серые	W	Bi	Mo	Sn	Ba	Ni	Au	U	Mn	Cu		
	Cd	Tl	V	Sb	Co	Ag	Pb	Te	Fe	As		
	1.15	1.14	1.09	0.74	0.41	0.37	0.37	0.31	0.22	0.13	0.04	
Бесцветные	W	Bi	Ba	Co	Tl	Mo	Te	Ni	V	As		
	Pb	U	Cu	Au	Mn	Se	Sb	Cd	Ag	Fe		
	3.34	3.00	2.25	2.17	1.85	0.88	0.77	0.63	0.46	0.08	0.02	

4.3. Фурутобе и Аинаи

4.3.1. Геологическая позиция. Месторождения рудника *Фурутобе* тяготеют к склонам риодацитовых куполов и локализованы в автобрекчиях риодацитового состава. На руднике *Аинаи* выделяются несколько рудных тел, которые контролируются риолитовыми куполами. Рудовмещающая толща перекрывается горизонтом лав и гиалокластитов базальтового состава. Пластообразная рудная линза локализуется над штокверком, пронизывающим купольные автобрекчии. В надрудной толще обоих месторождений доминируют лавы и вулканокластиты базальтового и андезибазальтового составов.

4.3.2. Строение и состав сульфидных построек. На месторождении *Фурутобе* на одном уровне локализуются несколько пластообразных линз. Некоторые линзы могут быть реконструированы как сильно разрушенные сульфидные холмы. В ядре холма залегают пирит-халькопиритовые желтые руды, не содержащие теллуридной минерализации. Вместе с тем нарастает количество руд, содержащих сфалерит, борнит, барит и сульфосоли меди и серебра [Мацукума, Хорикоси, 1973]. Недостаток пирротина, обилие барита, гипса и борнита свидетельствует о высоком окислительном потенциале процессов формирования сульфидных руд месторождений куроко типа [Large, 1977].

Для рудных залежей характерна типичная для месторождений куроко типа вертикальная зональность состава и текстур руд. В основании одной из рудных залежей выявлено трубообразное тело, сложенное обломками халь-

копирит-пиритовых и сфалеритовых руд. Обломки руд также присутствуют в кровле залежи среди железисто-кремнистых прослоев. В некоторых телах обломочные руды переслаиваются с глинами. Эти залежи обладают градиционной слоистостью и не имеют отчетливой зональности по составу руд.

В строении рудной залежи месторождения Аинаи улавливается обычная смена снизу вверх кварц-пиритовых руд желтыми пирит-халькопиритовыми, а последних черными, преимущественно сфалеритовыми. На флангах залежи развиты гипсовые пласты. В северной части месторождения локализуется линза обломочных сульфидных отложений, сложенных фрагментами черных и желтых руд в цементирующей массе вулканокластического материала, смешанного с баритом, пиритом и халькопиритом. От лежачего к висячему боку уменьшается размер обломков, а в самой верхней части залежи располагаются ритмично-слоистые сульфидные турбидиты мощностью слоев 2–5 см с близким размером литокластов и рудокластов, убывающим к верхам каждого ритма [Мацукума, Хорикоси, 1973].

4.3.3. Минеральная и химическая зональность труб. *Халькопирит-пирит-сфалеритовая труба* (обр. FR-VM-1), обнаруженная нами в керне месторождения Фурутобе, имеет округло-вытянутую форму с очень неравномерным развитием основных зон, также вытянутых в одном направлении (рис. 4.3.1а). Оболочка (вся зона А) сфалеритового состава наиболее разви-

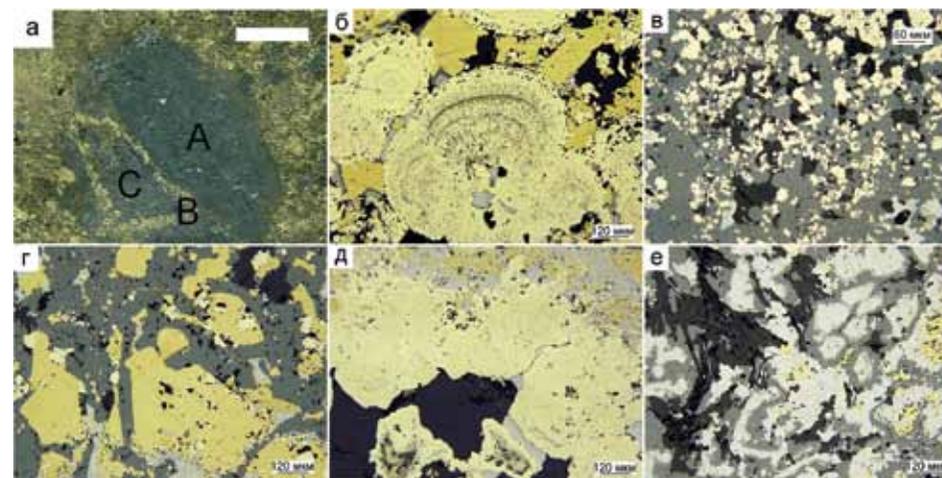


Рис. 4.3.1. Халькопирит-пирит-сфалеритовая труба, месторождение Фурутобе, обр. FR-VM-1: а — внешний вид трубы с зонами: А — сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — сфалерит-баритовый канал; б — редкие фрагменты колломорфного пирита оболочка с зернами галенита в центре почек (подзона А1); в — скопления суб- и эвгдрального пирита, выделения галенита в сфалеритовом цементе оболочки (подзона А2); г — скопления кристаллов халькопирита с развивающим по нему галенитом, а также субгдральные кристаллы пирита, составляющие совместно халькопиритовую стенку на сфалеритовом матрице (зона В); д — пирит-галенитовое обрамление вокруг канала (подзона С1); е — сфалерит-галенитовые структуры в баритовом цементе канала (подзоны С2 и С3). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

та: с наибольшей мощностью (до 1.5 см) на одной стороне трубы и узкой областью (2 мм) — на другой. Халькопиритовая зона слабо представлена и присутствует в виде ограниченного участка. Канал также сфалеритового состава не имеет четко выраженных границ.

Зона А. Самая внешняя часть трубы (подзона А1) не сохранилась в виде слоя и обнаружена в виде очень редких округлых фрагментов колломорфного пирита (рис. 4.3.1б). Остальная часть зоны (подзона А2) сложена сфалеритом, в котором цементируется эвгедральный пирит по колломорфному пириту (рис. 4.3.1в). Количество эвгедрального пирита возрастает в направлении внутрь трубы (подзона А3). Повсеместно присутствуют включения галенита, иногда образующие мелкие прожилки.

Фрагменты колломорфного пирита обогащены (г/т): Mn (до 187), Ni (до 13), As (до 1.2 мас. %), W (до 5), Au (до 25), Tl (до 191), Pb (до 1 мас. %), Bi (83). Обнаружен единичный всплеск содержания Ba до 2.7 мас. % (табл. 4.3.1).

Таблица 4.3.1

Химический состав минералов халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы, месторождение Фурутобе, обр. FR-VM-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	2	11	158	42.0	0.10	7.05	0.14	1.5	9623	1.4	26	206
Sph	A23	10	2.4	49	0.1	0.04	0.23	0.14	66.1	216	3.2	33	358
		σ	2.5	25	0.1	0.05	0.59	0.06	0.04	106	2.9	53	139
Chp	B	5	0.04	0.31	31.1	0.03	0.06	34.1	0.008	7.7	3.9	3.3	11
		σ	0.02	0.25	0.4	0.03	0.09	0.23	0.002	13	2.6	3.7	7.0
Sph	C1	3	2.8	56	0.2	0.31	0.07	0.19	66.4	134	5.2	3.5	83
		σ	4.5	14	0.2	0.53	0.11	0.19	1.2	71	0.2	5.5	77
Py2ps	C2	5	0.3	417	45.7	0.01	0.53	0.06	0.01	4753	0.8	77	107
		σ	0.3	370	0.4	0.02	0.71	0.05	0.007	1932	0.8	104	90
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	2	81	0.08	225	0.07	13278	2.88	20	130	5467	44	0.55
Sph	A23	10	3378	0.62	412	0.05	156	0.08	2.0	3.4	2431	8	0.006
		σ	178	0.65	308	0.09	422	0.10	0.8	3.3	2900	18	0.012
Chp	B	5	0.51	3.26	12	0.09	0.5	0.00	0.02	0.02	12	0.2	0.001
		σ	0.17	0.95	22	0.12	0.9	0.00	0.01	0.01	19	0.2	0.002
Sph	C1	3	3485	1.17	149	0.05	371	0.13	0.35	2.1	4721	4.2	0.010
		σ	98	0.68	108	0.07	642	0.20	0.27	3.3	7865	6.6	0.016
Py2ps	C2	5	1.9	0.03	2547	0.11	0.43	0.02	8.2	67	3968	7.3	0.004
		σ	2.1	0.02	2511	0.11	0.35	0.02	13	95	2765	11	0.005

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1.

Сфалерит всей оболочки характеризуется постоянным обогащением (г/т): Mn (до 91), As (до 466), Ag (до 667), Au (до 3.5), содержания которых (кроме Ag и Pb) на порядок меньше, чем в колломорфном пирите. При этом концентрации Se (до 9 г/т) и Sn (до 1.8 г/т) постоянно на порядок выше по сравнению с колломорфным пиритом. Содержания Tl (до 8 г/т). Содержания Bi (до 57 г/т) в сфалерите подзоны А1 выше на 1–2 порядка относительно подзон А2 и А3 (см. табл. 4.3.1).

Зона В. Халькопиритовая крустификация представлена в виде обособленных агрегатов кристаллов в сфалеритовом цементе, нередко с включениями галенита (см. рис. 4.3.1г). Часто в составе агрегатов присутствует вкрапленность зерен пирита. В халькопирите стенки наблюдаются лишь значимые содержания Sn (до 5 г/т). Содержания Se такого же порядка, что и в сфалерите (см. табл. 4.3.1).

Зона С. Небольшого размера канал запечатан в основном сфалеритом, в матрике которого встречаются округлые агрегаты пирита, разъединенные в разной степени галенитом. Часть халькопиритовой стенки канала покрыта друзовыми агрегатами кристаллов пирита (рис. 4.3.1д) (подзона С1). Галенит обнаружен и в виде отдельных включений и интерстиционных прожилок. Другая часть сложена срастаниями галенита со сфалеритом и баритом (рис. 4.3.1е). В осевой части трубки количество барита возрастает (подзона С3).

По содержанию элементов-примесей сфалерит похож на сфалерит оболочки, лишь местами наблюдаются «всплески» концентраций V (до 8 г/т), Ba (до 1113 г/т) (см. табл. 4.3.1).

Однообразное строение канала осложняется присутствием относительно крупных интерстиций, заполненных баритом (подзона С2). Около них формируются агрегаты пирита, которые далее сменяются галенитом (рис. 4.3.1з). Такой пирит имеет псевдоморфный характер и унаследует от колломорфного обогащенность (в г/т) такими элементами как Mn (до 1017), Mo (до 250), As (до 7628), Sb (до 7000), Tl (до 230), Pb (до 6847) (см. табл. 4.3.1).

На точечном профиле ЛА-ИСП-МС, проходящем по поперечному сечению трубки, выявляется химическая зональность (рис. 4.3.2). В наружной части трубы в колломорфном пирите доминируют Bi, As и Au в ассоциации с типичными элементами водородной (U, V, W) и низкотемпературной (Mn, Tl, Ba, Pb) ассоциаций. Содержания этих же элементов вновь возрастают в субгедральном пирите, запечатавшем канал трубы. Содержания Pb, Mo, Ag и Au в сфалерите постепенно падают по направлению к осевой части трубы. В зоне В и поблизости от нее в халькопирите и сфалерите сопоставимы не высокие содержания типичных элементов высокотемпературной ассоциации — Se и Sn.

Выявленная зональность количественно подтверждается при построении рядов локальных коэффициентов концентрации (табл. 4.3.2). В наружном слое оболочки трубы концентрируется большинство химических элементов, среди которых преобладают элементы низкотемпературной и водородной ассоциаций. Интересно, что по направлению внутрь трубы в сфалерите по мере уменьшения в нем содержания Ag возрастает роль Sn, что указывает на более восстановительные или кислые условия минералообразования. В канале трубы более заметна роль элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Sn, Te). В осевой части канала субгедральные пирит

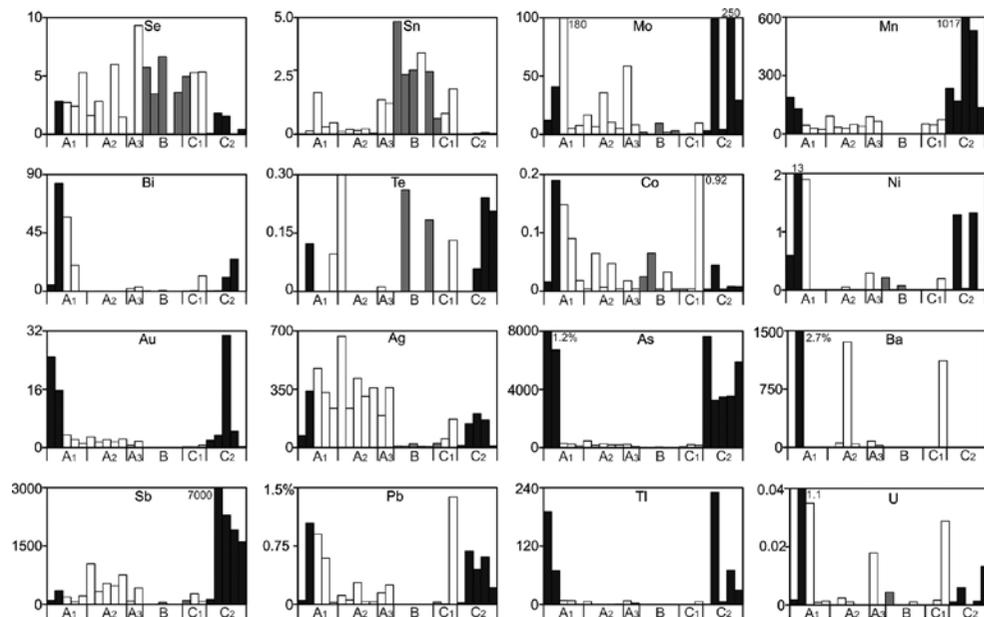


Рис. 4.3.2. Распределение элементов-примесей (в г/т) по зонам халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Фурутобе, обр. FR-VM-1. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

так же, как и колломорфный, обогащен многими элементами при снижении роли элементов гидрогенной ассоциации.

Таблица 4.3.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК), показывающие химическую зональность халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы, месторождение Фурутобе (обр. FR-VM-1)

Зона	Минерал	n	ЛКК													
			Ba	U	W	Ni	As	Tl	V	Bi	Au	Fe	Pb	Co	Mn	Ag
A1	Py1	2	11.4	11.3	10.2	9.0	5.3	5.1	5.0	5.0	5.0	2.2	2.0	1.5	1.3	1.1
A23	Sph	10														
B	Chp	5														
C1	Sph	3														
C2	Py2	5														

Примечание. Условные обозначения см. табл. 4.1.1.

Халькопирит-сфалеритовая труба (обр. Ai-16) представлена в виде фрагмента (рис. 4.3.3а) с хорошо сохранившейся сфалеритовой оболочкой в несортированных сульфидных брекчиях месторождения Айнаи. Очевидно, труба имела простую зональность.

Зона А. Оболочка трубы наиболее мощная и имеет сфалеритовый состав. В этом матриксе наблюдаются одиночные или образующие скопления кристаллы кварца (рис. 4.3.3б). Наблюдаются участки с вкрапленниками халькопиритового состава (рис. 4.3.3в).

Для всех основных сульфидов трубки можно отметить обедненность рассеянными элементами. В сфалерите оболочки отмечается обогащенность Mn (8–25 г/т) и максимумы содержаний Pb (431 г/т) (табл. 4.3.3).

Зона В. Стенка очень узкая (см. рис. 4.3.3а) и сложена гидротермальным халькопиритом и мелкой вкрапленностью пирита (рис. 4.3.3г).

Халькопирит стенки характеризуется небольшим повышением содержания Se и Sn, а также данными анализов с одновременными максимумами концентраций Pb (7603 г/т и 1.7 мас. %) и Bi (98 г/т и 184 г/т) (см. табл. 4.3.3).

Зона С. Отложения осевого канала слабо выражены и представлены сливающимися кристаллами кварца (рис. 4.3.3д). Местами встречается пирит, который присутствует в виде двух разновидностей — субколломорфного агрегата и эвгдральных кристаллов (рис. 4.3.3е).

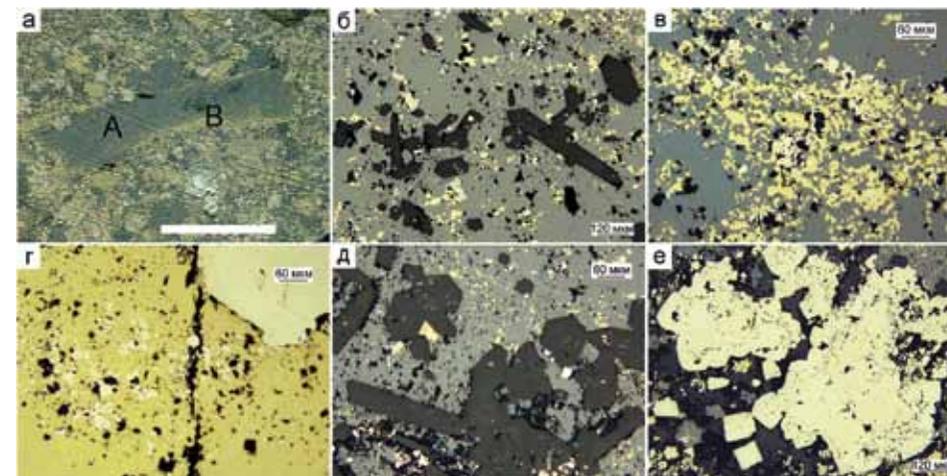


Рис. 4.3.3. Фрагмент халькопирит-сфалеритовой трубы в сульфидных брекчиях, месторождение Айнаи, обр. Ai-16: а — внешний вид трубы с зонами: А — сфалеритовая оболочка, В — маломощная халькопиритовая стенка, канал слабо выражен; б — скопления кристаллов кварца в сфалеритовом матриксе оболочки (зона А); в — участки с вкрапленниками халькопирита в сфалеритовом цементе оболочки (зона А); г — халькопиритовая стенка с мелкозернистой вкрапленностью и отдельными крупными кристаллами пирита (зона В); д — сливающиеся кристаллы пирита в сфалерите канала (зона С); е — агрегаты колломорфного пирита и кубические кристаллы пирита в канале трубы (зона С). а — полированный образец, б-е — отраженный свет.

Эвгдральный пирит содержит As (до 368 г/т). Вместе с тем следует отметить, что среди рудокластов, ассоциирующих с изученным фрагментом трубы, присутствуют разнообразные обломки сульфидов (осколки сфалерита, колломорфного пирита, частично замещенного галенитом и халькопиритом, губчатый пирит, агрегаты субэвгдрального пирита-2 и эвгдральные кристаллы пирита-3). Колломорфный и губчатый пирит, которые, вероятно, являются фрагментами первичной оболочки трубки, обогащены Au (5–101 г/т).

Диagenетический халькопирит, заместивший колломорфный пирит, в отличие от гидротермального халькопирита труб, содержит гораздо больше Mn, Ag, Sb и Tl (табл. 4.3.3, рис. 4.3.4).

Таблица 4.3.3

Химический состав сульфидов халькопирит-сфалеритовой трубы и вмещающих сульфидных турбидитов (турб), месторождение Аинаи, обр. Ai-16. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Sph	A	5	0.01	13	0.4	0.01	0.01	0.2	66.1	14	2.0	3.8	132
		σ	0.01	9.3	0.2	0.00	0.00	0.1	0.2	16	0.6	4.6	85
Chp	B	4	3.69	11	32.1	0.01	0.05	31.1	1.3	10	4.0	23	120
		σ	7.35	20	0.9	0.00	0.04	0.6	1.9	8	2.1	36	41
Py3	C	1	0.01	0	46.5	0.12	0.28	0	0	368	0.6	0.6	1.6
Py1	турб	4	8.37	243	37.3	2.04	57	0.1	0.5	7008	12.8	246	1514
		σ	9.01	218	6.9	1.89	50	0.02	0.8	2168	4.8	163	1051
Py2	турб	3	2.39	95	46.3	0.74	46	0.09	0.01	1657	15.1	116	232
		σ	1.73	126	0.3	0.61	53	0.07	0.01	945	18.5	167	259
Py3	турб	3	0.01	0.17	46.5	0.50	1.1	0	0	269	3.1	7.2	29
		σ	0.01	0.18	0	0.69	1.5	0	0	207	5.6	11	50
Chpps	турб	3	4.60	410	33.0	0.03	0.5	31.1	0.09	13	3.9	41	648
		σ	0.54	122	0.9	0.02	0.4	0.5	0.07	2.4	3.5	13	66
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Sph	A	5	2944	3.3	32	0.1	12	0.01	0.11	0.24	191	10	0.001
		σ	90	1.2	28	0.2	14	0.01	0.07	0.32	219	7.9	0.000
Chp	B	4	67	9.6	44	0.2	29	0.02	0.10	0.12	6303	78	0.009
		σ	92	0.4	55	0.2	30	0.02	0.09	0.13	8243	81	0.016
Py3	C	1	0.06	0.01	0.76	0.00	0.07	0.00	0.38	0.24	50	11	0.001
Py1	турб	4	28	0.3	558	2.9	27	2.52	38	535	123754	1553	0.181
		σ	41	0.2	704	2.0	43	2.94	44	256	136083	1564	0.225
Py2	турб	3	0.7	0.1	91	0.6	850	1.15	6.7	78	2606	93	0.437
		σ	0.2	0.1	72	0.3	1472	1.54	6.8	113	1206	39	0.656
Py3	турб	3	0.10	0.01	1.89	0.12	0.10	0.02	2.9	0.5	93	44	0.000
		σ	0.19	0.01	2.58	0.19	0.01	0.01	4.3	0.8	91	47	0.000
Chpps	турб	3	8.2	35	484	1.1	56	2.06	0.33	3.5	5113	524	0.163
		σ	3.7	1.9	24	0.7	25	0.51	0.05	0.4	2459	70	0.037

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 4.1.1

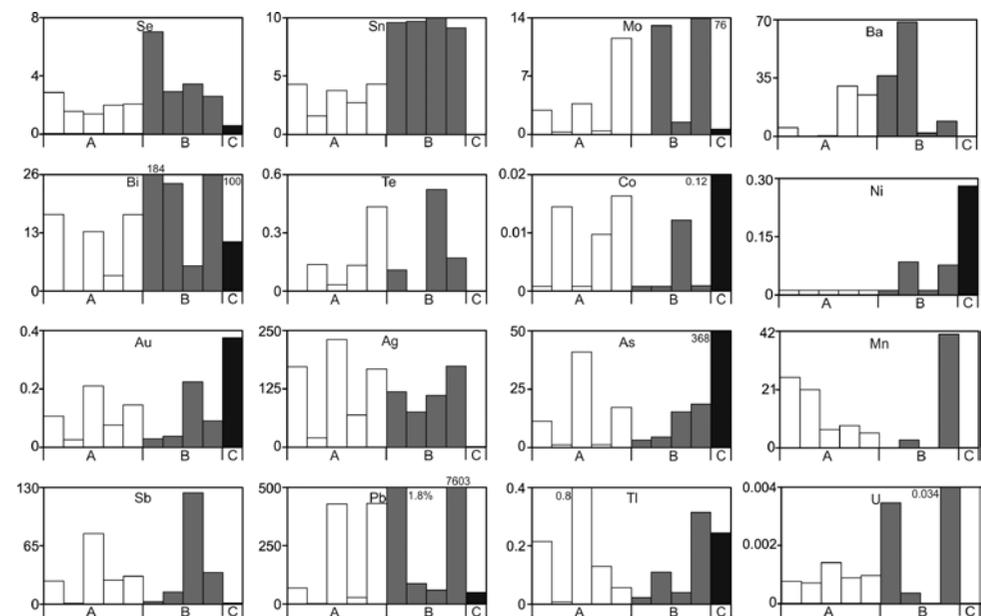


Рис. 4.3.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам халькопирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Аинаи, обр. Ai-VM-1b. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

4.3.4. Второстепенные и редкие минералы. В изученных трубах доминирует галенит-тетраэдрит-теннантитовый парагенезис, типичный для труб современных островодужных бесцветных или светло-серых курильщиков.

4.3.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути в пирит-халькопирит-сфалеритовой трубе установлены следующие ассоциации химических элементов: I(Zn+Cd+Hg) + Ag + II(Bi+Ni+Ba+Pb+Co) + III(Ti+U) — IV(Fe+Mn+Au+As+W+V+Tl) — Mo — Te — V(Cu+Sn)—Se. Первая ассоциация соответствует сфалериту. Вторая и четвертая ассоциации принадлежат колломорфному пириту. Третья ассоциация относится к гидрогенной группе элементов. Пятая ассоциация соответствует халькопириту. Селен находится в конце корреляционного пути, поскольку, кроме халькопирита, встречается и в сфалерите и пирите в близких низких содержаниях.

4.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Выявленные трубы принадлежат к барит-галенит-содержащему пирит-халькопирит-сфалеритовому или колчеданно-полиметаллическому типу. Богатые сфалеритом гидротермальные трубы, формирующиеся на базальтах COX или на уже сформированных залежах, вероятно, относятся к серым и светло-серым [Halbach et al., 2003], а также бесцветным курильщикам (Maslennikov et al.,

2017). Формирование таких труб, в отличие от черных курильщиков, происходит из средне- и низкотемпературных гидротермальных растворов, вероятно, за счет их значительного разбавления морской водой и, соответственно, конвективно-кондуктивного остывания. В отличие от таких же по строению серых и бесцветных курильщиков СОХ, в изученных трубах нередко встречаются галенит и теннантит-тетраэдрит, и отсутствуют пирротин и изокубанит, что сближает их с курильщиками Западной Пацифики. В оболочках как в тех, так и в других, развиты колломорфный пирит, сфалерит и барит, а также доминирует галенит-тетраэдрит-теннантитовый парагенезис. В изученных нами гидротермальных трубах месторождений Аинаи и Фурутобе не выявлены сульфосоли Ag и Pb, реальгар и аурипигмент, обнаруженные в рудах Хокуроко. От типичных высокотемпературных темно-серых курильщиков полей Бразерс и Пакманус они отличаются отсутствием теллуридов висмута и серебра и самородного теллура. Скорее всего, исходные максимальные температуры гидротермальных флюидов, формировавших такие трубы, не достигали пределов насыщения теллуrom, необходимых для отложения теллуридов.

О невысоких температурах минералообразования свидетельствуют низкие содержания Se и Te в халькопирите труб, соответствующие содержаниям в халькопирите современных бесцветных курильщиков и некоторых диффузеров (рис. 4.3.5). Считается, что Se может входить в структуру халькопирита только при температурах >330 °C [Auclair et al., 1987]. По содержаниям Co и Sn фигуративные точки халькопирита труб месторождений Аинаи и Фурутобе занимают перекрытие полей бесцветных и островодужных серых курильщиков (см. рис. 4.3.5).

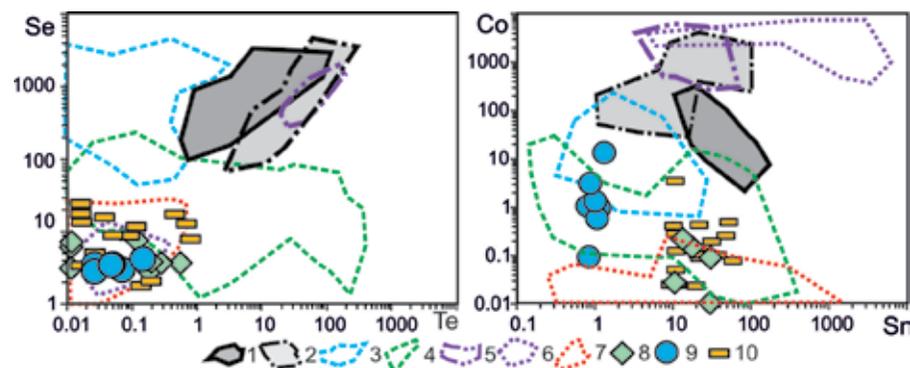


Рис. 4.3.5. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб провинции Хокуроко (8–10) в сравнении с халькопиритом современных курильщиков (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Месторождения Хокуроко: 8 — Ханава, 9 — Эзури; 10 — Аинаи и Фурутобе.

Таблица 4.3.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (FR-VM-1) из месторождения Фурутобе относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Sb	Ba	Cu	Fe	Au	Pb	As	Ag	Tl	Bi	Sn
Черные	6.13	2.40	1.04	0.99	0.73	0.46	0.21	0.19	0.11	0.10	0.10
	Mo	Zn	Cd	Mn	U	V	Ni	Te	Se	Co	W
	0.08	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.003	0.003	0.0004	0.0000
Серые	Fe	Cu	Ba	Sn	Au	Sb	Pb	Ni	Ag	As	Cd
	Tl	Zn	U	Te	Mo	Se	Bi	Co	Mn	V	W
	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.003	0.001	0.000
Бесцветные	Sb	Bi	Mo	Ba	As	Pb	Te	Tl	Au	V	Cu
	114	54	38	25	13	6.59	3.28	2.76	1.90	1.14	1.07
	Fe	U	Se	Mn	Ni	Zn	Cd	Co	Ag	Sn	W
	0.96	0.59	0.23	0.22	0.10	0.08	0.08	0.07	0.06	0.03	0.000

Халькопирит халькопирит-пирит-сфалеритовых труб из месторождения Фурутобе и Аинаи обеднен не только элементами высокотемпературной ассоциации, но и многими другими химическими элементами относительно содержания их в сфалерите и колломорфном пирите. По сравнению с халькопиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. он обеднен большинством элементов, характерных для халькопирита черных и серых курильщиков, за исключением Sb и Ba. Коэффициенты концентрации этих элементов, а также Bi, Mo и Mn, намного выше при сравнении с бесцветными курильщиками (табл. 4.3.4).

Колломорфный пирит гидротермальных труб месторождений Аинаи и Фурутобе характеризуется высокими содержаниями Mn и Tl, на один-два порядка превышающими содержания этих элементов в колломорфном пирите черных курильщиков СОХ. По максимальным содержаниям Mn и Tl в колломорфном пирите гидротермальные трубы соответствуют серым и бесцветным курильщикам островодужных бассейнов и горячих точек (см. рис. 4.1.9). По низким содержаниям Se и Te в колломорфном пирите они ближе к бесцветным курильщикам и некоторым низкотемпературным диффузерам. Отношения Co/Ni колломорфного пирита труб из месторождений Аинаи и Фурутобе попадают в интервал (0.1–0.007), характерный для островодужных серых курильщиков и для бесцветных курильщиков и некоторых диффузеров в целом. Высокие содержания Au и Ag в колломорфном пирите труб месторождений Аинаи и Фурутобе соответствуют максимальным содержаниям этих элементов в колломорфном пирите островодужных серых ку-

Таблица 4.3.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (FR-VM-1) из месторождения Фурутобе относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Au	Sb	W	As	Pb	Cd	Tl	Ag	Co
Черные	93009	5013	173	87	26	19	17	9.67	7.94	7.49	
	Zn	U	V	Ni	Mn	Cu	Mo	Sn	Se	Te	
	3.81	3.47	1.60	0.90	0.41	0.38	0.31	0.22	0.03	0.02	0.002
Серые	17404	10287	298	270	100	16	16	7.74	6.06	5.78	
	Zn	V	Sn	Te	Mo	Tl	Se	U	Ni	Mn	Co
	4.44	2.07	1.61	0.95	0.92	0.90	0.66	0.39	0.29	0.03	0.01
Белые, бесцветные	238690	14296	834	786	212	122	60	31	13	4.46	
	Cd	Zn	Tl	Te	V	U	Se	Mo	Ni	Co	Sn
	4.13	3.37	2.99	2.68	2.61	0.89	0.58	0.23	0.22	0.20	0.12

рильщиков (см. рис. 4.1.9). Об этом же свидетельствуют повышенные содержания As и Bi. Однако Bi входит в состав галенита, блеклых руд и, возможно, виттихенита, а не теллуридов, так как связь Bi с Te отсутствует. Связь Bi с галенитом подтверждается прямо пропорциональной зависимостью содержаний Pb и Bi.

Сравнение данного колломорфного пирита с колломорфным пиритом курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. показывает высокие коэффициенты концентрации Ba, Bi, Au, Sb, W, As и Pb (табл. 4.3.5), что указывает на высокую зрелость рудогенерирующей системы, но на стадии «истощения», поскольку коэффициенты концентрации, рассчитанные для халькопирита, не значительны [Дифференциация ..., 2016].

По низким содержаниям Co и Sn в *сфалерите* гидротермальные трубы месторождений Фурутобе и Аинаи, скорее всего, принадлежат к островодужным светло-бесцветным (мерцающим) курильщикам (см. рис. 4.2.7).

Коэффициенты концентрации, полученные при нормировании на сфалерит курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., являются крайне высокими для Ba, Bi, Tl и Au (табл. 4.3.6). Они могут быть показателями высокой зрелости рудогенерирующей системы [Дифференциация ..., 2016]. Однако основное количество химических элементов, очевидно, осаждалось в средне- и низкотемпературной стадии, совместно со сфалеритом и колломорфным пиритом, соответственно. Это свидетельствует об «истощенности» гидротермальной системы.

Таблица 4.3.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (FR-VM-1) из месторождения Фурутобе относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Tl	Au	Mo	W	Pb	Sb	Ag	V	Co
Черные	1282	1273	180	25	7.95	7.38	7.37	3.43	2.51	2.48	
	Cd	Ni	As	Mn	Sn	Cu	U	Te	Se	Fe	Co
	1.73	0.96	0.80	0.58	0.54	0.35	0.19	0.05	0.05	0.05	0.01
Серые	264	32	5.95	5.08	4.10	3.52	3.29	2.90	2.73	1.12	
	Ni	As	Ag	U	V	Mn	Cu	Te	Se	Fe	Co
	1.04	0.88	0.82	0.79	0.74	0.44	0.24	0.15	0.05	0.04	0.004
Белые, бесцветные	8783	3050	138	53	28	26	18	3.25	3.19	2.83	
	Mo	Te	Se	Ag	U	Ni	Cd	Mn	Cu	Fe	Sn
	2.64	2.63	1.05	1.02	1.00	0.75	0.62	0.42	0.41	0.01	0.01

4.4. Эзури

4.4.1. Геологическая позиция. Геологическая позиция месторождения охарактеризована в обобщающей статье [Tanimura et al., 1983]. Со стороны лежачего бока рудных тел залегают автобрекчированные дациты. В надрудной части разреза развиты пемзовые лавокластиты кислого состава, а также гиалокластиты базальтового состава. Слои кремнистых осадков, локализуемые между кровлей рудной залежи и перекрывающими базальтами, развиты гораздо лучше, чем на других колчеданных месторождениях провинции Хокуроку. Эти кремнистые отложения, имеющие серый и черный цвета, участками становятся красными, переходя в кремнисто-гематитовые пелитолиты («tetsusekiei»).

4.4.2. Строение и состав сульфидных построек. Рудные залежи имеют пластообразную и линзовидную формы с постепенным выклиниванием на флангах. Значительная часть рудной залежи представлена брекчиевидными и полосчатыми галенит-сфалеритовыми рудами с незначительным количеством пирит-халькопиритовых обломков в ассоциации с вкрапленными, штокверковыми и гипсовыми рудами. Руды месторождения Эзури богаче баритом, серебром и золотом, по сравнению с другими колчеданными месторождениями рудного района Хокуроку. Черные руды, имеющие полосчатую текстуру, сложены слоями сфалерита и прослоями халькопирита в ба-

ритовом матриксе. Гораздо реже встречаются реликты колломорфного пирита, борнита, галенита и тетраэдрита. Крупные фрагменты желтых руд, представленные крупнозернистым халькопиритом, встречаются в верхней части халькопирит-сфалерит-баритовой колчеданной залежи, а также среди надрудных кремнисто-гематитовых отложений на контакте с базальтовыми гиалокластитами. В халькопиритовых обломках встречаются сингенетичные прожилки борнита и барита. Некоторые микроскопические обломки халькопирита пересечены прожилками сфалерита и тетраэдрита. Грубая зернистость халькопирита на фоне мелкозернистой массы сфалерита отражает более высокие температуры минералообразования. Предполагается, что это фрагменты руд, имевших текстуру «шишиноме» (shishinome) — «глаза тигра» [Yui, Ishitoya, 1983]. Судя по фотографиям и по современной теории литогенеза и колчеданообразования [Масленников, 2006], это фрагменты халькопиритовых палеокурильщиков, сохранившиеся в диагенетически преобразованной сфалерит-баритовой руде. Другой тип крупных фрагментов встречен в баритовых слоистых рудах вблизи висячего бока рудной залежи. В отличие от обломков халькопиритовых труб, границы сфалеритовых обломковидных обособлений со сфалерит-баритовой цементирующей массой не такие четкие. Предполагается, что это фрагменты полулитифицированных слоев сфалерита, образовавшиеся в процессе оползания [Yui, Ishitoya, 1983]. Не отрицая возможность такого процесса, с этим предположением в данном случае вряд ли можно согласиться. Судя по фотографиям и микрофотографиям, в черных рудах широко представлены обломки гидротермального сфалерита (протовюртцита), содержащего тонкую вкрапленность халькопирита. Такая структура известна в вюртците современных черных курильщиков и именуется как «халькопиритовая болезнь» сфалерита [Rona et al., 1993]. Более того, многие фрагменты сфалерит-баритовых агрегатов содержат каналы, последовательно заполненные друзами аповюртцита, халцедоном и субгедральными кристаллами барита. Иногда по границе аповюртцита и облекающего сфалерит-баритового агрегата встречаются тонкие прерывистые прослои халькопирита. Безусловно, это фрагменты гидротермальных труб — аналогов современных курильщиков. Запасы руды на месторождении оценивались в 3 млн т при средних содержаниях 1.3 г/т Au, 180 г/т Ag, 0.89 мас. % Cu, 3.3 мас. % Pb и 10.1 мас. % Zn [Yui, Ishitoya, 1983].

4.4.3. Минеральная и химическая зональность труб. Фрагмент очень крупной халькопирит-барит-сфалеритовой (обр. EZ-VM-1) многоканальной трубы обнаружен нами в глыбе светло-зеленых пелит-псаммитовых тефроидов андезидацитового состава (рис. 4.4.1а). Диаметр трубы превышал 20 см. Контакт ограниченный с тефроидами резкий.

Зона А. Поверхность трубы покрыта прерывистым слоем гематит-баритового состава. Оболочка трубы сложена полосчатыми агрегатами гематита, барита, галенита и в основном сфалерита. В сфалерите встречается вкрапленность теннантита.

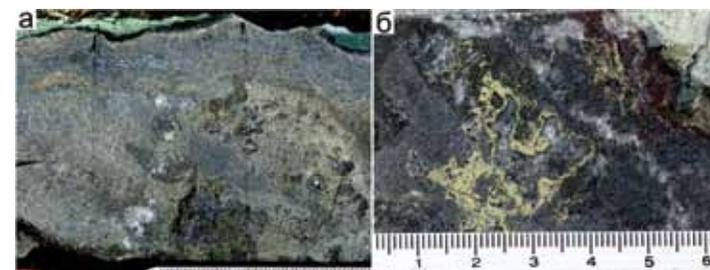


Рис. 4.4.1. Участок крупной халькопирит-барит-сфалеритовой трубы-диффузера, месторождение Эзури, обр. EZ-VM-1: а — халькопиритовая оторочка стенки одного из каналов трубы и заполнение осевого канала трубы баритом с вкрапленностью сфалерита и галенита; б — агрегаты вишнево-красного гематита на поверхности сфалерит-баритовой оболочки трубы. Полированные образцы.

Сфалерит представлен маложелезистой разновидностью (Fe 0.08–0.15 мас. %) с повышенными содержаниями Cu (0.50–0.55 %) и сильно варьирующими содержаниями Co (2–48 г/т) и очень малыми содержаниями Mn (7–13 г/т) и In (9–12 г/т).

Зона В. Внутренняя стенка трубы обросла пористыми агрегатами сфалерита, содержащими многочисленные каналы. Стенки некоторых каналов покрыты кристаллами халькопирита, который содержит мало Se (2.8–3.9 г/т), Sn (0.1–0.2 г/т), Te (0.02–0.2 г/т), при умеренных количествах Ag (39–65 г/т). Содержания Mo в халькопирите сильно варьируют (0.4–114 г/т) (табл. 4.4.1).

Зона С. Осевые части большинства мелких каналов заполнены агрегатами барита с вкрапленностью сфалерита и тетраэдрита. В связи с этим в сфалерите содержания Sb достигают 793 г/т при соотношении Sb/As=7 (см. табл. 4.4.1).

На профиле точечного ЛА-ИСП-МС анализа, выполненного через поперечное сечение стенки трубы, выявляется своеобразная химическая зональность (рис. 4.4.2). Как обычно, халькопирит канала трубы обогащен элементами высокотемпературной ассоциации. Однако особенностью является переменное обогащение халькопирита элементами низкотемпературной (Mn, Tl) и водородной (U, V, Mo, W, Ni) ассоциаций. Сфалерит оболочки трубы, по сравнению со сфалеритом крустификации, обогащен As, Pb и обеднен Sb и Co.

Локальные коэффициенты концентрации позволяют количественно оценить геохимическую зональность трубы (табл. 4.4.2). По мере перехода к внутренней части трубы в сфалерите теллур-мышьяковистая специализация сменяется сурьмянистой, увеличиваются содержания Co и Ag. Разнообразные по условиям формирования ассоциации элементов-примесей сочетаются в халькопирите. Среди них выделяются высокотемпературные (Se, Sn, Bi), низкотемпературные (Pb, Mn, Ba) и водородные (U, V, Ni, Mo) ассоциации.

Таблица 4.4.1

Химический состав сульфидов халькопирит-барит-сфалеритовой трубы- диффузера, месторождение Эзури, обр. EZ-VM-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd
Sph	A	4	1.3	9.5	0.1	23.0	0.06	0.08	66.0	295.5	2.1	3.6	63.4	5284
		σ	1.9	2.6	0.03	20.9	0.02	0.06	0	573.5	0.7	2.9	90.4	237
Sph	B	1	0.5	7.7	0.1	47.8	0.03	0.08	66.0	2.0	1.6	2.2	11.9	5547
Chp	B	6	2.0	17.7	29.3	0.7	0.07	35.9	0.001	3.6	3.1	21.9	50.7	0.13
		σ	4.6	16.6	0.8	1.4	0.09	0.9	0.001	1.6	0.5	44.9	13.2	0.04
Chp	C	1	7.4	12.9	29.5	0.7	0.22	35.3	0.001	5.7	3.2	13.7	57.6	0.25
Sph	C	4	0.9	7.6	0.1	44.3	0.04	0.1	66.0	65.3	1.5	7.1	102.4	5405
		σ	0.8	0.9	0.02	2.5	0.02	0.04	0	27.5	0.2	7.1	64.0	201
Минерал	Зона	n	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U	Ti	In
Sph	A	4	0.10	35.7	0.10	0.0	4.3	0.05	0.023	80.7	0.005	0.001	0.4	0.03
		σ	0.01	54.5	0.08	0.0	2.1	0.04	0.034	138.6	0.002	0.000	0.4	0.03
Sph	B	1	0.07	14.7	0.07	0.0	2.9	0.05	0.002	28.5	0.007	0.001	0.5	0.02
Chp	B	6	0.16	14.7	0.05	10.9	4.4	0.02	0.140	201.4	0.004	0.024	0.6	0.01
		σ	0.04	8.2	0.04	26.3	6.4	0.02	0.176	338.1	0.002	0.051	0.3	0.00
Chp	C	1	0.13	25.1	0.04	4.0	1.3	0.05	0.284	208.7	0.012	0.097	0.4	0.01
Sph	C	4	0.08	427.1	0.05	1.1	2.9	0.27	0.006	41.0	0.008	0.001	0.2	0.07
		σ	0.02	333.1	0.02	1.2	2.4	0.41	0.003	23.3	0.003	0.001	0.2	0.07

Таблица 4.4.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность халькопирит-сфалерит-баритовой трубы-диффузера, месторождение Эзури, обр. EZ-VM-1.

Зона	Минерал	n	ЛКК														
			As	Zn	Cd	Hg	Te	W	Co								
A	Sph	4	3.2	1.8	1.8	1.6	1.6	1.2	1.1								
B	Sph	1	Co	Cd	Zn	Hg	Ti	Bi	Te								
			2.4	1.8	1.8	1.6	1.3	1.2	1.1								
B	Chp	6	Ba	Cu	Fe	Mo	Tl	Pb	U	Cr	Mn	Ti	Sn	Se	W	V	Ni
			2.4	2.3	2.3	1.8	1.8	1.7	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1
C	Chp	1	U	V	Tl	Ni	Fe	Cu	Bi	Pb	Cr	Se	Mo	Sn	Mn		
C	Sph	4	Sb	Au	In	Co	Cd	Zn	Hg	Ag	Bi						
			3.5	2.8	2.4	2.2	1.8	1.8	1.6	1.6	1.4						

4.4.4. Второстепенные и редкие минералы. В трубе выявлены тетраэдрит и галенит. Другие редкие минералы не обнаружены.

4.4.5. Минерально-геохимические ассоциации. По результатам анализа методом максимального корреляционного пути выделены следующие минерало-геохимические ассоциации I(Cu+Fe+Se+Sn) + II(Tl+U+V+Ni+Mo+Ba+Pb+W) — III(Ti+Mn) — Cr — IV(Au+Ag+As+Te) — V(Hg+Zn+Cd+Co) + VI(Sb+Bi) + In. Первая ассоциация соответствует халькопириту. Во вторую ассоциацию входят элементы гидрогенной группы, а также Pb и Ba. Это указывает, что галенит-баритовый парагенезис формировался при участии морской воды. В третьей ассоциации фиксируется совместное накопление Mn и Ti, что более характерно для гидрогенных железо-марганцевых конкреций. Четвертая ассоциация отвечает золото-теннантитовому парагенезису. Пятая ассоциация является типичной для гидротермального сфалерита. Шестая ассоциация отражает присутствие висмутсодержащего тетраэдрита — характерного минерала месторождений куроко типа.

4.4.6. Минерало-геохимические и генетические особенности. Судя по строению и минеральному составу изученная труба (обр. EZ-VM-1) является типичным представителем бесцветных курильщиков или диффузеров.

В отличие от типичных черных курильщиков, в халькопирите данной трубы отмечаются крайне низкие содержания большинства рассеянных элементов, в том числе элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Te, Bi), при относительном накоплении элементов низкотемпературной и гидрогенной ассоциаций. На низкие температуры минералообразования указывают крайне низкие содержания Se и Te в халькопирите, что не характерно для современ-

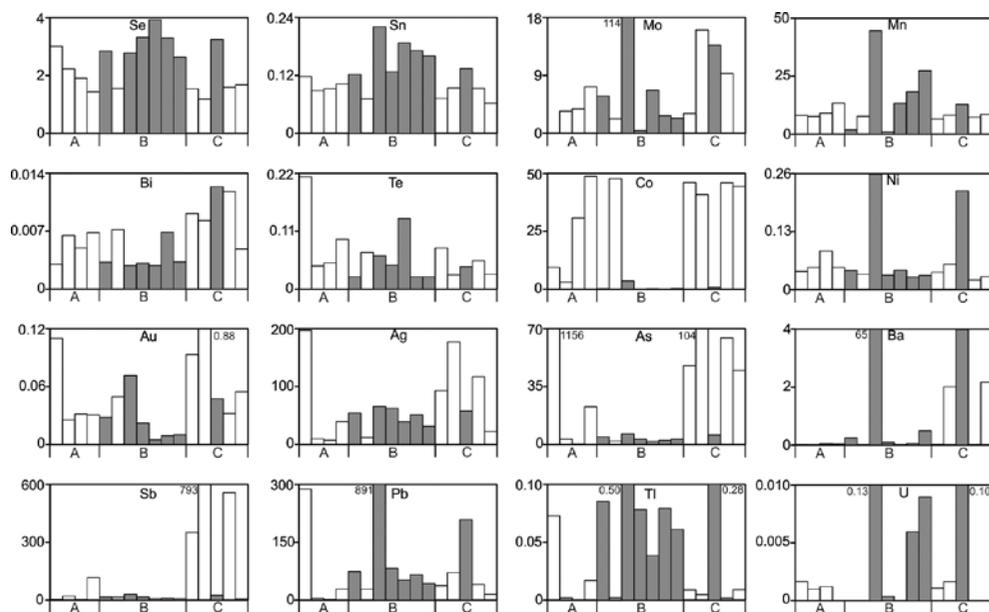


Рис. 4.4.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам халькопирит-барит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Эзури, обр. EZ-VM-1. Темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Таблица 4.4.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту халькопирит-барит-сфалеритовой трубы из месторождения Эзури относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	W	Ba	Pb	Sb	Mn	Cu	Fe	Ag	Tl	Au
205		52	7.72	7.51	1.25	1.09	0.93	0.88	0.78	0.73	0.54
Серые	V	U	As	Co	Ni	Cd	Sn	Zn	Se	Bi	Te
	0.44	0.32	0.10	0.01	0.01	0.01	0.005	0.004	0.002	0.002	0.002
Бесцветные	W	Ba	Pb	Cu	Fe	Ag	Sb	Tl	Au	U	Ni
	30	9.07	2.74	1.05	0.96	0.56	0.22	0.21	0.21	0.21	0.18
Бесцветные	Mn	Co	Mo	As	V	Sn	Cd	Se	Te	Zn	Bi
	0.15	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	0.005	0.003	0.0001
Бесцветные	W	Ba	Mo	Sb	Pb	V	Tl	U	Mn	As	Au
	1122	551	252	140	111	57	19	14	12	6.01	1.90
Бесцветные	Te	Co	Cu	Bi	Fe	Ag	Se	Ni	Cd	Zn	Sn
	1.82	1.60	1.13	1.08	0.90	0.30	0.19	0.11	0.02	0.01	0.001

ных черных курильщиков. На диаграмме Se и Te фигуративные точки содержаний этих элементов в халькопирите концентрируются в поле бесцветных курильщиков и низкотемпературных диффузеров (см. рис. 4.3.5). Высокие содержания Ag в халькопирите, вероятно, свидетельствуют о дефиците H₂S [Maslennikov et al., 2017].

Халькопирит данной трубы-диффузера, нормированный на халькопирит черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш., показывает не очень высокие коэффициенты концентрации для W, Ba и Pb и Sb. Лишь при сравнении с бесцветными курильщиками значения коэффициентов концентрации этих элементов существенно возрастают (табл. 4.4.3).

На диаграмме Sn–Co, построенной для сфалерита, данные по этой трубе совпадают с полями серых курильщиков (рис. 4.4.3). Однако минимальные содержания Sn могут служить свидетельством относительно высоких значений pH частично окисленных флюидов. Известно, что олово переносится хлоридными комплексами (SnCl₂ и SnCl₄) кислыми (pH<2–3.5) низкотемпературными гидротермальными флюидами в восстановительных условиях, в которых устойчивы ассоциации с пирротинном и железистым сфалеритом [Hennington et al., 1999]. Действительно, пирит-пирротин-сфалерит-изокубанитовые диффузеры поля Рейнбоу, содержат промышленные количества Sn.

Вместе с тем флюиды в канале трубы были не столь окисленными, как следовало бы ожидать по этим данным. Обращают на себя внимание повышенные содержания Co в сфалеритовых крустификациях каналов трубы. Очевидно, что гидротермальные флюиды смогли принести опре-

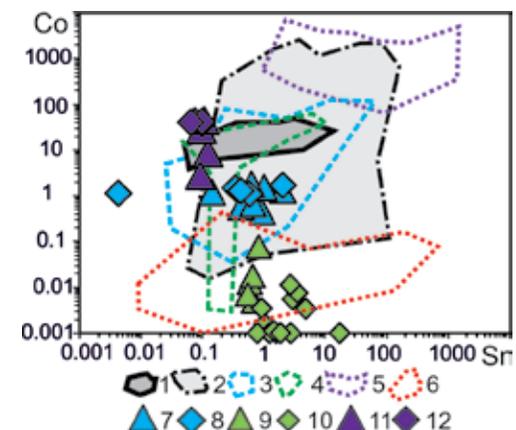


Рис. 4.4.3. Диаграмма Sn–Co для сфалерита сфалерит-халькопиритовой и (7–8) и сфалерит-халькопирит-баритовой (9–10) труб месторождения Ханавы и халькопирит-барит-сфалеритовых (11–12) труб из месторождения Эзури в сравнении с сфалеритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщичьи поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщичьи поля Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщичьи горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщичьи поля Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщичьи и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщичьи и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Треугольник — зона А, ромб — зоны В и С труб курильщиков.

деленное количество Co, вероятно, в форме Co²⁺. Возможно, слабый дебит диффузера сдерживал появление эффекта смешения гидротермального флюида с морской водой. В оболочке трубы содержания Co в сфалерите гораздо ниже, что указывает на окисление гидротермального флюида на контакте с океанской водой (рис. 4.4.3). Относительно низкие содержания Co в халькопирите, по сравнению со сфалеритом, свидетельствуют о ненасыщенности гидротермальных растворов этим элементом. Насыщение наступало лишь в стадию отложения сфалерита, то есть при уменьшении температуры минералообразования. В отличие от типичных бесцветных курильщиков, золотоносность данного диффузера крайне низкая.

Сфалерит данного диффузера, нормированный на сфалерит курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., показывает обеднение большинством химических элементов, за исключением W (табл. 4.4.4). Высокие коэффициенты концентрации появляются только при сравнении с бесцветными курильщиками поля ВТП 9°50' с.ш. Это касается лишь Co, W, As, что может быть связано с различиями в температурах минералообразования или с другими локальными факторами.

В целом, общие минералого-геохимические данные показывают, что труба-диффузер сформировалась как бесцветный курильщик в условиях локального обеднения химическими элементами, вероятно, за счет низкой температуры формирования над зрелой и частично истощенной рудогенерирующей системой.

Таблица 4.4.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту халькопирит-барит-сфалеритовой трубы из месторождения Эзури относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Черные	W	Cd	Au	Sb	Mo	Ba	Co	Bi	V	Tl	
237		2.72	2.59	1.95	1.87	1.78	1.61	1.39	0.86	0.68		
Ag		As	Ni	Cu	Pb	Mn	Te	Sn	Fe	U	Se	
Серые	0.67	0.55	0.28	0.18	0.10	0.09	0.07	0.05	0.03	0.02	0.02	
	W	Cd	Sb	Mo	Co	As	Au	Sn	Ni	Bi		
	131	1.77	1.55	1.40	0.90	0.61	0.53	0.31	0.30	0.29		
Бесцветные	V	Te	Ag	Cu	U	Mn	Ba	Pb	Fe	Se	Tl	
	0.26	0.23	0.22	0.12	0.10	0.07	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	
	Co	W	As	Ba	Te	Bi	Sb	V	Cd	Mo		
Бесцветные	3837	1683	19	12	3.86	3.33	1.61	1.13	0.98	0.62		
	Tl	Se	Pb	Au	Ag	Ni	Cu	U	Mn	Fe	Sn	
	0.52	0.43	0.37	0.34	0.27	0.22	0.22	0.13	0.07	0.01	0.001	

4.5. Ханава

4.5.1. Геологическая позиция. Так же, как и другие миоценовые колчеданно-полиметаллические месторождения Японии, месторождение Ханава сформировано во вторичной островодужной системе, образовавшейся на континентальной коре [Еремин, 1983]. Интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся обильными пирокластическими отложениями, сформировала сложную геологическую структуру, в которой трудно распознать стратиграфические взаимоотношения [Ohtagaki et al., 1974]. Месторождение локализуется в краевой части вулканогенного прогиба — бассейна осадконакопления Хокуроко, и поэтому литолого-стратиграфический разрез хотя и напоминает предыдущие, но не столь полон по мощности.

В основании разреза залегают породы дотретичного возраста — филлиты, сланцы и песчаники, находящиеся на значительной глубине. Предполагается, что значительная часть этих пород имеет палеозойский возраст [Ohtagaki et al., 1974]. Выше с резким несогласием залегают осадочно-вулканогенные толщи миоцена, которые подразделяются на четыре вулканогенно-осадочных комплекса или формации: Нацуджирисава (Natsujirisawa), Шимокобезава (Shimokobesawa), Сугизава (Sugisawa) и Обезава (Obesawa).

Базальные конгломераты, залегающие в основании осадочно-вулканогенного комплекса Нацуджирисава, содержат гальки и крупные валуны (до

2 м в диаметре) палеозойских силицитов, сланцев и андезитов. Такие конгломераты, чередующиеся с конгломератовидными и псаммитовыми тефроидами андезитового состава, встречаются и на более высоких стратиграфических горизонтах. Не исключено, что некоторые из них являются ксенолавокластитам. В нижней части формации Нацуджирисава доминируют пирокластические породы андезитового состава, которые кверху сменяются вулканокластитам риолитового состава. Судя по наличию айнайского типа флоры в аргиллитах, эта формация коррелирует со стадией Монцен (Monzen), проявившейся в северной части рудного района [Ueda, Inoue, 1961].

Рудовмещающая формация Шимокобезава сложена главным образом лавами риолитов, их лавокластитам, переслаивающимися с маломощными пластами тонкообломочных тефроидов кислого состава. Помимо экстрезивных риолитов, локализованных в основании рудовмещающей толщи, широким развитием пользуются субвулканические субсогласные тела и дайки риолитов и диоритов, андезитов и базальтов [Ohtagaki et al., 1974]. Эта толща является стратиграфическим аналогом формации Шаканаи, развитой на рудном поле Ханасока или стадии Нишикурисава [Ohtagaki et al., 1974]. В толще Шимокобезава выделяется как минимум четыре сложных цикла вулканической активности, которые можно рассматривать как сходные по составам толщи: Сотояма, Акетоши, Иваномезава и Наканозава. Зеленые, серые и белые риолитовые лавы и их пемзовые лавокластиты цикла Сотояма, содержащие прослойки псаммитовых тефроидов, образуют подрудный комплекс мощностью более 550 м. В период формирования рудовмещающей толщи Акетоши среди пород, аналогичных предыдущим, формировались рудные залежи Акетоши и Мотояма. Отличительной особенностью этой толщи является присутствие в некоторых местах базальтов и алевропелитов. Стратиграфически выше залегает рудовмещающая толща Иваномезава (мощность 200 м), в которой залегает рудное месторождение Оннагайра. В этой толще наряду с риолитами и их пемзовыми «туфами» (лавокластитам) распространены черные аргиллиты. В перекрывающей толще Наказава (мощность 50–200 м) более широко представлены псефитовые лавокластиты дацитового состава и их псаммитовые тефроиды. Первые три толщи коррелируют со стадией Нишикурисава, распространенной в северной части рудного района. Толща Наканосава совпадает по стратиграфическому положению с вулканикатами стадии Оннагава [Ohtagaki et al., 1974]. Таким образом, в пределах рудовмещающей толщи выделяются три главных эффузивно-осадочных горизонта, контролирующих позицию трех главных палеогидротермальных полей: Акетоши, Мотояма и Оннагайра. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами. Пологозалегающее рудное тело Акетоши залегает на белых риолитах и участками переслаивается с их лавокластитам и со стороны висячего бока сопровождается лавами и гиалокластитам базальтового состава. Крутопадающие рудные тела группы Мотояма локализируются среди серо-зеленых лапиллиевых «туфов» (лавокластитов), нередко представ-

ленных их пемзовыми разновидностями и псаммитовыми тефроидами. Слабо изученные мелкие рудные тела гидротермального поля Оннатаяра ассоциируются как с риолитами, так и с их пемзовыми лавокластитами, а также черными сланцами.

Надрудный вулканогенно-осадочный комплекс Сугизава с несогласием, перекрывшим комплекс Шимокобезава, включает спекшиесе дацитовые туфы, туфобрекчии, лапиллиевые и мелкообломочные туфы и их псаммитовые тефроиды, образованные турбидными потоками. Мощность вулканогенно-осадочного комплекса варьирует от 100 до 250 м. Предполагается, что этот комплекс соответствует ранней стадии Фунакава [Ohtagaki et al., 1974]. Углефицированные растительные остатки, обнаруженные в турбидитах этого комплекса, указывают на существование в этот период береговой линии. Комплекс Сугизава перекрывается и местами фациально замещается алевролитами, туфами андезито-дацитового состава и перекрывающими их андезитовыми лавами формации Обезава, имеющей позднемиоценовый возраст [Еремин, 1983; Ohtagaki et al., 1974]. Мощность комплекса Обезава варьирует от 50 до 500 м. Судя по растительным остаткам, найденным в алевролитах, комплекс Обезава коррелирует с поздней стадией Фунакава [Ohtagaki et al., 1974].

Охарактеризованные толщи являются полифациями, и нередко одна толща может содержать эффузивы и вулканокластиты различного состава. Тем не менее, на участке месторождения Ханава может быть отмечена следующая последовательность вулканической активности. Для нижней толщи Нацуджиризава отмечается слабая интенсивность сначала андезитового, затем риолитового эффузивно-вулканокластического вулканизма, который эпизодически развивался на фоне терригенного и тефрогенного осадконакопления, вероятно, в мелководных условиях. Наиболее интенсивным характером вулканизма отличается толща Сотояма, в которой наблюдаются слои мелкообломочных тефроидов. В период колчеданообразования в толщах Акетоши и Иваномезава интенсивность риолитового эффузивного вулканизма на участке месторождения снизилась, доминирующими стали вулканокластиты кислого состава и их тефроиды, иногда включающие редкие потоки базальтового состава. Очевидно, вулканизм носил циклический характер по периферии рудного поля. При этом, несмотря на большее присутствие эффузивных потоков в толще Иваномезава, на уровне колчеданообразования происходило накопление тонких глинистых илов, сформировавших горизонты черных углеродистых аргиллитов. Появление последних свидетельствует о гемипелагических условиях осадконакопления и знаменует начало снижения интенсивности эффузивного вулканизма. Во всех надрудных толщах значительное место занимают вулканокластиты и их тефроиды дацитового и андезитового составов, чередующиеся с горизонтами аргиллитов и алевролитов. Количество порфирировых андезитовых вулканитов вновь возрастает к верхним частям геологического разреза, что может свидетельствовать в пользу углубления кровли магматических очагов. Таким

образом, рудовмещающая толща оказывается наиболее контрастной по дифференциации — в ней доминируют самые кислые по составу эффузивы и изредка встречаются базальты. Не исключено, что поверхность базальтового магматического очага в этот период достигала минимальной глубины и, напротив, осадконакопление и колчеданообразование происходило в наиболее глубоководных условиях. Однако отсутствие яшм не позволяет более достоверно обосновать это предположение. Тем не менее, оно согласуется с реконструкциями японских геологов. В истории района месторождения выделяется раннемиоценовый период поднятия, индицируемый прибрежной фауной, который к основному периоду колчеданообразования сменился формированием локального глубоководного бассейна Сотояма. Затем, судя по появлениям в разрезе черных сланцев, началось поднятие уровня дна за счет компенсирующего аккумулятивного осадконакопления, возможно, до глубин глобального кислородного минимума ($1\text{ км} \pm 400\text{ м}$). Дальнейший подъем в период формирования надрудных толщ подтверждается появлением прибрежной (неритовой) и наземной флоры [Ohtagaki et al., 1974].

4.5.2. Строение и состав сульфидных построек. Месторождение Ханава включает 21 рудное тело. По запасам месторождение гораздо меньше, чем месторождения рудников Шаканаи, Косака и Ханаока. На рудном поле выделяются три группы рудных залежей занимающих последовательное стратиграфическое положение (снизу вверх): Акетоши, Мотояма и Оннатаяра [Matsukuma, Horikoshi, 1974]. Пластообразное рудное тело Акетоши залегает полого и имеет размер $100 \times 20 \times 10\text{ м}$. По сравнению с трубообразными сульфидными постройками, рудное тело Акетоши состоит из брекчиевидных черных руд, характеризующихся градационной слоистостью. Черные руды состоят главным образом из сфалерита, галенита, гипса, барита, с небольшим количеством халькопирита, тетраэдрита, теннантита и более редкого флюорита. Руды обогащены Zn (2.4 %), Cu (2 %), Pb (6 %) и обеднены S (12 %). Участками черные руды закономерно перемежаются с желтыми рудами. Рудное тело переходит книзу в слабо развитую зону огипсования. Пиритовые и кремнистые руды полностью отсутствуют. Однако в рудах месторождения обнаружен фрамбоидальный и ангедральный пирит. Последний образует плотные кристаллически зернистые агрегаты. Предполагается, что руды этой залежи сформировались гидротермально-осадочным путем [Еремин, 1983]. В группе рудных залежей Мотояма, кроме ленточных рудных тел группы Аширо, выявлены два субвертикальных рудных тела трубообразной формы, состоящие из желтых руд (Мотояма Шинко Шо и Хигаши Дадзита). Желтые руды сложены пиритом, халькопиритом и глинистыми минералами (монтмориллонитом, хлоритом) с подчиненным количеством галенита и сфалерита, а также борнита, ковеллина и фукучилита (Cu_2FeS_3) [Kajiwar, 1969]. Содержания Cu в рудах в среднем составляют 1 %, S 26–28 %. Иногда содержания Zn достигают 2 % [Ohtagaki et al., 1974].

4.5.3. Минеральная и химическая зональность труб. Фрагменты сульфидных труб обнаружены нами в глыбах вулканомиктовых брекчий, сложенных в основном обломками риолитов. Вулканомиктовые брекчии ассоциируют с рудным телом Акетоши. Судя по границам обломков, обнаруженные фрагменты труб не являются ксенорудокластами. Большинство из них относятся к эдафогенным продуктам разрушения донных палеогидротермальных построек.

Халькопирит-сфалеритовая труба (обр. HWA-VM-3) (рис. 4.5.1a,b) является наиболее типичным представителем фрагментов палеокурильщиков. Гораздо реже встречаются фрагменты барит-халькопиритовых (см. рис. 4.5.1в) и ангидрит-барит-сфалеритовых труб (см. рис.4.5.1г).

Зона А. Оболочка халькопирит-сфалеритовой трубы сложена сфалеритом, содержащим вкрапленность халькопирита, галенита и блеклых руд. За счет микровключений тетраэдрита в сфалерите аномально высокими являются содержания Sb (до 3327 г/т) и As (до 1100 г/т). Значительный вклад в геохимию сфалерита вносит галенит (Pb до 3.8 мас. %) и, вероятно, электрум (Au 5 г/т. Ag до 1176 г/т). Часть Ag, как обычно, входит в состав вкрапленников тетраэдрита. Характерная особенность сфалерита оболочки труб — относительно высокие содержания V и Mo, достигающие 28 и 660 г/т, соответственно (табл. 4.5.1).

Зоны В и С. В канале трубы доминирует халькопирит, в интерстициях агрегатов которого встречается сфалерит. Осевая часть канала заполнена сфалеритом. По сравнению с типичными черными курильщиками, содержания большинства химических элементов, за исключением Ag (99–195 г/т),

Таблица 4.5.1

Химический состав сульфидов халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Ханавы, обр. HWA-VM-3. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Sph	А	8	7.2	93	0.7	1.1	3.0	0.2	64.9	273	16	232	385
		σ	10.3	41	0.1	0.5	4.4	0.2	1.5	393	10	274	435
Chp	А	1	0.17	3.9	30.5	0.1	0.7	34.2	0.03	1.0	19	0.4	100
Chp	В	7	0.00	0.5	31.2	0.1	0.4	34.0	0.02	1.3	13	0.1	148
		σ	0.00	0.4	0.9	0.3	0.7	1.3	0.01	1.7	6.8	0.2	30
Sph	С	5	0.16	134	1.0	1.4	0.2	0.3	65.6	7.9	66	8.7	31
		σ	0.33	27	0.2	0.3	0.1	0.5	0.9	17	42	19	62
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Sph	А	8	4396	0.8	986	0.3	3.9	0.40	1.6	1.6	7613	0.401	0.020
		σ	240	0.6	1194	0.2	6.1	0.42	1.8	1.4	14212	0.777	0.041
Chp	А	1	1.1	0.1	56	3.1	0.0	0.005	0.01	4.1	240	0.012	0.015
Chp	В	7	1.3	2.0	11	0.2	2.1	0.02	0.02	0.7	15	0.029	0.003
		σ	0.9	0.2	16	0.2	3.4	0.02	0.02	1.5	20	0.041	0.005
Sph	С	5	4632	0.7	67	0.4	0.3	0.04	0.11	0.04	199	0.678	0.002
		σ	210	0.8	150	0.5	0.3	0.08	0.23	0.05	442	1.503	0.001

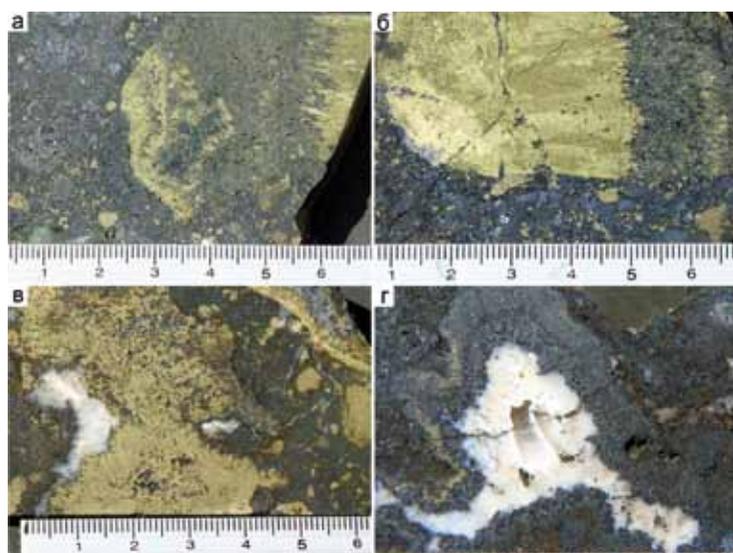


Рис. 4.5.1. Сфалерит-халькопиритовая труба и ангидрит-опал-сфалеритовый канал трубы, месторождение Ханавы (провинция Хокуроку), обр. HWA-VM-3.

в кристификационном халькопирите являются крайне низкими. Это прежде всего касается Se, содержания которого не превышают 25 г/т, что на 1–2 порядка ниже, чем в халькопирите современных черных курильщиков. Сфалерит, как в оболочке, так и в канале труб, относится к маложелезистой разновидности (Fe 0.4–0.6 мас. %), характеризуется умеренными содержаниями Cd (0.39–0.45 мас. %), при низких концентрациях Co (0.45–1.7 г/т), Sn (0.4–2 г/т) и Mn (71–146 г/т) (см. табл. 4.5.1).

Судя по графикам распределения элементов-примесей по точечному профилю через стенку трубы (рис. 4.5.2), значительная часть средне- и низкотемпературных (Au, Ag, As, Sb, Pb) и водородных (U, V, W, Ni, Mo) химических элементов концентрируется в основном в оболочке, с постепенным убыванием содержаний в ее внутренней части и резким снижением в халькопирите и сфалерите, запечатывающими канал. Это связано с уменьшением роли океанской воды и золото-галенит-тетраэдритовой ассоциации по направлению к каналу трубы. Некоторые элементы низкотемпературной ассоциации по непонятным причинам концентрируются во внутренней части оболочки трубы (Ba, Tl). Содержания элементов, традиционно относящихся к высокотемпературной ассоциации (Se, Sn, Co), выше в кристификации по сравнению с инкрустацией трубы. Интересно, что в халькопирите оболочки трубы и осевого канала

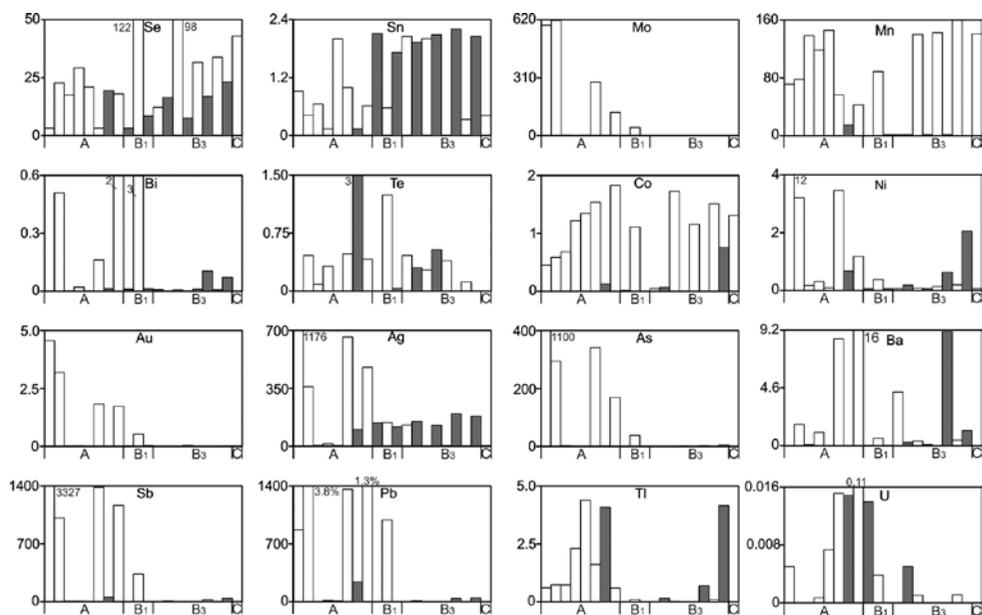


Рис. 4.5.2. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам халькопирит-сфалеритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Ханава, обр. HWA-VM-3.

выше содержания Tl — типичного элемента низкотемпературной или гидrogenной ассоциации.

Локальные коэффициенты концентрации количественно подтверждают основные выводы о геохимической зональности трубы (табл. 4.5.2). Основными для наружной части оболочки трубы являются элементы средне-низкотемпературной (As, Sb, Pb, Au, Ag) и гидrogenной (V, U, W, Ni, Mo) составляющих в сфалерите. Постепенно роль этих элементов снижается по направлению к внутренней части трубы, где в сфалерите в основном доминируют элементы, относящиеся к изоморфной примеси (Cd, Hg, Co, Se). В халькопирите и сфалерите канала трубы содержания химических элементов, за исключением Sn и Se, меньше по сравнению с халькопиритом, встречающимся в оболочке трубы.

Пирит-сфалерит-халькопирит-баритовая труба (обр. HWA-VM-1) обнаружена в виде фрагмента в вулканокластических брекчиях. В обломке угадываются серпообразный участок халькопиритовой стенки и часть более мощной оболочки баритового состава угловатой формы (рис. 4.5.3а). Основными сульфидами являются халькопирит и сфалерит.

Зона А. Внешняя часть зоны (подзона А1) представлена вытянутыми кристаллами барита (рис. 4.5.3б) с малочисленными включениями сфалерита и галенита, количество и размер которых растет по направлению к стенке трубы (рис. 4.5.3в). Вблизи стенки появляются прожилковидные агрегаты халькопирита, нередко с включениями галенита, цементом для которых служит сфалерит (рис. 4.5.3г) (подзона А3?).

Таблица 4.5.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Ханава, обр. HWA-VM-3.

Зона	Минерал	n	ЛКК																	
			V	Pb	As	Mo	Au	Sb	W	Ni	U	Ag	Ba	Hg	Zn	Cd	Tl	Co	Mn	Bi
A	Sph	8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.7	2.7	2.5	2.3	2.2	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3
			7.5	5.2	4.0	2.5	2.4	1.6												
A	Chp	1	Te	Cr	Tl	Cu	Fe	U												
B	Chp	7	Cu	Fe	Sn															
BC	Sph	5	2.4	2.1	2.0	1.8	1.7	1.7	1.6											
			2.5	2.4	1.7															

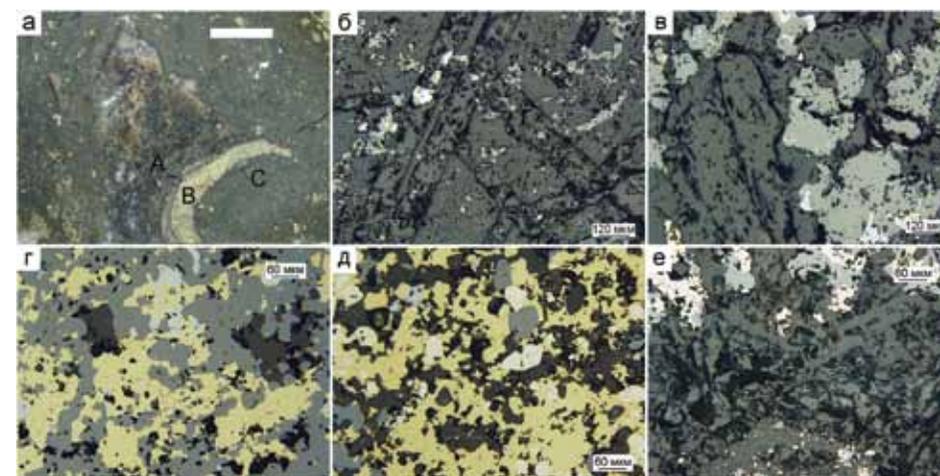


Рис. 4.5.3. Обломок пирит-сфалерит-халькопирит-баритовой трубы, месторождение Ханава, обр. HWA-VM-1: а — внешний вид трубы с зонами: А — баритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка, С — барит-сфалеритовый канал; б — вытянутые кристаллы барита в самой наружной части оболочки (подзона А1); в — кристаллы барита в средней части оболочки с многочисленными выделениями сфалерита и галенита (подзона А2); г — халькопиритовые выделения с галенитом на сфалеритовом цементе вблизи стенки трубы (подзона А3); д — наружная пористая часть халькопиритовой стенки с субгедральными кристаллами пирита, включениями сфалерита и галенита (подзона В1); е — баритовая оторочка канала (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Сфалерит оболочки отличается постоянным содержанием Mn (от 43 до 146 г/т) и Co (от 0.5 до 1.8 г/т). Содержания других элементов-примесей (As, Mo, Ag, Sb, Au, Pb) варьируют от минимальных значений до максимумов, что, вероятно, зависит от «чистоты» сфалерита (табл. 4.5.3).

Зона В. Наружная часть халькопиритового слоя (подзона В1) загрязнена многочисленными зернами ангдрального пирита, включениями галенита и сфалерита (рис. 4.5.3д).

Подзона В1 плавно переходит в подзону В3, сопровождающуюся увеличением количества сфалерита (рис. 4.5.3е). На границе с каналом наблюдаются агрегаты сфалерит-халькопиритового состава. Содержания рассеянных элементов в халькопирите присутствуют в незначительных количествах. Можно лишь отметить Sn, концентрации которого на порядок выше, по сравнению со сфалеритом. Кроме того, наблюдаются всплески содержания Te как в халькопирите (до 0.5 г/т), так и в сфалерите (до 1.3 г/т) (см. табл. 4.5.3).

Зона С. Очень тонкий слой, покрывающий стенку осевого канала, представлен прерывистой баритовой оторочкой, переходящей в сфалерит с вкраплениями халькопирита и включениями галенита (см. рис.4.5.3е).

Таблица 4.5.3

Химический состав сульфидов пирит-сфалерит-халькопирит-баритовой трубы, месторождение Ханав (провинция Хокуроко), обр. HWA-VM-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Зона	Минерал	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
A	Sph	6	0.10	326	1.9	0.020	0.03	1.4	63.5	2.4	0.3	8.7
		σ	0.22	22	0.4	0.029	0.06	0.5	0.8	2.4	0.4	18
B1	Sph	2	0.06	332	1.3	0.001	0.08	1.0	63.5	317	0.8	98
B1	Chp	3	0.01	6.9	32.5	0.032	0.04	32.2	0.02	0.5	1.0	4.6
		σ	0.01	12	0.5	0.033	0.04	0.6	0.02	0.1	0.0	5.7
B1	Py23	4	0.02	1.4	46.5	0.210	6.04	0.1	0.02	562	5.4	3.1
		σ	0.03	1.8	0	0.207	3.14	0.1	0.02	543	8.9	4.8
B2	Chp	7	0.01	0.3	32.3	0.005	0.01	32.7	0.07	0.6	4.4	1.0
		σ	0.01	0.3	0.6	0.008	0.02	0.4	0.08	0.5	4.8	1.7
B3	Sph	7	0.00	360	0.2	0.003	0.02	1.4	62.8	1.1	14.6	1.9
		σ	0.01	29	0.4	0.003	0.02	0.6	0.7	1.0	7.8	3.7
B3	Chp	7	0.02	0.3	32.6	0.023	0.16	32.6	0.03	1.3	7.5	0.4
		σ	0.05	0.2	1.1	0.030	0.35	1.2	0.02	3.1	3.8	0.7
B3	Py3	9	0.01	0.4	46.5	0.018	0.48	0.1	0.02	234	17	0.8
		σ	0.01	0.3	0	0.029	0.39	0.1	0.03	308	5.6	1.2
C1	Sph	7	0.01	395	1.7	0.003	0.01	1.0	63.2	0.6	16	0.1
		σ	0.01	15	0.2	0.005	0.03	0.3	0.4	0.2	3.0	0.0

Продолжение таблицы 4.5.3

Зона	Минерал	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Hg	Tl
A	Sph	6	67	1817	0.6	17	0.01	2.45	0.028	0.11	44	0.04
		σ	35	100	0.1	20	0.01	5.82	0.057	0.10	6.7	0.04
B1	Sph	2	1872	2287	1.3	3599	0.01	0.15	0.112	1.10	48	0.11
B1	Chp	3	171	0.8	4.7	6.0	0.06	0.76	0.019	0.03	1.1	0.10
		σ	9.0	0.7	0.1	3.4	0.05	1.30	0.032	0.01	0.4	0.11
B1	Py23	4	62	1.2	1.2	70	0.08	5.60	0.009	0.97	0.3	0.41
		σ	63	1.0	0.3	57	0.08	6.74	0.014	0.62	0.3	0.43
B2	Chp	7	187	4.0	5.8	7.3	0.04	0.21	0.019	0.01	0.7	0.08
		σ	19	4.0	1.6	6.0	0.05	0.35	0.025	0.02	0.3	0.10
B3	Sph	7	71	3169	4.7	6.2	0.02	0.37	0.005	0.14	52	0.06
		σ	27	394	5.6	5.5	0.02	0.80	0.004	0.14	2.8	0.09
B3	Chp	7	175	2.4	11.4	2.4	0.02	0.22	0.029	0.02	0.5	0.02
		σ	7.6	1.5	3.4	3.1	0.03	0.58	0.047	0.03	0.4	0.04
B3	Py3	9	6.7	1.3	1.0	3.3	0.03	0.17	0.008	0.13	0.3	0.02
		σ	5.3	1.5	0.8	3.2	0.03	0.28	0.014	0.13	0.2	0.03
C1	Sph	7	47	3826	1.6	2.6	0.03	0.31	0.001	0.06	52	0.01
		σ	22	126	0.7	1.0	0.03	0.69	0.000	0.06	1.4	0.01
Зона	Минерал	n	Pb	Bi	U	Mg	Al	Si	Ca	Ga	Sr	In
A	Sph	6	170	0.010	0.0008	1.4	24	112	27	100	0.03	1.1
		σ	366	0.008	0.0016	2.2	32	75	49	44	0.06	1.2
B1	Sph	2	315	0.003	0.0001	0.2	0.1	148	32	98	0.01	20
B1	Chp	3	15	0.004	0.0001	0.5	2.2	36	76	18	0.01	3.7
		σ	14	0.006	0.0000	0.6	1.7	34	49	21	0.02	1.2
B1	Py23	4	381	0.054	0.0026	0.8	42	51	4.2	1.2	0.07	4.0
		σ	350	0.084	0.0035	1.0	45	33	6.3	1.0	0.09	2.8
B2	Chp	7	7	0.003	0.0019	0.3	0.9	44	17	6	0.00	10
		σ	6	0.003	0.0045	0.2	1.4	57	32	4	0.00	2.1
B3	Sph	7	12	0.004	0.0006	0.3	0.3	102	45	146	0.01	42
		σ	6	0.004	0.0011	0.5	0.4	77	24	61	0.02	14
B3	Chp	7	4	0.003	0.0008	0.2	0.5	97	4.4	14	0.01	11
		σ	6	0.003	0.0012	0.2	0.7	110	8.9	13	0.01	1.9
B3	Py3	9	69	0.034	0.0146	0.1	3.8	37	10	0.4	0.00	2.8
		σ	70	0.026	0.0378	0.1	6.0	58	20	0.6	0.00	4.4
C1	Sph	7	8	0.003	0.0043	0.2	0.1	114	35	156	0.01	27
		σ	2	0.004	0.0067	0.3	0.0	56	48	34	0.01	15

Примечание. Условные обозначения минералов см. 4.1.1.

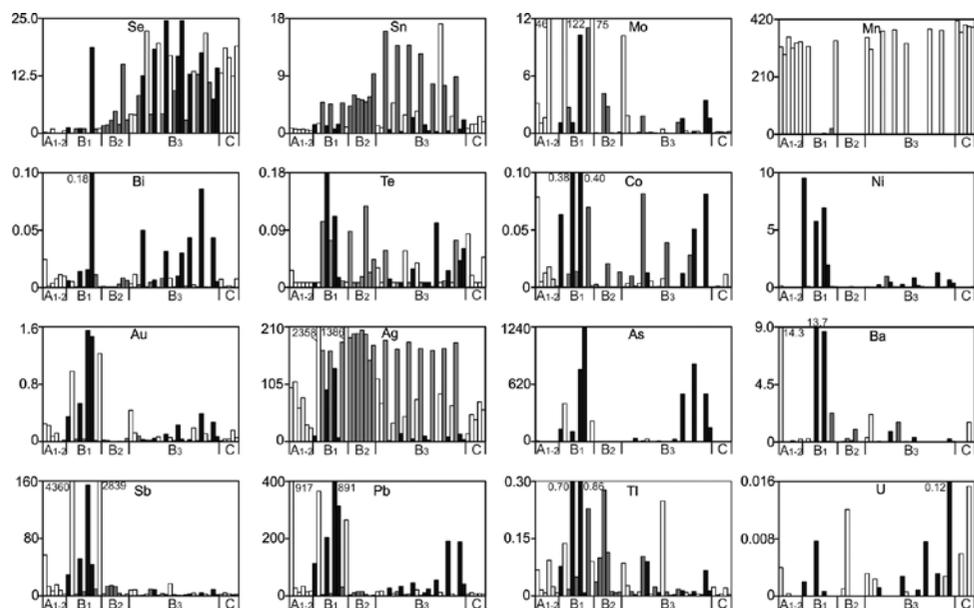


Рис. 4.5.4. Распределение элементов-примесей (г/т) по зонам пирит-сфалерит-халькопирит-баритовой трубы (данные ЛА-ИСП-МС). Месторождение Ханавы (провинция Хокуроко), обр. HWA-VM-1.

Точечный профиль через стенку трубы, выполненный методом ЛА-ИСП-МС, дает наглядное представление о геохимической зональности (рис. 4.5.4). В баритовой оболочке трубы вкрапленность сфалерита так же, как и в других частях трубы, лишь в единичных случаях содержит повышенные количества элементов гидрогенной группы (Mo, W, V). Содержания других химических элементов минимальные, что свидетельствует в пользу сильной окисленности гидротермального флюида, осаждавшего на поверхность трубы сфалерит и барит. Значительное количество химических элементов концентрируется в сфалерите (Pb, Ag, Mo) и пирите (Bi, Te, Ni, Ba, Se, Mo, Pb, Co, Tl) подзоны B1. Основное количество Se концентрируется в подзоне B3 не только в халькопирите, но и в сфалерите и пирите. Здесь же, исключительно в халькопирите, относительно других сульфидов концентрируется Sn. В халькопиритовой зоне доминирует серебро.

Основные представления о химической зональности трубы на количественном уровне дает расчет локальных коэффициентов концентрации [Maslennikov et al., 2009] (табл. 4.5.4). В сфалерите баритовой оболочки труб, по данным этих расчетов, в основном концентрируются элементы литогенно-гидрогенной ассоциации, а также элементы, типичные для барит-галенит-сфалеритового парагенезиса (табл. 4.5.4). В подзоне B1 роль литогенно-гидрогенных элементов снижается, в сфалерите появляются элементы золото-галенит-тетраэдритового парагенезиса (Au, Ag, Bi, Te, As, Sb). Особенность сфалерита зоны C — повышенные количества Ga и Se. Кроме этих элементов в пирите подзоны B1 на-

Таблица 4.5.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-сфалерит-халькопирит-баритовой трубы, месторождение Ханавы (провинция Хокуроко), обр. HWA-VM-1

Зона	Минерал	n	ЛКК															
			V	Mg	Al	Ba	Zn	Mn	Hg	Pb	Sr	Ga	Cd	W	Si	Mo	Ca	
A	Sph	6	4.1	3.3	3.3	2.5	2.5	2.3	2.2	2.1	2.0	1.8	1.6	1.5	1.4	1.4	1.1	
B1	Sph	2	Sb	Mo	Ag	W	Au	Pb	As	Zn	Hg	V	Mn	Cd	Si	Ga	In	Tl
B1	Chp	3	23.2	16.1	11.4	6.0	5.8	3.9	3.2	2.5	2.4	2.4	2.3	2.0	1.9	1.7	1.5	1.5
B1	Py23	4	Ca	Cu	Te	Fe	Tl	Sn	Mg	Co								
B2	Chp	7	3.2	2.8	1.9	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1								
B3	Sph	7	Ni	Co	Ba	Al	As	Tl	Sr	Au	Pb	Bi	Te	Mg	Fe			
B3	Chp	7	9.9	7.2	5.8	5.8	5.6	5.5	5.2	5.1	4.7	4.0	2.4	2.0	2.0			
B3	Py3	9	Cu	Sn	Fe	Te	Ag	Tl										
C1	Sph	7	2.8	1.5	1.4	1.3	1.1	1.1										
			In	Cd	Ga	Hg	Mn	Zn	Ca	Se	Si	Cr	Sn					
			3.1	2.8	2.6	2.6	2.5	2.5	1.9	1.7	1.3	1.2	1.2					
			Sn	Cu	W	Fe	Si	Ag										
			2.9	2.8	1.6	1.4	1.2	1.1										
			U	Bi	As	Fe	Se											
			3.8	2.5	2.3	2.0	1.9											
			Cd	Ga	Mn	Hg	Zn	In	Se	Si	Ca	U						
			3.4	2.8	2.8	2.6	2.5	2.0	1.8	1.5	1.5	1.1						

блюдаются максимальные содержания Ni и Co по сравнению с другими сульфидами и пиритом подзоны B. Особенностью пирита подзоны B3 является концентрирование Se. В халькопирите по направлению к осевой части трубы убывают количества Te и Tl и нарастает роль Se. Содержания Se гораздо выше во внутренней части трубы, что свидетельствует о повышении температуры минералообразования [Hannington et al., 1999a].

4.5.4. Второстепенные и редкие минералы. Типичным для обеих труб является галенит-тетраэдритовый парагенезис.

4.5.5. Минералого-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути в халькопирит-сфалеритовой трубе (обр. HWA-VM-3) выявлены следующие минералого-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+Hg+Mn+Co) — II(Se+Bi) + III(U+Ba) — IV(W+Sb+As+V+Au+ Mo+Ni+Ag) — Pb — Tl — V(Ti+Cr+Te) — VI(Cu+Sn+Fe). Первая ассоциация принадлежит сфалериту с изоморфной примесью Mn, Hg и Co. Положительная связь между Bi и Se слабая и, вероятно, поэтому не поддается точной интерпретации. Она может быть обусловлена как включениями галенита, так и блеклых

руд и селенитов с селенидами. Третья ассоциация свидетельствует в пользу выпадения барита из морской воды при процессах окисления, осаждавших одновременно U. Четвертая ассоциация включает золото-тетраэдритовый парагенезис. О том, что этот парагенезис сформировался при активном участии океанской воды свидетельствует положительная корреляция As, Sb, Au и Ag с типичными гидрогенными элементами (V, Mo, W, Ni). Закономерной представляется корреляция Cu, Fe и Sn (VI), которые концентрируются в халькопирите. Обращает на себя внимание отсутствие корреляции этих элементов с Se и Te, являющейся обычной для труб современных черных курильщиков. В отличие от типичных черных курильщиков, в данной трубе Te находится в одной ассоциации (V) с типичными гидрогенными элементами.

Этим же методом пирит-сфалерит-халькопирит-баритовая труба (обр. HWA-VM-1) показывает ряд минералого-геохимических ассоциаций: I(Zn+Mn+Hg+Cd+Ga+Ca+In+Se) — II(Bi+As+Au + III(Tl+Co) + IV(Ba+Sr+ Pb) + V(Ni+Al+Mg+V+W+Mo+Sb+Ag) — Si — VI(Cu+Sn — VII(Fe+Ti+U) — Cr. Первая ассоциация соответствует изоморфным примесям в сфалерите, который обычно ассоциирует с кальцитом. Вторая ассоциация соответствует парагенезису золота с висмутсодержащими блеклыми рудами. Корреляция Co и Tl в третьей ассоциации является необычной и совпадает с повышением содержаний этих элементов в субгедральном пирите подзоны B1. Четвертая ассоциация принадлежит галенит-баритовому парагенезису. Стронций, как обычно, входит в структуру барита в виде изоморфной примеси. Пятая ассоциация комплексная: она включает как элементы литогенно-гидрогенной группы, так и серебро-содержащий тетраэдрит, широко распространенный на месторождениях Ханава [Еремин, 1983]. Седьмая ассоциация отражает концентрацию U в пирите.

4.5.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Сочетание барита, халькопирита и сфалерита в трубах при минимальных количествах эвгедрального пирита наводит на мысль о принадлежности их к серым или бесцветным курильщикам. В эвгедральном пирите отношение Co/Ni << 1 свойственно пириту островодужных серых и бесцветных курильщиков в противовес курильщикам COX и горячих точек.

Действительно, на диаграмме Se–Te, построенной для халькопирита, они попадают в поле бесцветных курильщиков, а на диаграмме Co–Sn — в поле перекрытия бесцветных и островодужных серых курильщиков (см. рис. 4.4.3). В отличие от типичных черных курильщиков, для данной трубы не выявляется корреляция Cu с Se и Te, а остается лишь ассоциация с Sn, то есть более характерная для низкотемпературного халькопирита. Низкие содержания Se в халькопирите указывают либо на более низкую температуру образования, либо на большую окисленность гидротермальных флюидов по сравнению с флюидами современных черных курильщиков [Auclair et al., 1987]. Сравнение данного халькопирита с халькопиритом черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. показывает низкие КК большинства химических элементов (табл. 4.5.5). Лишь при сравнении с бесцветными курильщиками рассчитываются высокие КК для Ba, Sb, Tl, Pb и Bi при низких КК для Co, что указывает

Таблица 4.5.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту халькопирит-сфалеритовой трубы (HWA-VM-3) из месторождения Ханава относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Sb	Tl	Ag	Cu	Fe	W	Au	Pb	Zn	Cd
Черные	10	5.62	3.89	2.57	1.03	0.99	0.93	0.73	0.58	0.08	0.08
	Sn	Ni	U	Mn	As	Bi	Se	Te	Mo	Co	V
	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.002	0.001	0
Серые	Ba	Ag	Tl	Ni	Fe	Cu	Sn	Au	Pb	Sb	W
	1.75	1.65	1.07	1.04	1.02	0.99	0.23	0.21	0.20	0.17	0.14
	Cd	Zn	U	Se	Te	As	Co	Mn	Bi	Mo	V
	0.09	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.004	0.001	0.0002	0
Бесцветные	Ba	Sb	Tl	Pb	Bi	Te	W	As	Au	U	Mo
	106	105	97	8.23	7.80	7.28	5.10	2.17	1.90	1.77	1.15
	Cu	Fe	Ag	Se	Ni	Mn	Co	Zn	Cd	Sn	V
	1.07	0.96	0.86	0.78	0.64	0.35	0.23	0.20	0.19	0.02	0

на высокую зрелость гидротермальной рудообразующей системы [Дифференциация ..., 2016]. Относительно низкие содержания химических элементов в халькопирите при более высоких в сфалерите и пирите могут свидетельствовать об «истощенности» рудогенерирующей гидротермальной системы.

Судя по низким содержаниям Fe и Co, сфалерит формировался при высокой фугитивности серы. Повышенные содержания V и Mo в сфалерите свидетельствуют о вовлечении океанской воды в процессы минералообразования. Следует отметить, что крупные халькопирит-сфалеритовые трубы отличаются от сфалерит-халькопирит-баритовой разновидности более высокими содержаниями Co в сфалерите, соответствующим содержаниям в островодужных серых курильщиках (см. рис. 4.4.3). Сфалерит-халькопирит-баритовые трубы, судя по низким содержаниям Co, скорее всего относятся к белым или бесцветным курильщикам. Обращают на себя внимание аномально высокие положительно коррелирующие содержания Sb и Ag, связанные с микровключениями серебросодержащего тетраэдрита — минерала, характерного для черных полиметаллических руд месторождений куроко типа в целом [Еремин, 1983].

Сфалерит халькопирит-сфалеритовых труб месторождения Ханава, нормированный на сфалерит черных и серых курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., показывает повышенные значения коэффициентов концентрации Bi, Tl при подавляющем большинстве низких значений для других химических элементов. Сравнение с бесцветными курильщиками дает больший спектр повышенных значений коэффициентов концентрации (Bi, Co, W, Ba, Tl, Pb, As, Te, Se), что может быть обусловлено разницей в температурах минералообразования (табл. 4.5.6).

Таблица 4.5.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту халькопирит-сфалеритовой трубы из месторождения Ханава относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Bi	Tl	Mo	Au	W	Ba	Ni	Pb	Sb	V	U	Co
Черные	113	54	52	18	15	10	10	8.05	6.44	3.51		
	Ag	Cd	Mn	As	Cu	Se	Sn	Te	Fe	U	Co	0.05
Серые	2.36	2.27	1.25	0.64	0.53	0.47	0.45	0.35	0.26	0.26		
	Mo	Bi	Ni	W	Sb	Au	Pb	Sn	Cd	U		
Бесцветные	39	23	11	8.58	5.13	3.70	3.16	2.76	1.48	1.09		
	Te	V	Tl	Mn	Ag	As	Se	Cu	Ba	Fe	Co	0.03
Бесцветные	1.08	1.05	1.05	0.95	0.77	0.71	0.47	0.36	0.25	0.24		
	Bi	Co	W	Ba	Tl	Pb	As	Te	Mo	Se		
Бесцветные	270	125	110	70	41	29	22	18	17	10		
	Ni	Sb	V	Au	U	Ag	Mn	Cd	Cu	Fe	Sn	0.01
	8.00	5.32	4.60	2.32	1.38	0.96	0.92	0.82	0.63	0.08		

Таким образом, изученные фрагменты гидротермальных труб, встреченные в сульфидных брекчиях колчеданных месторождений района Хокуроко, по минералогическим и геохимическим особенностям, скорее всего, соответствуют серым и бесцветным курильщикам Западной Пацифики. Гидротермальные трубы месторождений типа куроко образуют непрерывный ряд от халькопиритовых к сфалеритовым и баритовым. Трубы, обогащенные халькопиритом, вероятно, являются аналогами серых курильщиков, а трубы, в которых преобладает сфалерит, — бесцветных или мерцающих курильщиков. Большинство труб содержит барит и маложелезистый сфалерит. В них же, отсутствуют пирротин и изокубанит — минералы, более характерные для курильщиков и диффузеров COX. Характерная черта сульфидов гидротермальных труб палеокурильщиков из района Хокуроко — низкие содержания Se, Co и Te, что отличает их от черных курильщиков. С другой стороны, сульфиды труб из района Хокуроко содержат гораздо больше Sb, Bi, Ag, Au, As и Pb по сравнению с типичными черными курильщиками. Все это свидетельствует о высокой зрелости рудогенерирующей системы месторождений группы Хокуроко.

ГЛАВА 5

Курильщики колчеданных месторождений понтийского островодужного комплекса мезозойского океана Тетис

Фрагменты сульфидных построек и запечатанных сульфидных труб позднемелового возраста были обнаружены в сульфидных брекчиях некоторых колчеданных залежей массива Троодос на Кипре (Скуриотисса, Мусулос, Матиатис, Перистерка, Питарокма и Агрокипия) [Oudin, Constantinou, 1984]. Мощность труб варьировала от нескольких миллиметров до 5 см. По минеральной ассоциации, текстуре и зональности выявлено много общего с современными трубами черных курильщиков. Оболочка труб так же, как и у современных черных курильщиков, сложена дендритовидным пиритом или отсутствует. Каналы заполнены слоистыми пористыми агрегатами копьевидных кристаллов друзового халькопирита. Характерно присутствие редких минералов: иорданита и идаита, также обнаруженных в современных черных курильщиках. Кипрские месторождения являются неметаморфизованными и преобразования, наблюдающиеся в трубах, вызваны субмаринными изменениями, диагенезом и старением: переход неравновесных фаз (изокубанита и обогащенного железом халькопирита) в равновесные (стехиометричный халькопирит), рекристаллизация аморфного кремния с образованием опала, халцедона или кварца, замещение пирротина пиритом. Предполагается, что ангидритовое окаймление, обычно наблюдающееся в современных трубах, полностью растворилось после прекращения гидротермальной активности. В кипрских образцах выявлены гетитовые оболочки. Кроме фрагментов труб, в массиве Троодос были установлены ископаемые трубчатые черви и гастроподы, замещенные сульфидами [Little et al., 1999].

Аналогичные пирит-халькопиритовые трубы в ассоциации с оруденелой фауной обнаружены во фрагменте рудного тела юрского медно-колчеданного месторождения Фигаро (Калифорния), относящегося к кипрскому типу [Little et al., 2000]. Оболочка труб сложена колломорфным пиритом, канал заполнен шестоватыми кристаллами халькопирита. В изученных нами образцах акцессорные минералы не найдены.

Дальнейшие находки фрагментов труб курильщиков связаны с колчеданными месторождениями Понтийского островодужного пояса [Масленников, 2006; Масленников, и др., 2010, Revan et al., 2014]. Колчеданно-полиметаллические месторождения Понтийской палеоостроводужной системы располагаются на побережье Черного моря [Çagatay, 1993] (рис. 5.1). Они приурочены к риолит-базальтовому комплексу мелового возраста. Месторождения Кутлулар, Чейли, Киллик, Лаханос и Кызылкая располагаются

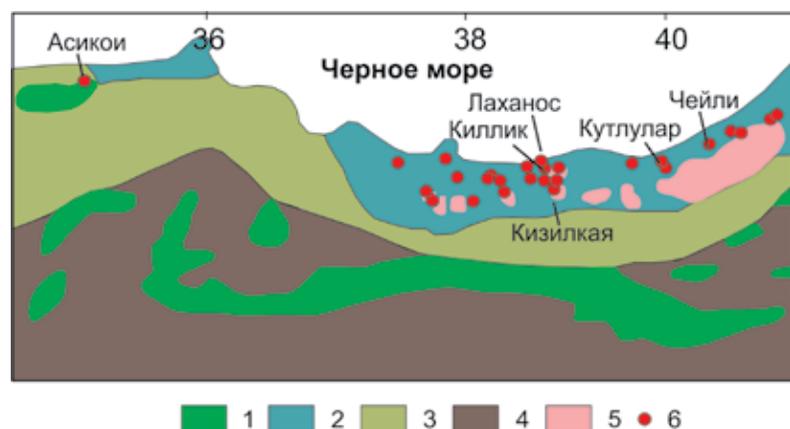


Рис. 5.1. Схема размещения колчеданных месторождений Понтида (Турция) (по [Euyüboğlu et al., 2010] с дополнениями): 1 — меловые офиолитовые меланжи с океаническими и островодужными базальтами и ультрамафитами; 2 — колчеданоносные бимодальные вулканы магматической дуги; шохониты и ультращелочные вулканы; 4 — отложения задугового бассейна; 5 — гранитоиды; 6 — колчеданные месторождения.

в восточной части мелового осадочно-вулканогенного островодужного пояса Понтида (Турция). В лежачем боку этих месторождений развиты вулканы основного и кислого состава. Преобладание кислых вулканических пород на месторождениях позволяет отнести их к базальт-риолитовой формации. Очень часто базальты залегают на значительной глубине и не вскрыты скважинами. В перекрывающих толщах месторождений доминируют купола и лавы андезидацитового состава, вулканогенно-осадочные и вулканокластические отложения, иногда переслаивающиеся с известняками. Исключение представляет месторождение Кутлулар, в районе которого, кроме кислых вулканокластиков, широко представлены базальты и их вулканокластиты. На западном продолжении пояса среди базальтов и углеродистых алевропелитов локализуется месторождение Кюре (Асенкой) [Alparslan, Dilek, 2018].

Колчеданные месторождения Понтида можно подразделить на медно-колчеданные (Кюре-Асенкой, Кутлулар), медно-цинково-колчеданные со свинцом (Чейли, Лаханос и Киллик) и барит-колчеданно-полиметаллические (Кызылкая). В этом же направлении меняется форма залежей от линзовидной до линзовидно-пластообразной. Большинство исследователей эти месторождения относят к типу куроко [Çagatay, 1993; Ravan et al., 2014]. Об этом свидетельствует присутствие «желтых» и «черных» руд, а также специфических гематит-кварцевых слоев, перекрывающих руды [Аксау, Агар, 1999]. В колчеданных рудах месторождений Понтида, как и в рудах месторождений куроко типа, халькопирит по количеству и содержанию большинства полезных (Au, Ag, Bi) элементов-примесей нередко уступает пириту. Пирит же несет основные потенциально токсичные элементы (Ti, Ni, Mn, As, Te, Pb). Сфалерит является лишь носителем Cd, Hg и Sb и, в меньшей степени, As и Pb [Токсичные ..., 2014].

Предполагается, что месторождения Понтида занимают промежуточную позицию в рудно-формационном ряду между уральским и куроко типами [Токсичные ..., 2014]. Об этом же свидетельствует гетерогенный характер коры: переходный тип от океанической к континентальной [Колчеданные ..., 1980].

5.1. Асикой

5.1.1. Геологическая позиция. Медно-колчеданные месторождения рудного поля Асикой (Кюре) локализируются в верхней части одноименного офиолитового массива. Офиолиты Кюре образованы тектоническими пластинами гарцбургитов, дунитовых тектонитов, интрузивных габбро-диоритов и лерцолитов, а также базальтовых вулкаников. Параллельные дайки и подушечные базальты перекрываются гемипелагическими черными сланцами и турбидитами. Считается, что комплекс Кюре открылся в позднем палеозое как окраинно-океанический бассейн Палеотетиса в южной части Евразийского континента. Бассейн закрылся в юрский период и во время субдукционных процессов вошел в состав аккреционной призмы. Небольшие медно-колчеданные залежи залегают на базальтах с горизонтом черных сланцев (рис. 5.1.1). Базальты, вмещающие месторождение, относятся к островодужным толеитам. По петрогеохимическим данным, хотя они и несут некоторые черты океанических базальтов, относятся к базальтам

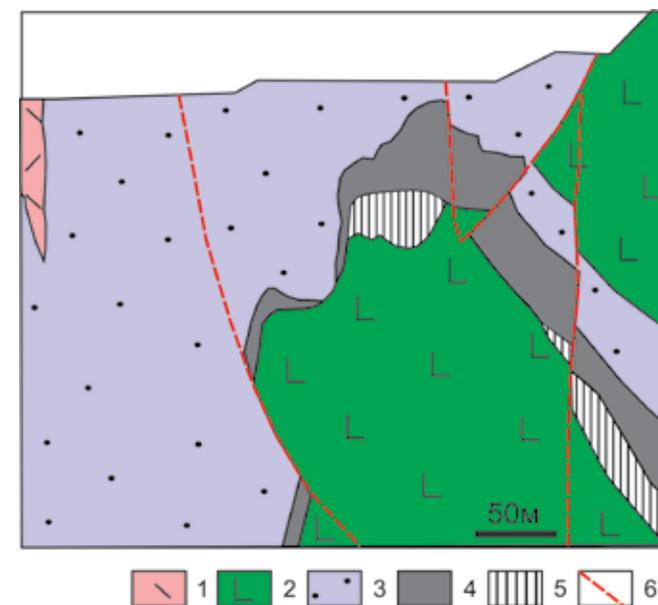


Рис. 5.1.1. Геологический разрез месторождения Асикой [Çakir, 1995]: 1 — риолиты; 2 — базальты; 3 — углеродистые алевропелиты; 4 — медно-колчеданная залежь; 5 — вкрапленные руды; 6 — разломы.

окраинных задуговых бассейнов [Ustaömer, Robertson, 1994]. Офиолитовый комплекс пересекают дайки дацитов [Çakir, 1995].

Несмотря на залегание среди офиолитов, это месторождение не относится к кипрскому типу. Позиция рудных залежей типичных кипрских медно-колчеданных месторождений, залегающих среди базальтов, контролируется вулканогенно-осадочными горизонтами, в состав которых входят карбонатные и окисленные осадки (яшмы, умбры, охры). По наличию базальт-черносланцевой ассоциации выделен особый тип кюре [Масленников, 2006].

5.1.2. Состав и строение рудных тел. Рудные залежи месторождения Аси-кой представляют собой двояковыпуклые, нередко крутопадающие, линзы различной протяженности, вплоть до глубины 936 м. Рудные тела могут быть реконструированы как сильно разрушенные гидротермальные сульфидные холмы. По нашим наблюдениям, кроме массивных серноколчеданных руд, содержащих жилы и каналы, инкрустированные халькопиритом, значительное место в рудной залежи занимают сульфидные брекчии, а на выклинивании рудных линз — сульфидные турбидиты, переслаивающиеся с углеродистыми алевропелитами, содержащими пиритовые конкреции. Некоторые сульфидные брекчии цементируются углеродистыми алевропелитами. В подрудной части выделяется мощная штокверковая зона. Фрагменты сфалерит-халькопирит-пиритовых труб и диффузеров обнаружены нами в сульфидных брекчиях.

Главные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом. Второстепенные минералы руд — марказит, сфалерит, кобальтсодержащий пирит. Гораздо реже встречаются линнеит и тетраэдрит, магнетит, пирротин, борнит и самородное золото. Кристаллы линнеита локализируются в халькопирите, самородное золото ассоциирует с борнитом [Çagatay et al., 1980].

Значительная часть руды отработана карьером. Ресурсы составляют 10.2 млн т, при содержаниях Cu 1.96 мас. %, S 35 мас. %, Co 0.3 мас. % и Au 2.48 г/т [Çakir, 1995].

5.1.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

В рудных отвалах месторождения нами обнаружен фрагмент многоканальной трубы. Отдельные халькопиритовые трубки в образце сцементированы сфалеритом и пиритом. Аналогичные трубки встречаются в керне скважин. Участками доминирует колломорфный пирит, на других участках встречаются псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина. Строение стенки одной из трубок напоминает зональность труб современных курильщиков СОХ или, скорее всего, бесцветных курильщиков или диффузеров.

Зона А. Оболочка трубки сложена частично перекристаллизованными почковидными агрегатами пирита, показывающими центробежное направление роста по отношению к осевому каналу. Пирит частично замещен халькопиритом. Во внутренней части оболочки кристалличность пирита увеличивается (рис. 5.1.2а).

Зона В. В этой зоне направление роста кристаллов меняется на противоположное — центростремительное (рис. 5.1.2б). Наблюдаются агрегаты копьевидных кристаллов халькопирита (рис. 5.1.2в), типичные для быстрорасту-

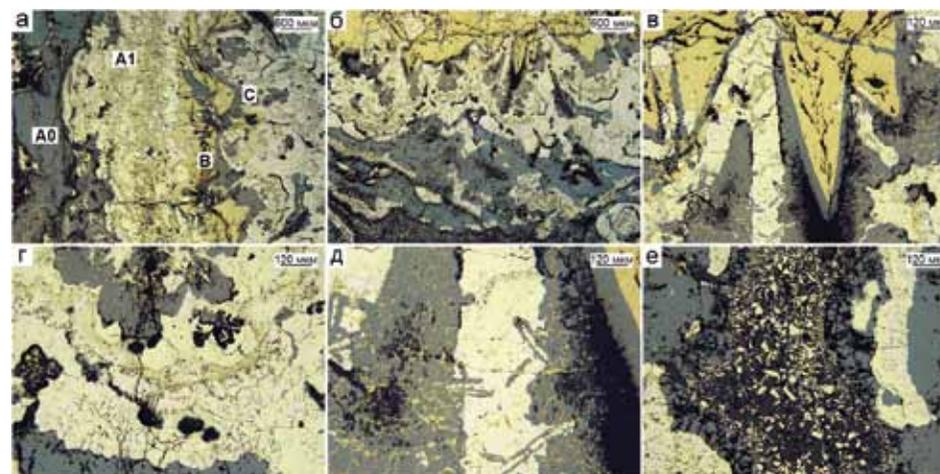


Рис. 5.1.2. Строение фрагмента сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы, месторождение Кюре, обр. Kure-10-19: а — зоны наружной части стенки трубы (слева направо): А0 — сфалеритовая цементирующая масса и А1 — оболочка трубы, сложенная колломорфным и зернистым пиритом; зона В — друзовый халькопирит; зона С — сфалерит и пирит; б — последовательное заполнение канала (сверху вниз): зона В — друзовый халькопирит, подзона С1 — сфалерит, подзона С2 — пирит, С3 — сфалерит, С4 — заполнение канала сульфидным песком; в — копьевидные кристаллы халькопирита в зоне В; г — кристаллически-зернистый и почковидный пирит в зоне С; д — псевдоморфозы пирита и сфалерита по субгедральным кристаллам пирротина; е — осевая часть канала, заполненная кварцем и сульфидным песком. Отраженный свет.

щих современных черных курильщиков СОХ. Однако в отличие от типичных черных курильщиков в описываемой трубе мощность халькопиритового слоя незначительная (1–4 мм).

Зона С. Эта зона представляет собой многослойную крустификацию, состоящую из четырех последовательных подзон (см. рис. 5.1.2б). Подзона С1 сложена субгедральными кристаллами сфалерита. Характерная особенность этого сфалерита — тонкая микровкрапленность халькопирита (рис. 5.1.2в, г), известная у геологов, занимающихся изучением современных черных курильщиков, как «халькопиритовая болезнь сфалерита» [Шадлун, 1991, 1992]. В подзоне С2 развит кристаллически-зернистый и почковидный пирит — параморфоза по марказиту (см. рис. 5.1.2г). В зернистых агрегатах встречены многочисленные псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина (рис. 5.1.2д). Далее в подзоне С3 в основном развит сфалерит, который, в отличие от сфалерита подзоны С1, не содержит вкрапленности халькопирита (рис. 5.1.2е). Осевая часть канала заполнена кварцем и сульфидным песком, частично замещенным ковеллином (см. рис. 5.1.2е).

ЛА-ИСП-МС анализ сульфидов по зонам выявляет типичную геохимическую зональность (табл. 5.1.1, рис. 5.1.3), характерную для сульфидных труб многих других колчеданных месторождений и современных черных курильщиков. Относительно других разновидностей пирита в колломорфной разновидности, образующей оболочку трубки, наблюдаются повышенные содержания большинства химических элементов.

Таблица 5.1.1

Химический состав сульфидов сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы, месторождение Асикои, обр. Kure-10-19. Данные ЛА-ИСП-МС анализа в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	6	4.8	30	41.1	6352	117	2.5	1.9	1233	9.4	37	242
		σ	1.8	39	2.8	8361	109	1.3	2.8	278	5.0	32	217
Py2	A2	7	1.3	12	45.5	2903	25	0.3	0.006	2208	1.8	41	10.8
		σ	0.6	14	0.3	1457	19	0.3	0.003	1555	0.3	15	5.4
Py3	A3	4	0.7	0.3	46.5	156	59	0.0	0.000	280	2.5	7.0	0.1
		σ	1.4	0.5	0.0	193	54	0.0	0.000	548	0.6	14	0.1
Py2	C	10	4.4	24	44.9	2059	20	0.5	0.639	1737	1.7	21	17
		σ	4.1	22	1.4	868	7.8	0.4	1.350	1272	0.8	15	11
Chp	A	6	0.7	0.1	28.7	3.1	0.1	36.8	0.021	67	22	1.2	4.3
		σ	1.1	0.1	0.9	7.1	0.3	0.8	0.014	104	14	2.5	1.9
Chp	B	8	0.1	1.0	29.6	4.2	0.1	35.7	0.028	1.5	9.5	0.04	3.6
		σ	0.2	1.6	0.4	12	0.1	0.4	0.014	1.5	6.8	0.05	2.4
Chp	C	2	0.0	0.1	29.5	0.1	0.0	36.4	0.036	0.6	28	0.00	1.4
		σ	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sph	A	6	1.6	112	3.1	335	3.9	0.8	62.2	360	10	6.5	83
		σ	1.2	101	6.1	673	7.0	0.3	6.0	690	5.3	4.3	32
Sph	C	10	0.4	371	1.6	55	0.1	1.5	63.5	105	5.8	7.8	33
		σ	0.6	264	1.2	39	0.1	1.5	2.6	74	6.5	17	16
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Va	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	6	54	10	221	0.98	0.7	0.37	14	21	1910	3.5	0.37
		σ	58	2.1	96	0.95	0.6	0.34	10	15	1091	3.4	0.37
Py2	A2	7	0.8	1.2	39	0.03	0.4	1.01	1.1	25	1858	0.202	0.011
		σ	0.8	0.4	16	0.01	0.6	0.30	0.55	20	709	0.144	0.008
Py3	A3	4	0.01	0.9	16	0.02	0.0	0.07	0.02	0.2	192	0.011	0.002
		σ	0.01	1.0	31	0.01	0.0	0.14	0.02	0.4	380	0.015	0.003
Py2	C	10	15	1.6	38	0.03	0.6	0.72	1.48	22	1188	0.326	0.080
		σ	31	1.3	23	0.04	1.3	0.32	1.06	23	627	0.408	0.158
Chp	A	6	1.2	99	8.1	0.07	0.6	0.01	0.24	0.12	23	0.013	0.001
		σ	0.6	65	8.9	0.05	1.1	0.01	0.09	0.22	11	0.005	0.001
Chp	B	8	1.2	95	3.7	0.04	0.2	0.00	0.23	0.03	22	0.014	0.001
		σ	0.3	51	3.4	0.03	0.5	0.00	0.12	0.02	18	0.008	0.001
Chp	C	2	1.2	74	0.7	0.03	0.2	0.00	0.12	0.00	5.9	0.009	0.001
		σ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sph	A	6	1164	98	218	0.08	0.9	0.05	4.2	2.4	919	0.110	0.063
		σ	114	71	67	0.05	0.8	0.09	3.0	2.7	437	0.103	0.044
Sph	C	10	1012	15	244	0.03	1.5	0.02	0.6	1.4	227	0.016	0.003
		σ	100	20	197	0.02	1.9	0.03	0.4	1.6	180	0.007	0.004

Примечание. Здесь и далее в таблицах к главе 5: n — количество анализов, σ — стандартное отклонение. Пирит: Py1 — колломорфный, Py2 — ан- и субгидральные кристаллы, Py3 — эвгидральный; Chp — халькопирит; Sph — сфалерит.

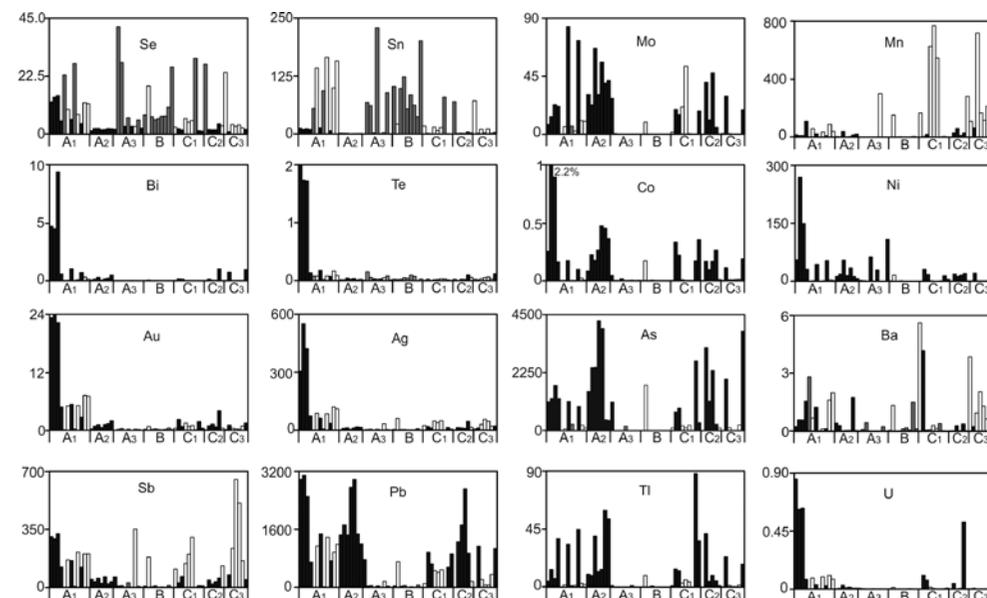


Рис. 5.1.3. Распределение химических элементов (г/т) в стенке фрагмента сфалерит-халькопирит-пиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Асикои, обр. Kure-10-19.

По мере перехода к внутренней части оболочки содержания этих элементов уменьшаются на 1–2 порядка. Концентрации этих же элементов вновь возрастают в пирите осевого канала трубы. Исключение представляют As, Tl и Mo, концентрации которых максимальные во внутренней части оболочки трубы. Содержания Se и Sn, не очень высокие, хотя и, как обычно, выше, чем в других сульфидах. По направлению к осевому каналу в сфалерите возрастает количество Mn и Sb и падают содержания Sn и Au (см. рис.5.1.3).

5.1.4. Второстепенные и редкие минералы. Несмотря на присутствие на месторождении аксессуарных минералов, таких как линнеит, самородное золото и тетраэдрит, в данной трубе эти минералы не обнаружены. Судя по неравномерно распределенным повышенным содержаниям Au, Ag, Co и Sb предполагается наличие нановключений этих минералов.

5.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы рассчитаны минералого-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn+Hg+In+Mn) + II(Sb+Ag+ Au+Te+U+Bi) + III(Ni+Co) + IV(Pb+As+W+Tl+Mo+Fe +V) — Va — Cr + V(Se+Cu+Sn) — Ti. Первая ассоциация соответствует сфалериту и его изоморфным примесям. Во второй ассоциации неожиданно проявился парагенезис блеклых руд и самородного золота с теллуридами висмута, характерный для курильщиков Понтийского пояса, локализующихся среди пород базальт-риолитовой формации (см. ниже). Третья ассоциация соответствует кристаллически-зернистому пириту, чет-

вертая — колломорфной разновидности мышьяковистого пирита. Пятая ассоциация традиционно принадлежит халькопириту.

5.1.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Рудные залежи месторождения Асикой перекрыты седиментационными фациями, свидетельствующими о затухании вулканизма и, соответственно, о возможности значительного «созревания» магматогенно-гидротермальных и субмаринных гипергенных систем [Масленников, 2012]. Длительная экспозиция на морском дне определила линзовидно-пластообразную форму рудокластической залежи, включающей также реликты гидротермального сульфидного холма. Обнаруженные в рудах участки яшм, указывают на то, что рудообразование происходило при наличии кислорода в морской воде. Однако ассоциация с углеродистыми отложениями, скорее всего, свидетельствует об образовании месторождения на умеренных, вероятно, гемипелагических глубинах в условиях кислородного минимума [Масленников, 2006]. Этим месторождение Асикой существенно отличается от большинства колчеданообразующих систем, развивающихся на базальтах СОХ и от месторождений кипрского типа.

По строению и минеральной зональности изученный фрагмент гидротермальной трубки напоминает гидротермальные курильщики СОХ или зрелых задуговых бассейнов (поле Центральный Лау), сформированные на базальтах. Индикатором того, что они могли поставлять черные дымы, являются псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина. Однако, в отличие от современных черных курильщиков, их отличает ряд геохимических особенностей, которые проявляются в халькопирите, колломорфном пирите и сфалерите.

Халькопирит изученной трубки, по сравнению с халькопиритом типичных черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш., содержит гораздо меньше элементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Bi, Te и Co, а также элементов гидрогенной ассоциации (Mo, U, V). Напротив, в халькопирите этой трубки относительно халькопирита черных и серых курильщиков концентрируются Au и Sn (табл. 5.1.2). Этот факт находится в противоречии с существующими физико-химическими моделями, согласно которым олово переносится сильно кислыми хлоридными комплексами (SnCl⁰, SnCl₂⁰, главным образом при низкой фугитивности кислорода, тогда как золото транспортируется субнейтральными или слабокислыми растворами при высокой фугитивности кислорода [Hannington et al., 1999].

По сравнению с халькопиритом бесцветных курильщиков ВТП 9°50' с.ш., халькопирит изученной трубки характеризуется высокими содержаниями Sb, Au, Ba, Pb и Co, при общих низких содержаниях Co, так же, как и элементов высокотемпературной ассоциации. Эта группа элементов является специфической для серых курильщиков задуговых бассейнов и горячих точек. Однако халькопирит курильщиков горячих точек отличается гораздо большим отношением Se/Te (>10–100).

Следует отметить, что халькопирит всех видов курильщиков ВТП 9°50' с.ш. имеет более высокие содержания Ag. Серебряная специализация халькопирита курильщиков пока не находит объяснения, кроме привлечения такого фак-

Таблица 5.1.2

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту сфалерит-халькопирит-пиритовой трубки из месторождения Асикой относительно халькопирита курильщиков и диффузеров гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Au	Sn	Sb	Ba	Cu	Fe	Pb	W	Tl	Zn	Cd
Черные	8.5	2.8	1.9	1.2	1.1	0.9	0.8	0.2	0.2	0.1	0.07
	Mn	Co	Ag	As	V	U	Se	Ni	Bi	Te	Mo
	0.068	0.063	0.062	0.041	0.021	0.017	0.008	0.007	0.007	0.002	0.001
Серые	Sn	Au	Cu	Fe	Co	Pb	Ba	Ni	Zn	Cd	Sb
	Tl	Ag	W	As	Se	U	Mn	Te	V	Bi	Mo
	11.0	2.5	1.0	1.0	0.4	0.3	0.2	0.2	0.08	0.08	0.055
	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.008	0.004	0.001	0.001	0.0001
Бесцветные	Sb	Au	Ba	Pb	Co	Tl	Bi	V	As	Te	W
	Cu	Fe	Sn	U	Mn	Se	Mo	Zn	Cd	Ni	Ag
	35.0	21.9	12.4	12.0	9.7	4.2	3.7	2.7	2.5	1.5	1.2
	1.12	0.91	0.83	0.76	0.67	0.57	0.48	0.27	0.17	0.092	0.021
Диффузеры	Sb	Sn	Pb	W	Au	Tl	As	Cu	Fe	Ba	V
	Ni	U	Ag	Cd	Te	Mn	Bi	Se	Mo	Co	Zn
	3680	22.7	12.2	4.7	3.4	3.4	3.0	1.5	0.8	0.6	0.5
	0.19	0.13	0.10	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	0.003	0.001	0.00001

тора, как дефицит фугитивности серы. В условиях этого дефицита Ag⁺, обладая большим сродством к сере, предпочтительнее входит в структуру халькопирита вместо Cu⁺. Халькопирит трубки из месторождения Асикой отличается от изокубанита диффузера-плиты ВТП 9°50' с.ш. еще более высокими отношениями содержаний Sb, Sn, Au, Pb и W. В конце ряда концентраций располагаются Te, Mn, Bi, Se, Mo, Co и Zn.

По близким значениям отношений Se/Te и низким содержаниям Se и Te в халькопирите изученная трубка из месторождения Асикой соответствует современным низкотемпературным диффузерам или бесцветным курильщикам, формирующимся как на базальтах СОХ, так и задуговых бассейнов (рис. 5.1.4). Содержания Co в халькопирите изученной трубки сильно варьируют. Интересно, что средние содержания Sn в халькопирите этой трубки соответствуют максимальным содержаниям в халькопирите всех видов современных курильщиков. Известно, что содержания Sn часто выше в диффузерах и бесцветных курильщиках, чем в ассоциирующих с ними черных курильщиках [Maslennikov et al., 2017].

Колломорфный пирит оболочки халькопирит-сфалерит-пиритовой трубки из месторождения Асикой по сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. имеет свои особенности концентрации химических элементов. Прежде всего, для него свойственны гораздо более высокие содержания Bi, Co, Au, Sb, Sn (табл. 5.1.3).

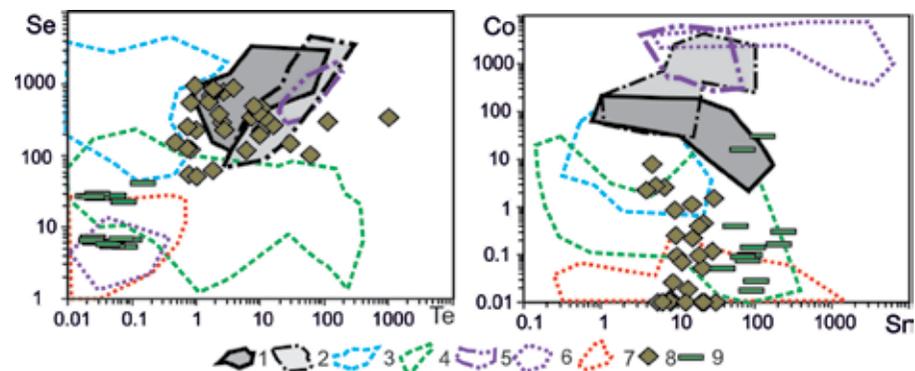


Рис. 5.1.4. Диаграммы Se–Te и Co–Sr для халькопирита пирит-халькопиритовой и халькопирит-сфалерит-пиритовой гидротермальных труб колчеданных месторождений Понтид в сравнении с современными курильщиками (1-7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8 — Кутлулар; 9 — Асикон.

Таблица 5.1.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту сфалерит-халькопирит-пиритовой трубки из месторождения Асикон (А-Ру1) относительно колломорфного пирита курильщиков и диффузеров гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Co	Au	Sb	Sn	Ni	Ag	Cd	Pb	Ba	Zn
Черные	396	138	119	86	28	15	8.8	6.5	6.1	5.0	
	W	As	U	Tl	V	Mo	Te	Se	Mn	Cu	0.000
	3.3	2.4	2.3	1.3	0.7	0.4	0.3	0.2	0.08	0.001	0.000
Серые	1373	427	264	205	204	18	13	12	5	5	
	Ni	Se	Mo	V	W	Ba	U	Tl	Cu	Mn	Zn
	4.8	4.4	1.3	0.9	0.7	0.5	0.3	0.1	0.01	0.006	0.001
Бесцветные	12875	1128	540	238	120	107	70	38	27	15	
	Ba	Pb	Zn	Se	Ni	Cd	V	Mn	U	Tl	Mo
	13	11	4.3	3.9	3.6	2.8	1.1	0.8	0.6	0.5	0.3
Диффузеры	142	118	87	84	24	18	13	12	10	7.8	
	W	As	V	Ba	Tl	U	Mo	Mn	Se	Cu	Zn
	6.9	6.8	3.4	2.6	2.4	0.5	0.3	0.3	0.3	0.003	0.001

Для колломорфного пирита характерны относительно низкие содержания Mn и Tl (см. табл. 5.1.3; рис. 5.1.5). Если низкие содержания Tl — типичная черта колломорфного пирита современных черных курильщиков, ассоциирующих с базальтами [Maslennikov et al., 2017], то низкие содержания Mn требуют пояснений. Предполагается, что именно за счет перекристаллизации внутри единой многоканальной трубы в колломорфном пирите данной трубки содержится на 2–3 порядка меньше Mn (до 50 г/т) по сравнению с колломорфным пиритом одиночных труб современных черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. Предполагается, что перекристаллизация произошла после срастания отдельных трубок с образованием многоканальной трубы, внутри которой колломорфный пирит каждой из трубок подвергался гидротермальному метаморфизму. Колломорфный пирит изученной трубки по содержаниям Se и Te, а также по соотношениям Se/Te и Co/Te соответству-

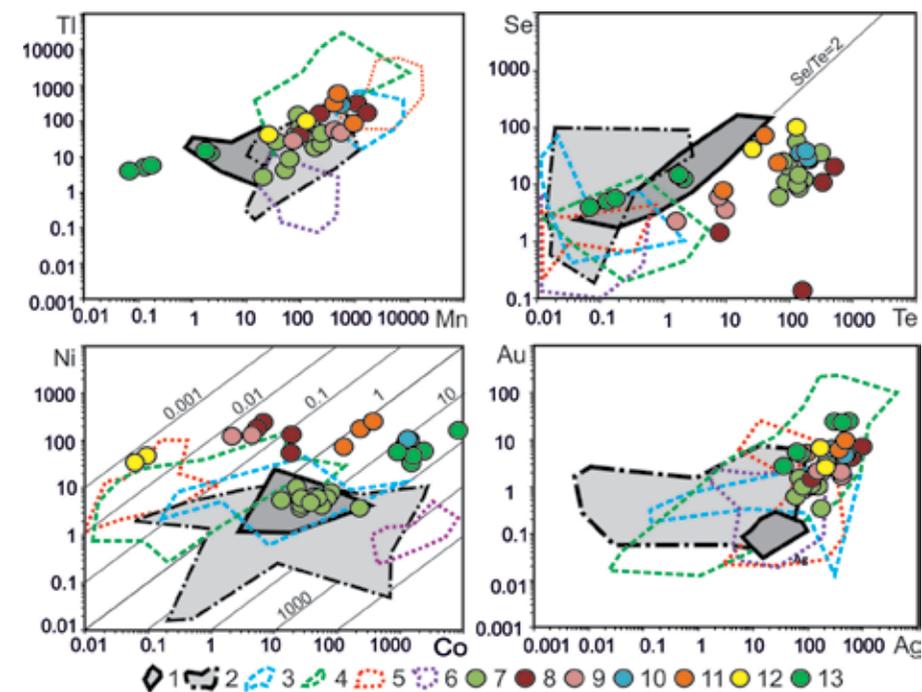


Рис. 5.1.5. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб колчеданных месторождений Понтид (7–13) в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу. 7–13 — гидротермальные трубы колчеданных месторождений Понтид: 7 — пирит-халькопиритовые, Кутлулар; 8 — пирит-сфалерит-халькопиритовые, Чейли; 9 — халькопирит-пирит-сфалеритовые, Чейли; 10 — пирит-сфалерит-халькопиритовые, Лаханос; 11 — пирит-халькопирит-сфалеритовые, Киллик; 12 — халькопирит-пирит-сфалеритовые, месторождение Асикон; 13 — халькопирит-сфалерит-пиритовые, месторождение Асикон.

Таблица 5.1.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-халькопирит-пиритовой трубки из месторождения Асикои относительно сфалерита курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш.

Курильщики ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Черные	Tl	Au	Sn	Bi	Ni	Co	Ba	Mo	Mn	Sb	W
	58	21	14	5.4	4.9	3.4	3.1	1.6	1.5	1.4	1.0
	Pb	As	V	U	Ag	Cd	Se	Te	Cu	Fe	
	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0001	0.00003	
Серые	Sn	Ni	Au	Co	U	Mo	Sb	Mn	Tl	Bi	W
	85	5.3	4.3	1.9	1.3	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	0.5
	As	Pb	Cd	V	Ag	Ba	Te	Se	Cu	Fe	
	0.5	0.2	0.2	0.1	0.1	0.08	0.08	0.04	0.0001	0.00003	
Бесцветные	Co	Fe	Tl	Ba	As	Bi	W	Au	Pb	U	Te
	364	102	38	23	16	12	7.8	2.7	1.8	1.6	1.3
	Sb	Mn	Se	Mo	V	Sn	Ag	Cd	Ni	Cu	
	1.2	1.1	0.9	0.5	0.5	0.3	0.1	0.1	0.0002	0.00000	

ет колломорфному пириту современных черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (см. рис. 5.1.5). Коренное отличие колломорфного пирита изученной трубки от аналогичного пирита черных курильщиков — высокие содержания Au, соответствующие максимальным значениям в аналогичном пирите диффузеров и островодужных серых курильщиков (см. рис. 5.1.5). По высоким содержаниям Au и других элементов изученная трубка напоминает лишь золотоносные бесцветные (?) курильщики поля Мир (ТАГ) (см. главу 3).

Колломорфный пирит изученной трубки характеризуется высокими содержаниями Co и Ni, при соотношении Co/Ni > 1, характерном для пирита колчеданных месторождений, залегающих среди базальтов.

Сфалерит гидротермальной трубки месторождения Асикои имеет свои геохимические особенности, отличающие его от современных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. Это, в большинстве случаев относится к относительно высоким содержаниям Tl, Au, Sn, Ni, иногда Bi, W и Ba (табл. 5.1.4).

Особенно высокие содержания Co и Sn в сфалерите изученной трубки из месторождения Асикои. Максимальные содержания этих элементов на порядок выше средних содержаний в современных черных курильщиках (рис. 5.1.6). Кобальтоносность гораздо выше, чем сфалерита диффузеров, формирующихся на базальтовом основании, достигая значений, характерных для сфалерита диффузеров, ассоциирующих с серпентинитами. Не исключено, что на содержания Co и Ni сфалерита оказывали влияние ультрамафиты, залегающие под подрудной базальтовой толщей на участке месторождения Асикои.

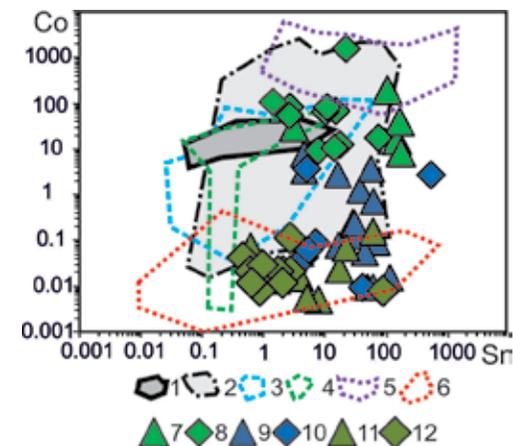


Рис. 5.1.6. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб колчеданных месторождений Асикои (7–8) и Чейли (9–12) в сравнении с современными курильщиками и диффузерами (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–13 — гидротермальные трубы колчеданных месторождений Понтид: 7–8 — халькопирит-сфалерит-пиритовые, Асикои; 9–10 — пирит-сфалерит-халькопиритовые, Чейли; 11–12 — барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые, Чейли.

В целом, данная изученная трубка, судя по низким содержаниям Se и Te, является аналогом бесцветных курильщиков. От современных курильщиков COX она отличается повышенными содержаниями Co, Ni, Sn и Au, вероятно, отражающими состав ультрамафитов, залегающих под базальтами. С другой стороны, повышенные концентрации Sb, Au, Bi и Pb могут указывать на формирование в задуговом бассейне, что согласуется с современными геодинамическими реконструкциями [Ustaömer, Robertson, 1994].

5.2. Кутлулар

5.2.1. Геологическая позиция. Месторождение Кутлулар расположено в северо-восточной части колчеданосного Понтийского пояса [Rejatic, 1979]. Месторождение формировалось во внутридуговой рифтовой зоне верхнемеловой вулканической дуги [Abdioglu, Arslan, 2009]. В районе месторождения формирование риолит-базальтовой формации начиналось излияниями базальтовых лав, затем сменялось извержениями вулканокластитов кислого состава, которые затем вновь перекрывались вулканокластитом базальтового состава. Считается, что рудные тела локализуются в верхней части толщи кислых вулканитов. Однако на диаграммах иммобильных элемен-

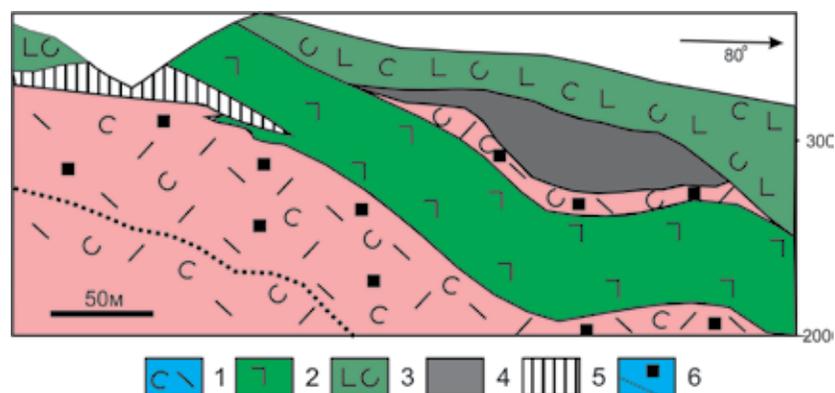


Рис. 5.2.1. Геологический разрез месторождения Кутлулар [Rejatic, 1979]: 1 — вулканокластиты дацитового, андезитового, и возможно, андезибазальтового состава; 2 — долеритовый «силл»; 3 — вулканокластиты и редкие лавы базальтового состава; 4 — медноколчеданное тело; 5 — серноколчеданное тело; 6 — вкрапленность пирита.

тов (Zr, Ti, Nb, Yr) фигуративные точки измененных подрудных «дацитов» попадают как в поле андезибазальтов-андезитов, так и в поле риолитов и дацитов [Abdioglu, Arslan, 2009]. Непосредственно в подрудной части месторождения согласно с залеганием рудного тела локализуется «пострудный силл» долеритового состава [Rejatic, 1979]. Не исключено, что «силл» представляет собой крупный лавовый поток или несколько потоков базальтового состава. Нижнее серноколчеданное тело частично залегает внутри «силла». Медноколчеданное тело, залегающее над силлом, отделено от него прослоем вулканокластитов, вероятно, кислого состава (рис. 5.2.1) [Rejatic, 1979]. Подрудные вулканокластиты дацитового состава интенсивно преобразованы, окварцованы, пиритизированы и серицитизированы. Серицитизации и хлоритизации подвержены и подрудные «долериты». В отличие от них, надрудные лавы и брекчии базальтового состава несут лишь признаки карбонатизации, цеолитизации, хлоритизации, аргиллизации и эпидотизации [Abdioglu, Arslan, 2009].

5.2.2. Состав и строение рудных тел. На месторождении Кутлулар рудная залежь может быть реконструирована как слаборазрушенный сульфидный холм [Revan et al., 2015]. В составе руд преобладают массивные пористые серноколчеданные разновидности и их брекчии. Руды подвержены гидротермальному кислотному выщелачиванию. Вероятно, место пор занимал сфалерит. В брекчиях встречены многочисленные фрагменты медноколчеданных палеокурильщиков [Revan et al., 2013]. Вместе с тем, на выклинках рудной залежи встречаются халькопирит-пиритовые турбидиты, переслаивающиеся с гематит-кварцевыми госсанитами, а также серыми и белыми силицитами [Revan et al., 2019]. Рудная залежь содержит около 1.5 млн. т Cu, при средних содержаниях 1.5 мас. % [Rejatic, 1979].



Рис. 5.2.2. Фрагмент пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Кутлулар, обр. Kut-12-2: а — обломок пирит-халькопиритовой трубы: зона А — пиритовая, зона В — халькопиритовая; б — дендритовидный пирит с реликтами колломорфного (зона А); в — эвгедральные кристаллы пирита в крустификационном халькопирите. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-в — отраженный свет.

5.2.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

Фрагменты медноколчеданных труб, встреченные в сульфидных брекчиях на месторождении Кутлулар, достигали в диаметре 6 см. Трубы характеризуются простой зональностью (рис. 5.2.2а). Внешняя часть оболочки типичной трубы сложена колломорфным пиритом, который по мере продвижения к внутренней части оболочки сменяется дендритовидными и эвгедральными разновидностями пирита (рис. 5.2.2б), сцементированными кварцем или халькопиритом. Внутренняя стенка трубы инкрустирована халькопиритом, содержащим включения эвгедрального пирита (рис. 5.2.2в).

Стенки фрагментов труб характеризуются отчетливой геохимической зональностью (табл. 5.2.1, рис. 5.2.2). В колломорфной и дендритовидной разновидностях пирита концентрируются Mn, Tl, Pb, Bi, Te, As, Au и Ag. По направлению внутрь оболочки трубы в эвгедральном пирите лишь немного выше содержания Co и Se, при минимальных количествах химических элементов, характерных для колломорфного и дендритовидного пирита. В халькопирите, заполнившем каналы труб, относительно пирита отмечаются высокие содержания Se, при умеренно повышенных содержаниях Sn. Содержания Se и Sn в халькопирите постепенно возрастают от внешних к внутренним частям трубы, что свидетельствует в пользу возрастания температуры минералообразования (рис. 5.2.3).

5.2.4. Второстепенные и редкие минералы. Видимых под оптическим и электронным микроскопом аксессуарных минералов не выявлено. Судя по пространственной корреляции Bi и Te (рис. 5.2.3), в колломорфном пирите могут присутствовать обильные нановключения теллуридов висмута.

5.2.5. Минералого-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] по двум фрагментам труб вычислены минералого-геохимические ассоциации (табл. 5.2.2). Поскольку сфалерит в трубах почти полностью отсутствует, In обособился в первой ассоциации не

Химический состав сульфидов пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Кутлулар, обр. Kut-12-3 и Kut-12-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1-2	A1	15	1.7	110	44.9	61	6.9	0.8	0.269	2809	23	25	108
		σ	0.7	72	0.6	56	4.0	0.4	0.255	1835	17	28	59
Py2	A2	9	1.3	289	43.9	68	4.3	0.3	1.037	5551	14	79	126
		σ	0.2	98	0.7	72	1.2	0.2	0.680	1598	7.3	46	75
Py3	A3	5	0.0	0.1	46.1	91	10	0.0	0.000	74	53	2.2	1.5
		σ	0.0	0.2	0.2	102	13	0.0	0.000	101	52	4.6	2.9
Py3	B1-2	7	0.1	0.6	46.2	63	22	0.0	0.000	5.7	35	5.4	0.1
		σ	0.1	1.5	0.3	54	21	0.0	0.000	14	6.5	11	0.3
Py2-3	B3	3	1.2	180	43.8	30	3.5	0.3	1.226	4223	20	80	117
		σ	0.4	108	1.6	17	0.7	0.2	1.338	3247	13	47	110
Chp1	A	6	0.1	0.4	29.8	0.0	0.0	35.2	0.003	1.9	112	6.4	1.4
		σ	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.5	0.003	0.9	64	15	2.1
Chp1	B1	7	0.2	0.4	30.8	2.1	0.2	34.1	0.002	42	210	55	16
		σ	0.2	0.4	1.4	3.1	0.2	1.6	0.002	96	148	132	23
Chp1	B2-3	13	0.2	1.7	30.2	0.4	0.2	34.8	0.006	3.3	573	1.6	3.6
		σ	0.4	3.6	0.8	0.9	0.1	0.7	0.005	3.4	268	3.9	3.7
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1-2	A1	15	8.6	0.6	37	118	0.3	0.66	1.16	38	1601	388	0.0060
		σ	8.8	0.2	40	71	0.3	0.55	0.78	40	1634	279	0.0160
Py2	A2	9	79	0.8	270	45	0.3	0.19	1.23	30	7196	100	0.0038
		σ	39	0.6	157	49	0.3	0.13	0.33	38	3304	115	0.0086
Py3	A3	5	0.1	0.2	5.2	3.7	0.1	0.002	0.03	0.01	50	3.2	0.0004
		σ	0.1	0.1	11	1.8	0.3	0.001	0.05	0.01	107	3.4	0.0006
Py3	B1-2	7	0.0	0.3	0.1	1.2	0.0	0.004	0.00	0.00	2.7	1.1	0.0010
		σ	0.0	0.1	0.3	1.3	0.1	0.002	0.01	0.00	7.1	1.8	0.0016
Py2-3	B3	3	74	1.0	339	25	1.3	0.092	1.05	3.80	6608	32	0.0005
		σ	42	0.8	263	27	1.2	0.084	0.74	4.29	3805	22	0.0002
Chp1	A	6	0.3	8.9	0.5	1.8	0.8	0.009	0.01	0.02	3.6	4.6	0.0004
		σ	0.2	2.6	0.4	1.9	0.8	0.009	0.01	0.03	4.5	4.1	0.0004
Chp1	B1	7	0.4	7.5	3.6	16	1.8	0.011	0.09	0.09	36	35	0.0017
		σ	0.2	3.7	3.1	22	3.4	0.011	0.12	0.15	43	25	0.0032
Chp1	B23	13	0.5	18	1.3	3.3	0.1	0.013	0.02	0.02	29	18	0.0019
		σ	0.4	8.0	1.6	2.8	0.1	0.015	0.02	0.01	35	16	0.0026

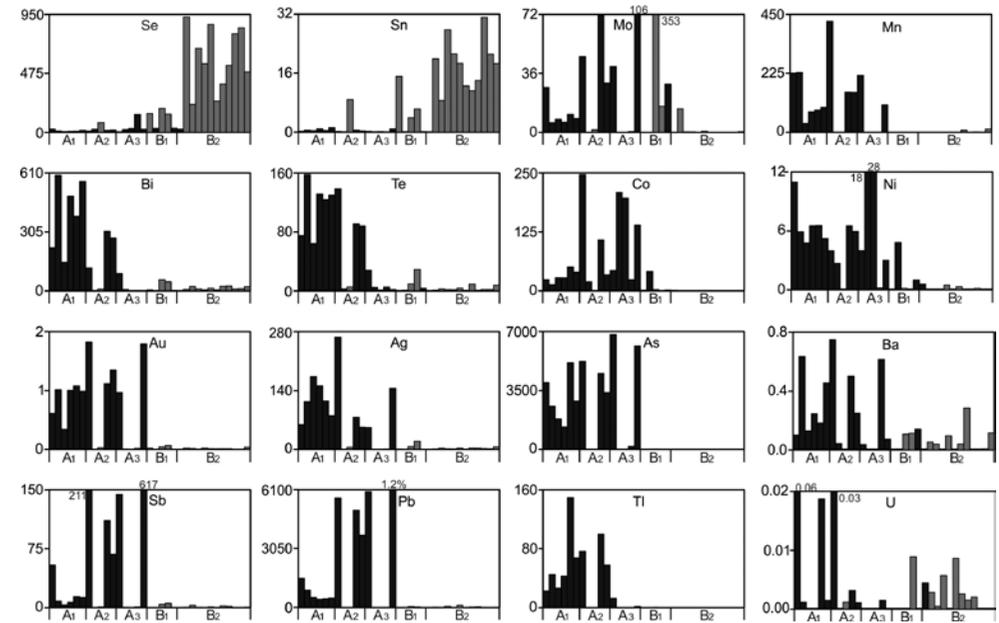


Рис. 5.2.3. Распределение химических элементов (г/г) в стенке пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Кутлулар, обр. обр. Kut-12-3 и Kut-12-2. 5.3.4.

с Zn, а с Cu. В отличие от изученных нами труб из других месторождений, Se и Sn образуют самостоятельную ассоциацию (II). Сильной является связь Te и Bi, а также Au и Ag, количественно подтверждающая вероятность присутствия теллуридов висмута, серебра и золота или самородного золота, ассоциирующего с теллуридами в колломорфном и дендритовидном пирите. Во второй трубе в пятой ассоциации угадывается присутствие сфалерита.

Таблица 5.2.2
Минералого-геохимические ассоциации в пирит-халькопиритовых трубах месторождения Кутлулар

Номер образца	Минеральный состав	Ассоциации
Kut-12-2	Пирит= халькопирит> кварц	I(In+Cu+Hg) + II(Sn+Se+Ba) – III(U+Tl) – IV(Bi+Te) + V(Au+Ag) + VI(As+Mo+Mn+Pb) + VII(Cd+Sb+Zn) + VIII(V+W) + IX(Fe+Co+Ni)
		I(In+Cu) + II(Sn+Se) – III(U+V+Au+Te+Bi+W+Tl) + IV(As+Mn)+ V(Pb+Cd+Zn+Sb) + VI(Ag+Ba) + VII(Fe+Ni+Co) – Mo
Kut-12-3		

Таблица 5.2.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту пирит-халькопиритовой трубки из месторождения Кутлулар относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9° 50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Mo	Ba	Sb	Ag	Se	Te	Fe	U	Zn	Co
Черные	45	15	7.0	1.3	0.8	0.4	0.1	0.1	0.06	0.06	0.06
	W	V	Cd	Sn	Cu	Pb	Ni	Tl	Au	Mn	As
	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.003	0.002	0.002	0.002	0.0001
Серые	Bi	Mo	Ba	Se	Ag	Co	Te	Fe	Sn	Ni	U
	3.3	1.5	1.2	1.0	0.5	0.4	0.3	0.1	0.07	0.06	0.04
	Zn	Sb	Cd	Cu	W	V	Pb	Au	Tl	Mn	As
	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.003	0.003	0.001	0.001	0.0002	0.0001
Бесцветные	Bi	Mo	Te	Ba	Se	Sb	Co	V	U	W	Ag
	24034	7152	114	74	32	24	8.9	6.1	2.8	0.3	0.3
	Zn	Pb	Fe	Cd	Tl	Ni	Cu	Mn	As	Au	Sn
	0.1	0.1	0.1	0.07	0.06	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01

5.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. В районе месторождения Кутлулар доминируют как подрудные, так и надрудные базальты, разделенные рудовмещающей толщей кислых вулканитов. По этому признаку месторождение напоминает месторождения уральского типа.

Халькопирит труб из месторождения Кутлулар оказался беднее многими элементами-примесями (As, Co, U, V, Pb, Sn и др.) по сравнению с черными и, в меньшей степени, серыми и бесцветными курильщиками современных гидротермальных полей (табл. 5.2.3). Исключение представляет Bi, концентрации которого на 1-5 порядков выше, чем в курильщиках ВТП 9°50' с.ш. Особенно велики эти отличия с халькопиритом бесцветных курильщиков. По аномально высоким содержаниям Bi в халькопирите трубы месторождения Кутлулар наиболее близки к разновидности серых курильщиков поля Пакманус, которые содержат теллуровисмутит (см. главу 2). Однако содержания Se в халькопирите месторождения Кутлулар на два порядка выше. Другое исключение — Mo, содержания которого сильно варьируют, достигая максимальных концентраций (354 г/т) в халькопирите труб из месторождения Кутлулар.

На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита изученных труб тяготеют к границе полей черных и серых курильщиков. Однако по низким содержаниям Co они попадают в поле серых и даже бесцветных курильщиков (см. рис. 5.1.5).

Таблица 5.2.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту пирит-халькопиритовой трубки из месторождения Кутлулар относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Te	Sb	Au	W	As	Pb	Ag	Tl	Cu	Ba
Черные	44180	31	14	10	5.9	5.5	5.1	3.9	2.3	2.1	1.8
	Sn	Co	Cd	Ni	Zn	Se	Mo	Mn	V	U	
	1.6	1.3	1.0	0.9	0.7	0.5	0.3	0.3	0.3	0.04	
Серые	Bi	Te	Sb	As	Au	Sn	Se	Ag	Pb	Co	Cu
	153392	1608	44	29	17	12	11	8.2	4.8	4.1	3.3
	W	Mo	Cd	Zn	V	Ni	Tl	Ba	Mn	U	
	1.3	0.9	0.8	0.8	0.3	0.3	0.3	0.2	0.02	0.00	
Бесцветные	Bi	Te	As	Co	Cu	W	Au	Ag	Sb	Se	Pb
	126004	4525	243	125	72	48	46	31	20	9.8	9.1
	Ba	Mn	Tl	Sn	Zn	Cd	V	Mo	Ni	U	
	4.5	3.1	0.9	0.9	0.6	0.4	0.4	0.2	0.2	0.01	

Колломорфный пирит гидротермальных труб месторождения Кутлулар характеризуется высокими содержаниями Bi, Te, As, Sb, Au и Pb по сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 5.2.4). Повышенные содержания этих элементов более характерны для современных островодужных курильщиков (см. гл. 2). Отношения Se/Te меньше, чем в халькопирите черных курильщиков. Однако на диаграмме Co–Ni фигуративные точки халькопирита из месторождения Кутлулар попадают в поле черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш.

Таким образом, колломорфный пирит и халькопирит пирит-халькопиритовых труб из месторождения Кутлулар показывают геохимические признаки как черных, так и серых современных курильщиков. Скорее всего, гидротермальные трубы этого месторождения занимают промежуточную позицию в ряду от черных к серым курильщикам. На высокую зрелость гидротермальной системы указывает обогащение сульфидов Bi, Te, Au и Sb. Однако, судя по повышенным содержаниям Co и низким содержаниям Tl и Ba в колломорфном пирите, рудогенерирующая гидротермальная система еще не достигла стадии разложения полевых шпатов [Дифференциация ..., 2016]. Вероятно, обогащение Bi, Te, Au и Sb может свидетельствовать и в пользу магматического вклада в геохимию труб из месторождения Кутлулар, по сравнению с трубами ВТП, значительная часть которых, скорее всего, формировалась по модели циркуляции флюидов в рециклинговой ячейке без существенного влияния магматической составляющей.

5.3. Чейли

5.3.1. Геологическая позиция. Месторождение *Чейли* приурочено к рудному полю Маденкёй, расположенному в восточной части Понтида [Çagataу, 1993] (см. рис. 5.1). Рудные тела залегают на нескольких уровнях и приурочены к кровле дацитовый толщ и перекрывающих красноцветных вулканомиктовых отложений смешанного состава с потоками базальтов (рис. 5.1.1). Рудовмещающая толща имеет раннесантонский возраст и падает в северо-западном направлении под углом 30–50°. Висячем боку рудного тела фиолетовые «туфы» переслаиваются с андезитами, андезито-базальтами, базальтами и красноцветными известняками [Özgür, 1979]. Крупнообломочные и псаммитовые гематитсодержащие фиолетовые «туфы» сложены кварцем, полевыми шпатами, пемзами и гиалокластами дацитового и базальтового состава, заключенными в глинистый матрикс [Аксау, Агар, 1999]. Эта пачка содержит непротяженные гематитизированные, хлоритизированные и каолинитизированные известковистые слои. На месторождении выделяются три этажно-расположенных рудных залежи, разделенные пачками фиолетовых «туфов». В ряде случаев наблюдалось тонкое переслаивание сульфидных руд, фиолетовых «туфов» и серо-коричневых гипсовых слоев. Марганцевая минерализация обнаружена на выклинках рудоконтролирующего вулканогенно-осадочного горизонта [Altun, 1979].

5.3.2. Состав и строение рудных тел. Главная сульфидная залежь имеет линзовидную форму размерами в плоскости рудоносного горизонта 400x450 м при мощности в раздуже около 100 м (см. рис. 5.3.1). Рудная залежь реконструирована как сильно разрушенный сульфидный холм [Revan et al., 2014, 2015; Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Серноколчеданные и медноколчеданные массивные и штокверковые гидротермальные руды располагаются в нижней части главного рудного тела. Они перекрываются черными рудами, содержащими обильный сфалерит. Кровля рудной залежи покрыта хорошо сохранившимися кластогенными рудами. Руды в основном сложены пиритом, марказитом, халькопиритом и сфалеритом, меньше распространены борнит, галенит, тетраэдрит и самородное золото. Иногда встречаются сплошные халькопирит-борнитовые руды. В тонкослоистых рудах отмечается переслаивание сульфидных, баритовых и карбонатных слоев. В обломочных рудах месторождения встречаются фрагменты галенит-пирит-сфалерит-халькопиритовых палеокурильщиков, пирит-сфалеритовых диффузеров и оруденелых трубчатых червей, замещенных баритом, сфалеритом и галенитом [Revan et al., 2014, 2015; Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

Запасы руды 11 млн. т с содержаниями Cu 4.7 мас. %, Zn 7.3 мас. %, Ag 68 г/т и Au 1 г/т [Excursion ..., 2004]. По другим данным руды отличаются высокими содержаниями Cu 5.19 мас. %, Zn 7.54 мас. % и Ag 57 г/т и невысокими Pb 0.3 мас. % и Au 1 г/т [Revan et al., 2014].

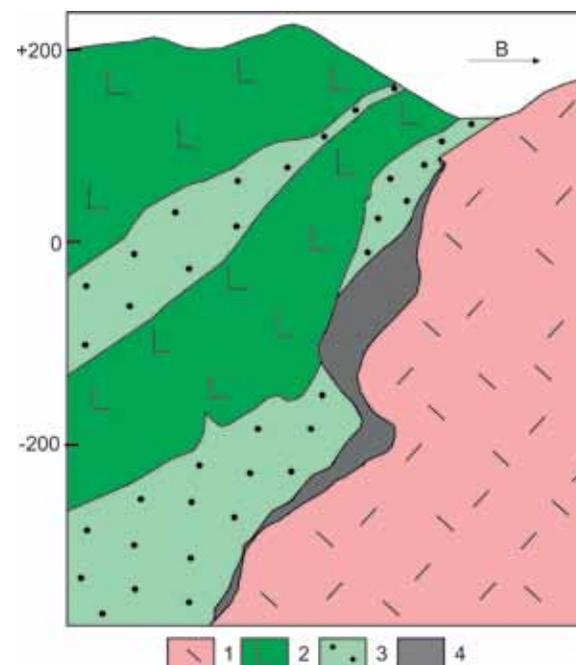


Рис. 5.3.1. Геологический разрез медно-цинково-колчеданного месторождения Чейли: 1 — риолиты окварцованные и серицитизированные; 2 — базальты; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — рудная залежь.

5.3.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. Пирит-сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые трубы хорошей сохранности обнаружены нами в сульфидных брекчиях на верхней выклинке колчеданной залежи [Масленников, 2006].

Пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. Ch-1 и Ch-2) имеют характерную минералого-геохимическую зональность (рис. 5.3.2a). По составу основных сульфидных минералов трубы можно отнести к пирит-сфалерит-халькопиритовой разновидности. В одной из труб имеется хорошо развитая халькопиритовая крустификация и переходная сфалерит-халькопиритовая зона ВЗ-С1, нерудного заполнения канала практически нет (см. рис. 5.3.2a). В этой трубе также присутствуют все типы пирита (Py1c — колломорфный, Py2 — субгедральный, Py3 — эвгедральный), которые наиболее развиты в оболочке. При этом пирит характеризуется присутствием примесей Cu (2–14 мас. %) (во всех типах) и Zn (1–14 мас. %) (в Py1c), поскольку частично замещен халькопиритом, борнитом и сфалеритом. Как и в большинстве современных курильщиков, в пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах выделяется как минимум три зоны, каждую из которых можно подразделить на подзоны.

Зона А. Пиритовая наружная корка (подзона А1) колломорфного строения сохранилась лишь местами в виде псевдоморфных агрегатов халькопи-

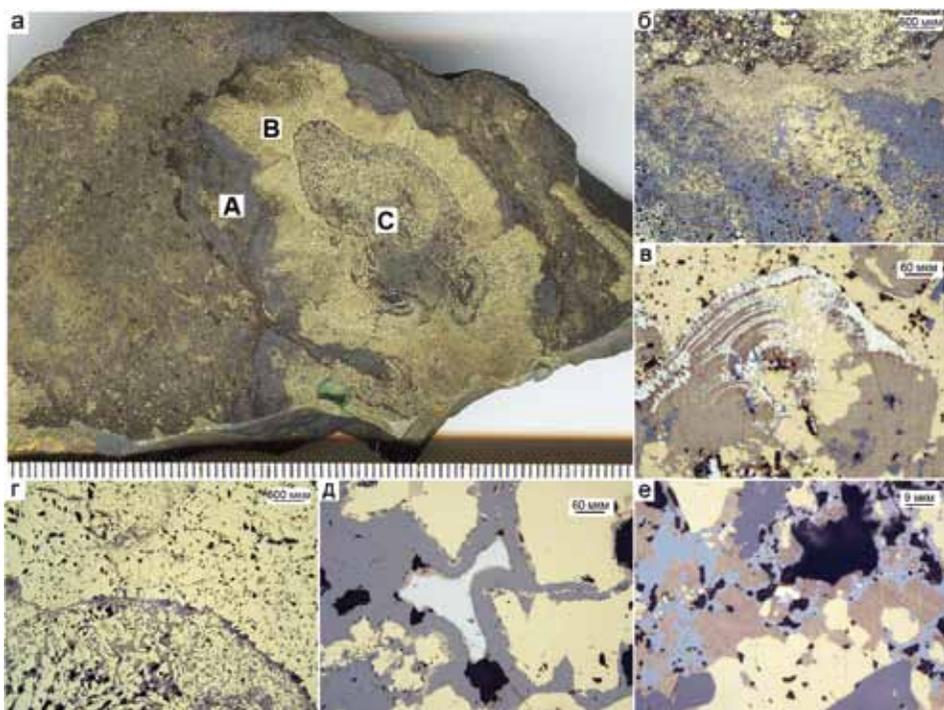


Рис. 5.3.2. Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба, месторождение Чейли-Маденкой, обр. Ch-1 и Ch-2: а — поперечный срез трубы: зона А — пирит-борнит-халькопирит-сфалеритовая, зона В — халькопиритовая, зона С — халькопирит-сфалеритовая; б — борнит-халькопирит-сфалеритовая оболочка с реликтами пирита; в — реликт колломорфного пирита в псевдоморфных агрегатах халькопирита и борнита (подзона А1); г — заполнение осевой части канала трубы борнит-сфалерит-халькопиритовыми агрегатами; д — галенит и борнит в сфалерите среди кристаллов халькопирита (зона С); е — самородное золото (яркое почти белое, в центре) в ассоциации борнитом, теннантитом и халькопиритом. а — полированный образец (масштаб линейки 10 см), б-е — отраженный свет.

рит-борнитового состава (рис. 5.3.2б,в). Дендритовидные выделения пирита в сфалеритовой матрице обнаружены местами у самой границы с внутренней стенкой трубы. Большая часть оболочки сложена сфалеритовыми агрегатами с включениями пирита, борнита и галенита.

Зона В. Наружный слой (подзона В1) халькопиритовой крустификации сложен мелкозернистыми агрегатами пирита. Размер кристаллов халькопирита увеличивается в направлении к осевой части канала (подзона В2) (рис. 5.3.2г). Ближе к каналу количество борнита возрастает. Граница между относительно «чистым» халькопиритом и халькопиритом с борнитом проходит по сфалерит-борнитовому прослою. Внутренний слой крустификации (подзона В3-С1) сложен копьевидными кристаллами халькопирита, окаймленными сфалеритом и борнитом (рис. 5.3.2д).

Зона С выделена условно по возрастанию количества сфалерита. В этой части встречаются крупные включения галенита, окаймленные борнитом (рис. 5.3.2е).

В трубах наблюдается характерная химическая зональность. Содержания большинства химических элементов (Mn, As, Ni, Ag, Te, Sb, Au, Tl, Bi, Pb) уменьшаются от наружной части оболочки трубы к ее внутренней части в связи со сменой колломорфных разновидностей пирита ангдральными, субгедральными и эвгедральными (табл. 5.3.1). Количество Se, наоборот, возрастает в этом направлении в пирите от 20 г/т в подзоне А1 до 198 г/т в подзоне В1.

В псевдоморфном халькопирите оболочки сульфидных труб отмечаются повышенные содержания таких элементов-примесей, как Ba, Mn, Cd, Sb, Pb, Au и Bi, характерных для исходного колломорфного пирита (см. табл. 5.3.1). Содержания Se, Sn и Mo в псевдоморфном халькопирите ниже, чем в гидротермальной крустификационной разновидности, заполнившей канал трубы. Содержания Se достигают максимума (до 700 г/т) в подзоне В2 (см. табл. 5.3.1, рис. 5.3.3).

Наименьшее количество химических элементов, кроме Se, Sn и Mo, наблюдается в крустификационном халькопирите, заполнившем канал трубы. Можно отметить лишь спорадические «всплески» концентраций As (до 1000 г/т) и Pb (до 1400 г/т) за счет микровключений теннантита и галенита. Вариации содержаний Bi, Te, Ag и Au связаны с единичными микровключениями самородного золота, кавачулита, гессита и виттихенита.

По химическому составу разновидности сфалерита из разных зон отличаются не существенно. Все разновидности сфалерита вне зависимости от позиции характеризуются повышенными содержаниями Cd, Hg и в меньшей степени Sb и Sn, изоморфно входящими в структуру этого минерала. В сфалерите содержатся микропримеси Fe и Cu за счет микровключений халькопирита и эпизодические аномалии Au, Sb, As и Pb за счет золото-галенит-блеклорудного парагенезиса. Иногда появляются аномалии V и Mo, свидетельствующие о возможном влиянии морской воды на процессы минералообразования.

Борнит (Bo) является основным носителем Bi, Ag и Sn, судя по ровным трендам импульсов ЛА-ИСП-МС, изоморфно входящих в его структуру. Марганец в псевдоморфном борните (Bo_{ps}), вероятно, унаследован от халькопирита-2. Повышенные содержания V, Ni и U свидетельствуют о важной роли субмаринных гидрогенных факторов в процессах формирования борнита. Отличительная особенность крустификационного борнита — пониженные содержания Mn, W, Au, Pb и Tl (табл. 5.3.2).

Пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. СН-5) характеризуется отчетливой минералогической зональностью (рис. 5.3.4а).

Зона А имеет хорошо развитую сфалеритовую оболочку, содержащую небольшое количество колломорфного пирита. Внешняя часть оболочки отделяется от вмещающей массы едва заметным псевдоморфным слоем халькопирита, образовавшегося по пириту колломорфного строения (рис. 5.3.4б). В сфалеритовом агрегате можно обнаружить дендритовидные и почковидные образования халькопиритового состава, содержащие реликты колломорфного пирита (рис. 5.3.4в).

Зона В. Хорошо различимый слой халькопиритовой крустификации гораздо тоньше, чем в предыдущей трубе и не имеет отчетливой внутренней зональности.

Таблица 5.3.1

Химический состав сульфидов пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Чейли, обр. Ch-1 и Ch-2. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	10	3.9	396	38.5	20	166	6.6	0.54	3519	7.0	25	406
		σ	4.3	546	2.5	17	57	3.1	0.46	3605	3.8	22	276
Py2	A2	11	2.1	278	43.1	9.2	123	1.9	0.79	2646	20	55	124
		σ	2.0	297	1.5	10	119	1.8	0.92	1573	42	71	71
Py3	A3-B1	4	0.1	1.8	45.7	19	1.5	0.2	0.49	2515	109	12	10
		σ	0.1	0.8	0.9	26	0.7	0.0	0.68	288	59	20	8.0
Cphps	A	15	7.5	334	32.0	34	58	29.7	2.64	808	20	78	361
		σ	5.9	158	3.9	44	60	4.2	1.69	714	19	87	400
Cph1	B1	3	3.5	66	32.2	4.6	6.4	32.4	0.32	495	103	44	52
		σ	3.5	57	2.6	4.8	4.5	2.8	0.13	539	48	46	37
Chp1	B2	19	0.2	0.4	30.1	0.0	0.3	34.6	0.01	5.5	272	10	45
		σ	0.2	0.4	1.4	0.0	0.3	1.3	0.02	10	80	12	121
Chp1	B3	3	0.5	88	30.8	0.1	0.3	33.6	0.48	288	120	81	21
		σ	0.2	116	0.4	0.1	0.2	0.5	0.47	351	57	67	9.1
Chp1	C	15	0.3	14	29.7	0.1	0.7	34.7	0.42	137	96	49	32
		σ	0.5	25	1.1	0.2	1.1	1.0	0.86	281	88	64	23
Sph	A1	6	2.4	62	0.6	0.1	0.4	1.5	64.1	1056	11	4.6	62
		σ	3.5	73	1.0	0.1	0.4	1.7	3.0	1177	10	8.0	63
Sph	A2	10	1.4	27	0.6	1.7	1.8	0.9	64.8	410	10	9.1	83
		σ	1.0	34	1.1	2.7	3.5	1.0	1.6	581	5.6	3.6	82
Sph	C	13	1.6	86	0.6	0.5	5.1	1.7	63.6	2598	5.6	12	84
		σ	4.5	83	0.7	1.3	17	1.2	2.1	2527	5.3	19	45
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	10	35	2.5	144	131	0.4	0.2	2.8	113	1645	407	0.003
		σ	26	0.9	85	141	0.6	0.3	1.8	119	1817	262	0.004
Py2	A2	11	42	3.2	44	15	1.2	0.1	1.4	63	3388	60	0.047
		σ	51	8.2	39	12	3.2	0.1	1.0	105	3335	35	0.093
Py3	A3-B1	4	30	0.2	15	11	0.1	0.0	0.3	0.1	50	1.8	0.001
		σ	34	0.2	23	10	0.1	0.0	0.0	0.1	38	2.3	0.002
Cphps	A	15	163	13	128	145	1.2	0.6	3.2	38	1881	352	1.065
		σ	104	11	160	222	1.4	0.6	6.2	61	2040	268	2.304
Cph1	B1	3	24	8.3	106	79	0.2	2.5	0.5	1.4	592	89	0.013
		σ	8.9	2.6	126	97	0.1	2.7	0.4	1.0	710	85	0.016
Chp1	B2	19	1.2	43	4.3	36	0.1	0.01	0.06	0.1	2072	29	0.002
		σ	1.2	28	7.5	97	0.1	0.02	0.06	0.1	7117	49	0.003

Продолжение таблицы 5.3.1

Chp1	B3	3	28	7.3	140	22	0.1	0.10	0.11	0.5	105	89	0.000
		σ	24	3.9	90	18	0.0	0.13	0.05	0.4	34	75	0.000
Chp1	C	15	25	26	79	28	0.1	0.11	0.12	0.5	1059	76	0.003
		σ	53	23	148	40	0.1	0.16	0.10	0.9	2268	144	0.004
Sph	A1	6	4674	34	359	13	0.0	0.37	0.68	4.4	633	46	0.001
		σ	2714	24	395	14	0.0	0.63	0.33	4.6	788	48	0.001
Sph	A2	10	4801	44	233	3.6	0.1	0.10	0.71	4.5	750	43	0.017
		σ	2676	30	350	4.0	0.3	0.15	0.68	4.0	1207	41	0.021
Sph	C	13	3062	47	734	8.1	9.3	0.09	1.2	30	2171	57	0.003
		σ	542	140	933	13	31.3	0.12	1.3	28	1596	79	0.008

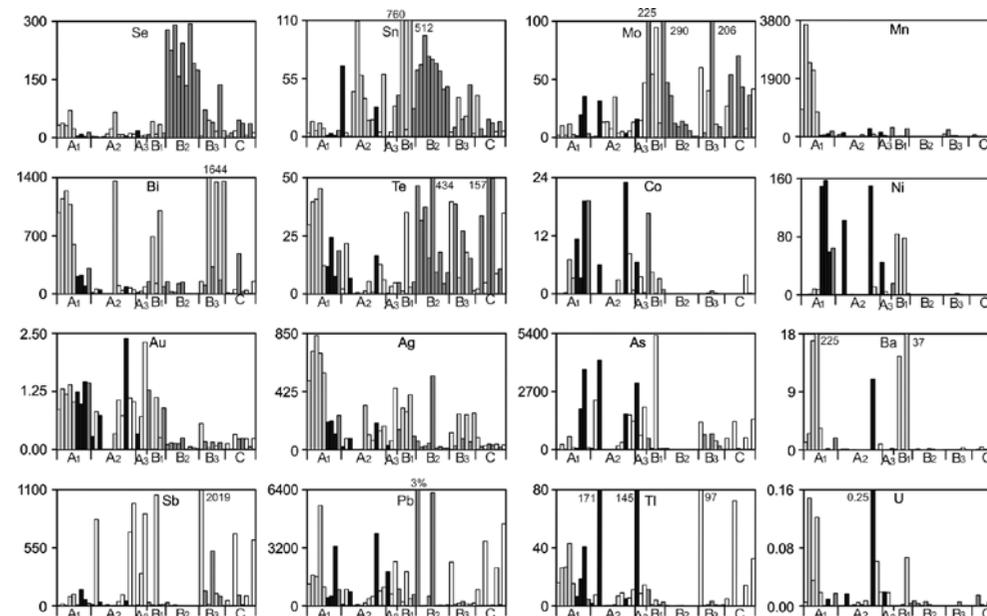


Рис. 5.3.3. Распределение химических элементов (г/г) в стенке пирит-сфалерит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Чейли, обр. Ch-1. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Зона C. Со стороны внутренней стенки халькопиритовой крустификации на поверхность кристаллов халькопирита выросли почковидные агрегаты сфалерита (рис. 5.3.4г). В следующем слое заполнения канала наблюдаются скопления загадочных червевидных агрегатов сфалерита, обросших халькопиритовой каймой. В осевой части трубок концентрируется галенит (рис. 5.3.4д). Наиболее внутренняя часть канала (подзона C3) сложена кри-

Таблица 5.3.2

Химический состав борнита пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Чейли, обр. Ch-1 и Ch-2
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Bo _{ps}	A	12	4.6	1222	13	19	28	62	1.6	524	40	8.5	715
		σ	2.7	1082	2.7	30	42	2.6	1.5	682	14	7.2	121
Bo	B1	4	10	5.0	13	2.0	40	61	2.3	50	42	26	340
		σ	14	8.2	2.3	2.1	47	2.9	3.3	44	16	24	43
Bo	C	4	0.3	13	11	0.5	0.4	64	1.5	303	24	16	255
		σ	0.2	15	2.2	0.7	0.3	1.9	2.7	373	14	17	13
		n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Bo _{ps}	A	12	96	11	93	36	24	0.32	1.4	27	2681	1003	0.116
		σ	85	6.8	130	18	67	0.18	0.45	8.5	2336	200	0.113
Bo	B1	4	124	334	6.5	1.9	13	0.11	0.20	1.6	548	871	0.017
		σ	180	363	1.8	0.8	17	0.04	0.15	1.6	573	401	0.033
Bo	C	4	81	17	76	14	0.1	0.01	0.05	0.7	136	1428	0.001
		σ	143	15	83	13	0.2	0.01	0.04	0.1	21	144	0.001

Примечание. Bo_{ps} — борнит псевдоморфный, Bo — борнит.

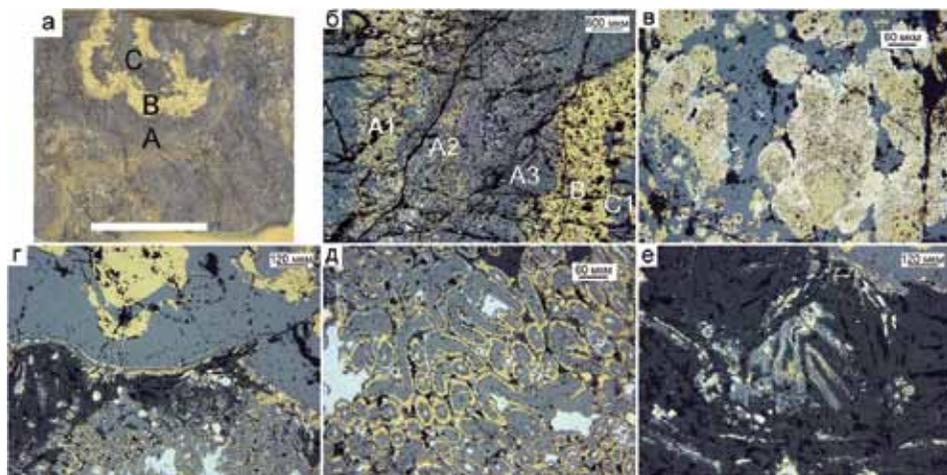


Рис. 5.3.4. Пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба, месторождение Чейли, обр. Ch-5: а — поперечный срез трубы: зона А — пирит-сфалеритовая, зона В — халькопиритовая, зона С — халькопирит-барит-сфалеритовая; б — стенка трубы: А1 — колломорфный пирит, частично замещенный халькопиритом, А2 — сфалерит с включениями пирита, А3 — сфалерит, В — халькопирит, С — сфалерит; в — частичные псевдоморфозы халькопирита по колломорфному пириту в сфалерите; г — последовательное обрастание друзового халькопирита почковидным сфалеритом и зернистым баритом; д — червеобразная микротекстура сростаний халькопирита, сфалерита и галенита; е — сфалерит-баритовое заполнение осевой части канала трубы. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

сталлами барита, в которых встречаются псевдоморфозы сфалерита и халькопирита по пластинчатому минералу (пирротину?) (рис. 5.3.4е).

По сравнению с другими сульфидами, колломорфный пирит характеризуется максимальными содержаниями (г/т): Mn (до 500), Ni (до 300), Ag (до 800) и Pb (до 1600) (табл. 5.3.3). Концентрации Co (до 5 г/т), Te (до 15 г/т), Tl (до 70 г/т) на порядок ниже, чем в черных курильщиках. Псевдоморфный халькопирит оболочки трубы, унаследовавший химизм колломорфного пирита, также обогащен этими элементами, а количество As (до 4000 г/т), Sb (до 5000 г/т) и Te (до 64 г/т) в нем даже выше, чем в колломорфном пирите. В крустификационном халькопирите содержания элементов низкотемпературной ассоциации резко снижаются. Повышенные содержания Se (78–151 г/т), Sn (24–115 г/т) все же уступают по значениям, определенным для халькопирита предыдущей трубы. При приближении к осевой части трубы в крустификационном халькопирите возрастают содержания Mo, Ag, Bi и Te (рис. 5.3.5). В крустификационном сфалерите содержания Mo, Ag, Au, As, Sb гораздо выше по сравнению со сфалеритом оболочки трубки (см. табл. 5.3.3).

Таблица 5.3.3

Химический состав сульфидов пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Чейли, обр. Ch-5. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	5	4.49	382	42.1	2.74	155	3.07	1.24	1986	3.68	33.8	496
		σ	2.36	181	2.30	1.75	98.2	2.26	1.54	1345	1.43	42.5	262
Chp	A1	3	6.38	426	39.3	3.81	137	23.2	1.71	2184	5.91	10.1	582
		σ	4.61	390	6.43	3.60	133	8.05	1.81	2100	2.95	11.0	597
Chp	BC	8	0.78	0.47	31.3	0.06	1.18	32.9	0.18	1872	81.2	810	106
		σ	0.96	0.49	1.34	0.10	2.33	0.43	0.24	3207	35.5	1368	108
Sph	A1,2	6	15.6	7.71	0.61	0.03	0.84	0.56	64.9	378	3.21	122	218
		σ	14.0	15.4	0.52	0.03	1.03	0.44	0.20	396	3.80	146	145
Sph	BC	6	13.8	17.3	0.67	0.03	0.08	1.67	63.3	3176	6.97	85.6	263
		σ	33.4	16.8	0.60	0.04	0.04	0.70	1.08	2743	6.25	103	196
		n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	5	75.0	0.93	199	9.6	13.3	3.83	1.87	47.7	1328	1.41	0.055
		σ	87.5	0.63	180	5.63	21.6	5.14	0.19	16.1	219	0.87	0.077
Chp	A1	3	121	2.12	1808	25.5	16.7	0.18	1.69	35.7	1313	1.28	0.023
		σ	106	2.14	3024	33.9	21.3	0.12	1.46	33.7	1009	1.17	0.013
Chp	BC	8	40.1	49.4	2737	40.3	0.23	0.18	0.20	4.19	1551	30.6	0.006
		σ	61.9	41.6	4618	51.3	0.29	0.28	0.12	5.76	2541	39.0	0.012
Sph	A1,2	6	4129	6.52	677	0.32	3.59	0.57	1.12	1.76	428	0.63	0.001
		σ	2390	7.53	885	0.36	2.76	0.81	0.57	0.52	189	0.54	0.002
Sph	BC	6	3221	15.2	2027	4.61	0.78	0.29	2.53	20.9	5678	4.77	0.007
		σ	30.3	33.9	1902	3.56	1.17	0.41	1.00	42.1	5087	3.75	0.013

Пирит-барит-сфалерит-галенитовые трубки курильщиков образовались при заполнении полостей трубчатых червей [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Они встречаются среди сульфидных брекчий в ассоциации с крупными обломками пирит-сфалеритовых диффузеров в сфалерит-пиритовой цементирующей массе. Запечатанная трубка обычно имеет следующую минеральную зональность: зона А — марказит-пиритовая оболочка → зона В — слой сфалерита в сростании с микрозернистым баритом → зона С — мощный слой галенита → зона D — заполнение трубки крупнозернистым баритом. Ранее было установлено, что в сульфидах биоморфоз на 1–3 порядка ниже содержания химических элементов, чем в одноименных сульфидах палеокурильщиков. Предполагается, что фоссилзация этих трубок происходила при более низких температурах из слабонасыщенных растворов [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

5.3.4. Второстепенные и редкие минералы. По данным ЛА-ИСП-МС, в халькопирите труб присутствует гессит и теллуриды висмута, виттихенит. В халькопирит-сфалеритовых трубах месторождения самородное золото присутствует в почковидных агрегатах сфалерита вблизи осевой зоны канала, выполненного кальцитом и баритом. Наблюдаются три основные формы выделения в сфалеритовой основе: графические сростки с халькопиритом, либо с теннантитом и галенитом (размер сростков 6–80 мкм); включения вытянутых и крючкова-тых зерен в халькопирите (размер 5–40 мкм); жилки совместно с халькопиритом толщиной 3–8 мкм. Преобладающий состав золота: Au 81–86 мас. %, Ag 14–19 мас. %. В сростках с теннантитом и галенитом содержание Au в зернах самородного золота (электрума) уменьшается до 61 мас. % [Zaykov et al., 2006].

5.3.5. Минералого-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1980] в общей выборке сульфидов и отдельно по каждому из них определены минерально-геохимические ассоциации (табл. 5.3.4).

Таблица 5.3.4. Минерально-геохимические ассоциации в трубах палеокурильщиков из месторождения Чейли

Номер образца	Минеральный состав	Ассоциации элементов
CH-1	Халькопирит>сфалерит>пирит	I (Cd+Zn+Hg) + II(Sn+V+Ba) + III(Mn+Ag+Bi+Cu+Se+Te) – Pb – IV(Co+Au+Ni+Fe) – V(Mo+W+As+Tl) – Sb – U
CH-2	Сфалерит>халькопирит>пирит	I (Cd+Hg+Zn+Sb) + II (As+Tl+Ni+Bi+Ag+Te) + III(Au+U+V+Co) + IV(Mn+Pb+Mo+Fe) – V (Se+Cu+Sn) – Ba – W
CH-5	Сфалерит>халькопирит>пирит	I (Cd+Hg+Zn) + II(Au+Ag+Ni+Mn+Co+Tl) + III(As+Sb) + IV(Te+Mo+Bi) + V(Cu+Se+Sn) – VI(V+Pb) – VII(U+Ba+W)+Fe

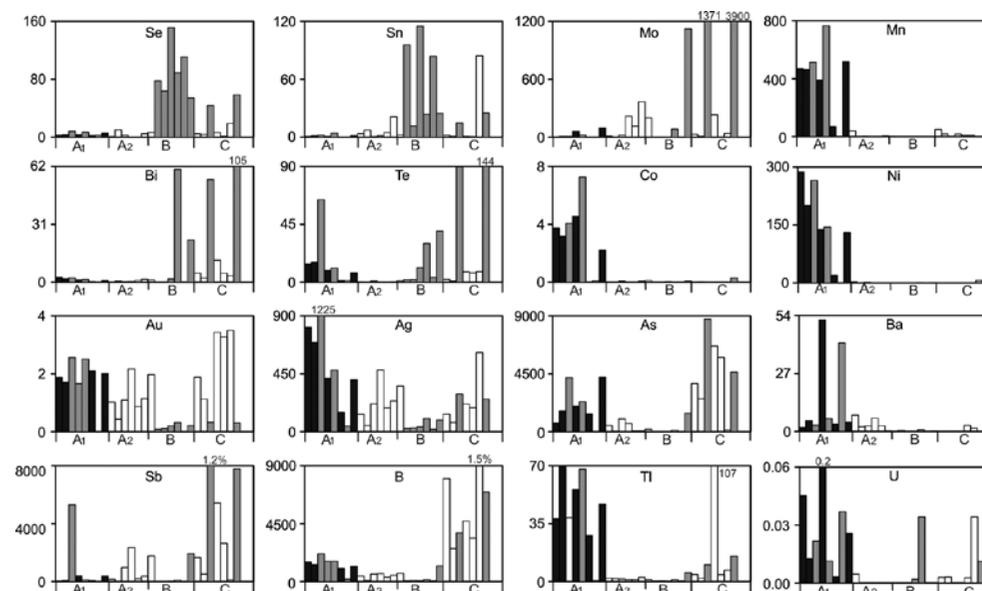


Рис. 5.3.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Чейли, обр. CH-5. Черное — пирит, серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Для пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (CH-1) рассчитаны минерально-геохимические ассоциации (см. табл. 5.3.4). В начале корреляционного пути находится ассоциация, характерная для сфалерита (I). Третья ассоциация соответствует псевдоморфному халькопириту, четвертая и пятая — колломорфному пириту. Вторая ассоциация не поддается интерпретации. Расчеты по другим (CH-2) и (CH-5) показали близкий результат. Очевидна ассоциация гессит-кавацулитового парагенезиса с халькопиритом, самородного золота — с пиритом. Однако наибольшее количество находок самородного золота связано с кристификационным сфалеритом [Zaykov et al., 2006].

По выборке, представленной всеми разновидностями *пирита*, определены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn) + II(Ag+Te+Bi) + III(Pb+Mo) + IV(Sb+As+Au+Hg) — Cr+Cu + V(Ti+U) — Ba — V + VI(Se+Sn) — Fe — W — VII(Ni+Tl+Mn) — Co. Первая отражает присутствие микровключений сфалерита, вторая — гессита и кавачулита. В четвертую ассоциацию входит золото-блекловорудный парагенезис. Шестая ассоциация, вероятно, связана с микровключениями халькопирита, обычно содержащего изоморфную примесь Se и Sn.

Халькопирит, по данным расчетов, показал следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Ag+Te+Bi+Au) + II(Cd+Zn) + III(Mn+Ni+U+Cr+Tl+Co) + IV(Hg+As) + V(Mo+Sb)+Ti — Pb — VI(V+W) — Cu — Ba — Fe — Sn. В халькопирите наиболее сильные положительные корреляции показывает золото-гессит-кавацулитовый парагенезис (I). Вторая ассоциация представлена микровключениями сфалерита, третья — пирита.

Ассоциации, рассчитанные по выборке, включающей анализы *борнита*, образуют другую последовательность: I(Cd+Zn) — II(Hg+W+Tl+Ag+Au+Te+As+Sb) + III(Co+Ni+Fe) + IV(Se+Pb) — Ba — Mn — U — Cr — V(Mo+V) — Vi(Ti+Sn) — Cu — Bi. Первая ассоциация традиционно соответствует микровключениям сфалерита. Во второй ассоциации химические элементы, вероятно, принадлежат золото-блекловорудному парагенезису. Третья ассоциация принадлежит микровключениям пирита, четвертая — селенистого галенита, встречающегося в борните.

Расчеты по выборке, включающей анализы *сфалерита*, дают следующий ряд минерально-геохимических ассоциаций: I(Ni+Ti+Sn+Ba) — II(Cu+Fe+Bi) + III(Te+Tl) + IV(Pb+Ag+Au+Sb+As) — V(Mo+V+U+Cr) — VI(Zn+Cd) — VII(Mn+Co) — Se — VIII(W+Hg).

Первая ассоциация, вероятно, обусловлена микровключениями барита, нередко встречающимися в сфалерите. Однако связь барита с Ti, Sn и Ni пока не находит объяснения. Вторая ассоциация, скорее всего, связана с микровключениями халькопирита и виттихенита. Появление последнего, очевидно, объясняет ослабление связи с третьей ассоциацией, содержащей Te. Вероятно, кавацулит неустойчив в парагенезисе со сфалеритом. Его место занимают виттихенит и Te и Tl-содержащий теннантит. Остальные ассоциации могут быть интерпретированы лишь с определенной долей условности.

5.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. В целом геологический разрез месторождения напоминает геологические разрезы месторождений провинции Хокуроко (Япония), которые являются эталоном рудно-формационного типа куроко. Подрудные породы представлены риолитами, надрудные — лавами базальтового состава, их гиалокластитами, гиалокластитовыми тефроидами, иллит-гематитовыми пелитолитами. Рудная залежь представляет собой сильно разрушенный сульфидный холм. Сульфидный холм, вероятно, разрушался длительное время, поскольку отсутствуют признаки катастрофического прекращения рудообразования, такие как перекрытие лавовыми потоками. Рудное тело перекрыто вулканогенно-осадочными отложениями. О высокой зрелости гидротермально-метасоматической рудогенерирующей системы свидетельствует присутствие в рудах галенита, барита и минералов висмута. Очевидно, гидротермально-метасоматическая система вступила в стадию разложения полевых шпатов.

Халькопирит занимает две позиции в зональности труб. Псевдоморфная разновидность халькопирита приурочена к наружным частям оболочек труб и так же, как и псевдоморфный борнит, скорее всего, является результатом субмаринного гипергенеза рудокластических отложений. Вторая разновидность — крустификационная, представляет интерес для сопоставлений с халькопиритом современных курильщиков (табл. 5.3.5).

По сравнению с морфологически сходным крустификационным халькопиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., халькопирит труб из месторождения Чейли характеризуется на порядок более высокими содержаниями Pb, Sb

Таблица 5.3.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопиритупирит-сфалерит-халькопиритовых (СН-1 и СН-2) и пирит-халькопирит-сфалеритовых (СН-5) труб месторождения Чейли относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. СН-1 и СН-2)										
Черные	Pb	Bi	Sb	W	Au	As	Tl	Te	Mn	Cu	Fe
	55	28	26	11	4.4	3.0	2.1	1.3	1.2	1.0	1.0
	Zn	Sn	Cd	Mo	Ag	Ba	Se	Ni	V	U	Co
	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.5	0.1	0.1	0.1	0.04	0.01
Серые	Pb	Sn	Te	Ni	Bi	W	As	Au	Cu	Fe	Cd
	20	3.6	3.3	2.4	2.0	1.7	1.5	1.3	1.0	1.0	0.9
	Sb	Zn	Tl	Ag	Se	Mn	Ba	Mo	Co	U	V
	0.8	0.7	0.6	0.4	0.3	0.1	0.09	0.08	0.04	0.03	0.01
Бесцветные	Bi	Te	Pb	Sb	Tl	Mo	As	W	V	Mn	Au
	14953	1280	787	477	378	374	188	61	14	12	11
	Se	Ba	Zn	Cd	U	Ni	Cu	Fe	Co	Sn	Ag
	11	5.4	2.2	2.1	1.8	1.4	1.1	0.9	0.9	0.3	0.2
Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы (обр. СН-5)											
Черные	Sb	Pb	As	Tl	Mo	Bi	W	Au	Cd	Ag	Te
	1398	59	51	23	20	15	8.4	7.3	2.5	1.8	1.5
	Sn	Ba	Cu	Fe	Zn	V	Ni	U	Se	Mn	Co
	1.4	1.1	1.0	1.0	0.8	0.2	0.2	0.08	0.06	0.03	0.00
Серые	Sb	As	Pb	Tl	Sn	Te	Ni	Cd	Au	Mo	W
	41	25	21	6.4	5.7	3.7	3.1	2.7	2.1	1.9	1.2
	Ag	Bi	Fe	Cu	Zn	Ba	Se	U	V	Co	Mn
	1.2	1.1	1.0	1.0	0.6	0.2	0.15	0.05	0.01	0.01	0.00
Бесцветные	Sb	Mo	Bi	Tl	As	Te	Pb	W	V	Au	Ba
	26026	9312	8226	4190	3124	1467	851	46	22	19	12
	Cd	Se	U	Ni	Zn	Cu	Fe	Ag	Sn	Mn	Co
	6.0	4.9	3.5	1.9	1.8	1.0	1.0	0.6	0.4	0.3	0.1

и Bi, при более низких содержаниях элементов высокотемпературной (Se, Co) и гидрогенной (U и V) составляющих. Менее контрастными выглядят различия с серыми курильщиками ВТП 9°50' с.ш. Отличия от халькопирита бесцветных курильщиков вновь становятся сильноконтрастными.

Однако, содержания Se (54–392 г/т и Te (2–434 г/т) в халькопирите палеокурильщиков месторождения Чейли выше, чем в халькопирите бесцветных курильщиков и оруденелых вестиментифер [Токсичные ..., 2014], и ниже,

чем в современных черных курильщиках СОХ. По умеренным содержаниям Se и соотношениям Se с Te в халькопирите гидротермальные трубы из месторождения Чейли соответствуют островодужным серым курильщикам. Однако, на диаграмме Co–Sn значительная часть фигуративных точек халькопирита этих труб попадает в поля как серых, так и бесцветных курильщиков (рис. 5.3.6).

Колломорфный пирит как пирит-сфалерит-халькопиритовых, так и пирит-халькопирит-сфалеритовых труб концентрирует подавляющее большинство химических элементов (см. табл. 5.3.1 и 5.3.2). По сравнению со всеми разновидностями курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., колломорфный пирит палеокурильщиков из месторождения Чейли содержит намного больше Bi, Sb, Te, Au, Ni, Ag, Tl, As, Pb, иногда Ba и Pb (табл. 5.3.6). Эта совокупность химических элементов соответствует спектру колломорфного пирита островодужных серых и бесцветных курильщиков.

Этот же вывод получается при анализе диаграмм Mn–Tl, Se–Te, Co–Ni и Au–Ag (см. рис. 5.1.5). Повышенные содержания Tl свидетельствуют о большей зрелости рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системы, достигшей стадии разложения полевых шпатов. Отношение Se/Te < 2, свойственное колломорфному пириту палеокурильщиков из месторождения Чейли, не типично для черных и серых курильщиков СОХ и горячих точек.

Колломорфный пирит характеризуется отношением Co/Ni < 1, не обычным для черных курильщиков СОХ (см. рис. 5.1.5). В той же пирит-сфалерит-халькопиритовой трубе эвгдральный пирит показывает значения Co/Ni > 10. Аналогичный дуализм установлен для пирита темно-серых курильщиков вулкана Суийо (см. главу 2).

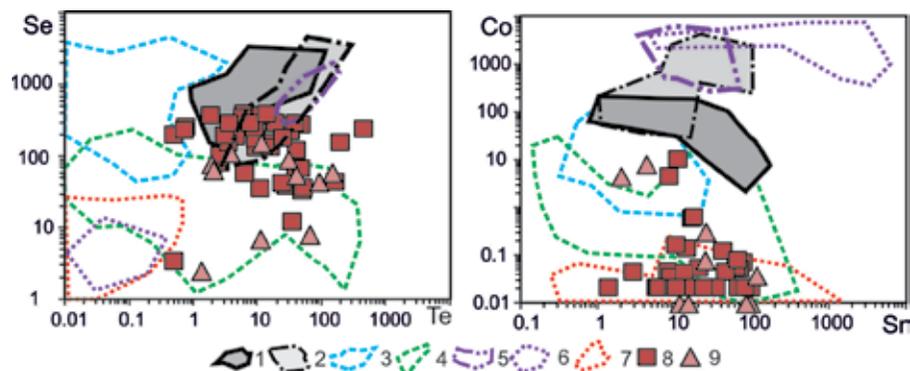


Рис. 5.3.6. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Чейли по сравнению с курильщиками современных гидротермальных полей: 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; месторождение Чейли: 8 — пирит-сфалерит-халькопиритовая трубы; 9 — барит-халькопирит-сфалеритовые трубы.

Таблица 5.3.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту гидротермальных труб из месторождения Чейли относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
Пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. СН-1 и СН-2)												
Черные	Bi	Sb	Te	Au	Ni	Cu	Ag	Sn	Tl	As	Pb	
	46366	56	34	24	21	18	15	6.9	6.9	6.9	5.2	
Серые	Cd	Ba	W	Zn	Mn	V	Co	Mo	Se	U		
	4.2	2.8	1.8	1.4	1.0	0.6	0.4	0.3	0.1	0.02		
Бесцветные	Bi	Te	Cu	Sb	Sn	Au	As	Ag	Ni	Pb	Cd	
	160985	1782	286	173	50	42	36	31	6.9	4.9	3.3	
Бесцветные	Se	Zn	Co	Mo	Tl	V	W	Ba	Mn	U		
	3.3	1.6	1.3	0.9	0.8	0.7	0.4	0.3	0.08	0.002		
Бесцветные	Bi	Te	Cu	As	Ag	Au	Sb	Co	W	Mn	Pb	
	132241	5012	623	305	117	110	78	41	15	11	9.4	
Бесцветные	Ba	Ni	Sn	Se	Tl	Cd	Zn	V	Mo	U		
	7.2	5.1	3.7	2.9	2.6	1.8	1.2	0.9	0.2	0.005		
Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы (обр. СН-5)												
Черные	Bi	Ba	Sb	W	Ni	Ag	Au	Cd	Cu	Pb	As	
	161	93	77	34	20	18	16	9.0	8.3	4.2	3.9	
Серые	Zn	Tl	Sn	Te	Mn	V	Mo	U	Se	Co		
	3.1	2.9	2.6	2.5	1.0	0.7	0.4	0.3	0.07	0.06		
Бесцветные	Bi	Sb	Cu	Te	Ag	Au	As	Sn	Ba	W	Cd	
	558	239	133	131	38	28	21	19	10	7.7	7.2	
Бесцветные	Ni	Pb	Zn	Se	Mo	V	Tl	Co	Mn	U		
	6.4	4.0	3.7	1.7	1.2	0.8	0.3	0.2	0.07	0.04		
Бесцветные	Bi	Te	Cu	W	Ba	As	Ag	Sb	Au	Mn	Pb	
	458	367	290	282	239	172	143	108	73	11	7.6	
Бесцветные	Co	Ni	Cd	Zn	Se	Sn	Tl	V	Mo	U		
	5.6	4.8	3.8	2.8	1.5	1.4	1.1	1.1	0.3	0.09		

Сфалерит труб относится к маложелезистой высококадмистой разновидности [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Крустификационный сфалерит обоих типов гидротермальных труб месторождения Чейли существенно богаче Bi, Tl, Ba, Ni, Sn, Au, As, Sb и Te по сравнению со сфалеритом черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. при гораздо более низких содержаниях Fe, Cu, Co и Se за счет меньшей примеси халькопирита (табл. 5.3.7). Содержа-

ния Fe в сфалерите белых курильщиков ВТП гораздо меньше, чем в сфалерите палеокурильщиков из месторождения Чейли. По содержаниям Co в сфалерите пирит-сфалерит-халькопиритовых трубы сходны с островодужными серыми курильщиками, пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы с белыми или мерцающими бесцветными курильщиками.

Таблица 5.3.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту пирит-сфалерит-халькопиритовых (СН-1 и СН-2) и пирит-халькопирит-сфалеритовых (СН-5) труб из месторождения Чейли относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы (обр. СН-1 и СН-2)											
Черные	Bi	Tl	Ba	Ni	Sn	Au	As	Sb	Te	W	Mo
	11895	1960	45	33	28	25	12	9.0	8.1	6.3	5.2
	Pb	Cu	Cd	V	Ag	Mn	Fe	U	Se	Co	
	4.5	3.6	1.5	1.5	1.0	0.9	0.2	0.07	0.06	0.02	
Серые	Bi	Sn	Tl	Ni	Te	As	Sb	Au	Mo	W	Cu
	2468	173	38	35	25	13	7.1	5.2	3.9	3.5	2.4
	Pb	Ba	Cd	Mn	V	Ag	U	Fe	Se	Co	
	1.8	1.1	1.0	0.7	0.5	0.3	0.3	0.2	0.06	0.01	
Бесцветные	Bi	Tl	Te	As	Ba	Co	W	Ni	Pb	Sb	Cu
	28500	1500	426	412	310	50	45	26	16	7.4	4.3
	Au	V	Mo	Se	Mn	Sn	Cd	Ag	U	Fe	
	3.3	2.0	1.7	1.4	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.06	
Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы (обр. СН-5)											
Черные	Tl	Bi	Au	Mo	Sb	W	As	V	Pb	Sn	Te
	1366	995	53	37	25	20	14	13	12	9.1	4.6
	Ba	Cu	Ag	Cd	Ni	Fe	Mn	U	Se	Co	
	3.8	3.6	3.0	1.6	0.5	0.2	0.2	0.17	0.08	0.001	
Серые	Bi	Sn	Mo	Tl	Sb	As	Te	W	Au	Pb	V
	206	56	28	27	20	16	14	11	11	4.6	3.9
	Cu	Cd	Ag	U	Ni	Fe	Mn	Ba	Se	Co	
	2.4	1.1	1.0	0.7	0.6	0.2	0.1	0.09	0.08	0.001	
Бесцветные	Bi	Tl	As	Te	W	Pb	Ba	Sb	V	Mo	Au
	2385	1045	504	243	145	41	26	20	17	12	6.88
	Cu	Co	Se	Ag	U	Cd	Ni	Sn	Mn	Fe	
	4.2	3.0	1.7	1.2	0.9	0.6	0.4	0.2	0.1	0.06	

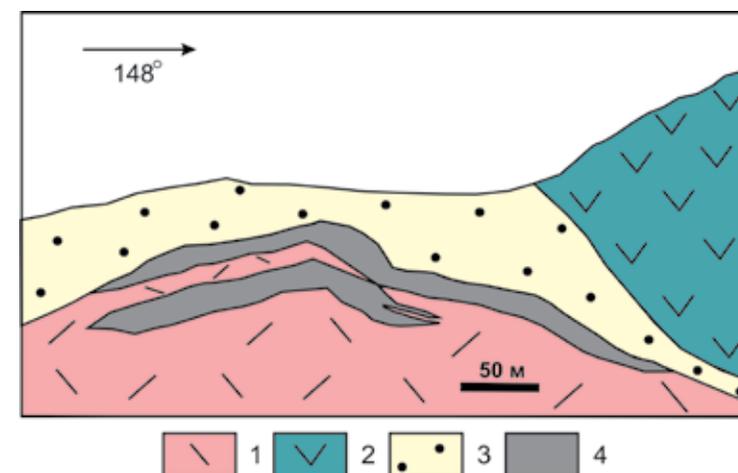


Рис. 5.4.1. Геологический разрез месторождения Лаханос [Polack, 1961, Pejatovic, 1979]: 1 — дациты и их лавокластиты; 2 — андезиты; 3 — вулканогенно-осадочные породы: гиалокластитовые тефроиды, гематит-иллитовые и хлоритовые гальмиролититы; 4 — рудные тела.

5.4. Лаханос

5.4.1. Геологическая позиция. Другим типичным примером колчеданных месторождений понтийского типа является медно-цинково-колчеданное месторождение Лаханос, расположенное в юго-западной части вулканического пояса Восточных Понтид (см. рис. 5.1). В районе участвуют три серии вулканических пород: 1) нижняя базальтовая, состоящая из толеитовых базальтовых лав туронского возраста, 2) нижняя дацитовая, сложенная лавами кислых вулканитов, андезитов и их вулканокластитов с переслаивающимися известняками коньяк-кампанского возраста и 3) верхняя вулканическая, представленная потоками и пирокластикой пироксеновых базальтов и андезитов кампана-эоцена (Özgür, 1993). Интрузивные породы представлены кварц-биотит-пироксеновыми монцонитами и прорывают верхнюю вулканическую серию пород. Рудные тела залегают на дацитах, перекрываются вулканогенно-осадочной пачкой, затем андезитами и крупно-кварцевыми риолитами (рис. 5.4.1) [Pollack, 1961, Pejatovic, 1979; Leitch, 1981; Özgür, 1993]. На месторождении непосредственно над рудой залегают пласты, сложенные переслаиванием гематит-кварцевых госсанитов, хлоритолитов и гиалокластитов кислого состава [Аюпова, Масленников, 2013; Revan et al., 2013, 2019].

5.4.2. Состав и строение рудных тел. Месторождение Лаханос представлено двумя колчеданными линзами протяженностью 700 м, шириной 400 м и наибольшей мощностью 40 м [Leitch, 1981]. По составу рудовмещающей толщи, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд, а также зональности рудных тел месторождение Лаханос относят к типу кууроко [Çagatay, 1993]. Общие запасы руд составляют 8 млн т при среднем со-

держании S 40 %, Cu 1.6 %, Zn 2.3 % (Pollak, 1961; Leitch, 1981). В настоящее время месторождение отрабатывается подземным способом.

В нижней части рудных тел залегают массивные пиритовые руды, которые к кровле сменяются «черными» барит- и теннантит-галенит-сфалерит-борнит-халькопиритовыми рудами (Tûgal, 1969). По нашим данным, кроме штокверковых и массивных медноколчеданных руд на месторождении, значительный объем руд составляют медно-цинково-колчеданные брекчии и сульфидные турбидиты. В составе брекчий присутствуют фрагменты пиритовых, халькопирит-пиритовых, халькопирит-сфалеритовых разновидностей гидротермальных труб, а также пиритовые и сфалеритовые трубки червей и барит-сульфидных палеокурильщиков.

Для рудного месторождения характерны массивные, колломорфные, брекчиевые и слоистые текстуры [Schneider, Özgür, 1988; Özgür, 1993; Çiftçi, Hagni, 2005]. Основные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдрит-теннантитом и борнитом. К второстепенным минералам относятся ковеллин, марказит, дигенит, акантит, энаргит, халькозин, электрум, герсдорфит, нерудным — кварц, барит, кальцит и доломит [Çiftçi, Hagni, 2005].

В мелкообломочных рудах появляются аутигенные разновидности халькопирита, сфалерита и борнита, иногда почти полностью заместившие пиритовые рудокласты. Нередко в сульфидных турбидитах встречается аутигенное самородное золото и по данным ЛА-ИСП-МС анализа имеются признаки невидимых аутигенных теллуридов и висмутовые сульфосоли. Особенно много их в трубах палеокурильщиков [Revan et al., 2014] и сульфидсодержащих госсанитах [Аюпова, Масленников, 2013], где кроме пирита, халькопирита, борнита и теннантита, установлены самородное золото, теллуrowисмутит, колорадоит, айкинит, виттихенит и эмплектит. Изученные сульфовисмутиды в госсанитах, как правило, находятся в ассоциации с новообразованными минералами: айкинит связан с халькопиритом-2 и теннантитом, виттихенит с борнитом, а виттихенит-эмплектитовая ассоциация с баритом [Аюпова и др., 2013]. В госсанитах встречаются зональные марказит-пиритовые конкреции [Масленников и др., 2017].

5.4.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

Фрагменты сульфидных труб, обнаруженные в сульфидных брекчиях, подразделяются на пирит-халькопиритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые. Кроме них встречаются богатые сфалеритом трубки червей [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

В сульфидных брекчиях нами обнаружен крупный (10 см) фрагмент *пирит-халькопиритовой* трубы (обр. Lh-10-1a). Оболочка трубы (зона А) не сохранилась (рис. 5.4.2а). Можно лишь реконструировать состав оболочки по многочисленным соседним обломкам пирита, среди которых встречаются колломорфные, субгедральные и эвгедральные разновидности. Субгедральные кристаллы пирита нередко «врастают» в микрозернистый наружный слой халькопиритовой крустификации (рис. 5.4.2б). В целом,

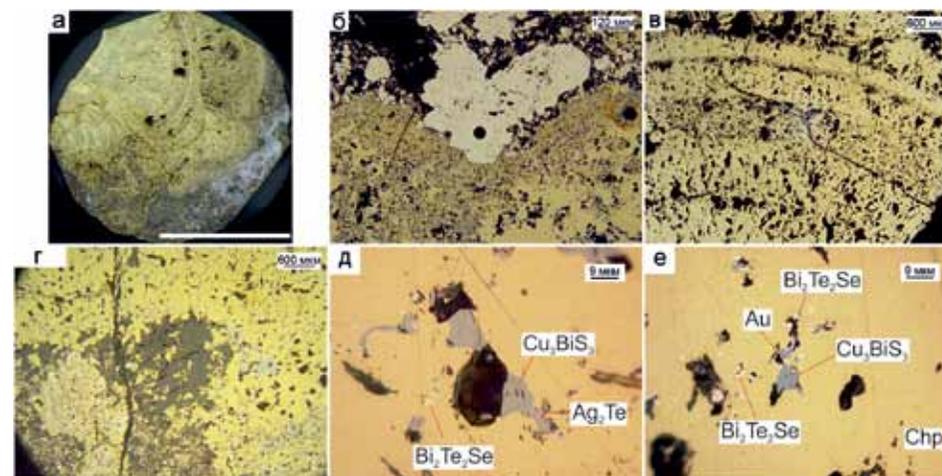


Рис. 5.4.2. Фрагмент пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Лаханос, обр. Lh-10-1a: а — фрагмент трубы; б — «вращание» агрегата субгедрального пирита в микрозернистый халькопирит (подзона В1); в — переход микрозернистого пористого халькопирита (подзона В1) в слой крупнозернистого субгедрального халькопирита (подзона В2); г — переход халькопиритовой стенки в осевую канал, выполненный сфалеритом и пиритом; д — срастания гессита с виттихенитом в присутствии кавалулита; е — ассоциация самородного золота с виттихенитом и кавалулитом в халькопирите (граница подзон В1 и В2). а — полированный образец, б-е — отраженный свет.

основная часть канала трубы была заполнена крупными шестоватыми и копьевидными субгедральными кристаллами халькопирита (рис. 5.4.2в). На границе микрозернистого (подзона В1) и крупнозернистого (подзона В2) слоев встречаются многочисленные включения виттихенита, кавалулита, самородного золота и гессита (рис. 5.4.2г, д).

Если реконструировать минералогическую зональность исходной трубы, то ее геохимическая зональность мало чем отличается от зональности других редко встречающихся целых курильщиков (см. ниже описание обр. Lh-10-4а). Максимальные содержания Mn, As, Ni, Sb, Ag, Tl и Pb, характерные для колломорфного пирита, убывают по мере нарастания кристалличности пирита. Противоположная тенденция угадывается для Se и Te (табл. 5.4.1).

Содержания Se, Sn, Bi и Te возрастают по мере перехода от внешнего слоя халькопиритовой крустификации к внутреннему крупнозернистому слою. В этом же направлении в халькопирите снижаются содержания U, As и Sb. Ряд элементов, таких как Ag, Au, Bi, Te и Pb, концентрируются на границе подзон В1 и В2 за счет микровключений самородного золота, виттихенита, кавалулита и галенита (рис. 5.4.3).

В другом образце (обр. Lh-10-4а) сохранилась оболочка *барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой* запечатанной трубки (рис. 5.4.4а). Наружный слой (подзона А1) трубки сложен почковидными агрегатами колломорфного пирита, частично замещенными халькопиритом-2 и сфалеритом-2 (рис. 5.4.4б). Внутренний слой оболочки (подзона А2) состоит из агрегатов сфалерита, содержащих многочисленные включения халькопирита

Таблица 5.4.1

Химический состав сульфидов халькопиритовой трубы, месторождение Лаханос, обр. Lh-10-1а. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n/σ	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	6	1.9	1217	43.2	4.4	26	0.69	0.30	19014	7.3	18	107
		σ	1.3	749	1.1	7.9	25	0.42	0.26	10502	3.7	12	69
Py2	A2	4	1.1	565	45.1	1.9	14	0.15	0.08	8485	3.4	9.0	22
		σ	0.7	483	0.3	1.1	10	0.16	0.13	2899	2.7	5.3	21
Py2,3	A3	3	1.1	278	45.5	62	3.2	0.07	0.18	5682	21	43	23
		σ	0.5	22	0.5	94	3.6	0.03	0.28	3042	21	41	19
Py3	B	3	0.3	4.7	45.3	4.0	0.8	0.68	0.01	284	747	0.3	20
		σ	0.4	5.8	0.8	3.0	1.3	0.59	0.02	477	517	0.6	31
Chp	A	5	4.4	15	32.5	7.1	1.5	31.7	0.21	451	209	45	31
		σ	5.5	29	1.4	12	2.8	1.2	0.31	640	145	67	35
Chp	B1	14	8.6	17	29.7	4.2	0.15	33.6	0.43	6498	391	12	753
		σ	21	38	4.7	14	0.37	2.6	0.95	13474	388	18	2708
Chp	B2	11	0.3	0.7	32.3	1.6	0.05	32.5	0.003	30	669	4.4	42
		σ	0.6	1.0	0.5	1.7	0.05	0.6	0.002	78	184	13	72
Chp	B3	7	0.1	0.3	32.1	0.7	0.02	32.8	0.002	0.9	613	0.5	4.2
		σ	0.1	0.2	0.2	0.6	0.02	0.3	0.001	1.1	130	0.3	1.4
Sph	A2	1	0.6	178	1.0	0.0	0.11	2.6	62.0	3547	27	16	240
Минерал	Зона	n/σ	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	6	18	0.4	516	8.0	0.7	0.22	7.7	369	2933	271	0.011
		σ	10	0.1	222	6.2	0.6	0.29	3.7	242	2432	249	0.006
Py2	A2	4	2.8	0.4	548	1.9	107	0.05	3.1	261	441	37	0.011
		σ	3.4	0.2	447	1.2	206	0.08	3.1	166	319	48	0.013
Py2,3	A3	3	8.8	0.3	357	20	0.07	0.04	2.3	112	627	48	0.019
		σ	15	0.0	275	25	0.05	0.03	2.9	42	706	30	0.007
Py3	B	3	4.1	59	2.3	171	1.8	3.62	0.7	0.9	79	351	0.000
		σ	6.4	49	1.4	290	3.0	6.27	0.9	1.1	120	588	0.000
Chp	A	5	14	22	142	15	0.2	0.27	1.0	3.3	268	214	0.006
		σ	19	21	264	10	0.3	0.58	1.4	4.4	350	243	0.010
Chp	B1	14	61	31	407	908	0.9	12	10.0	6.1	1360	1295	0.001
		σ	131	26	1001	3128	2.0	43	33	11	2734	2891	0.003
Chp	B2	11	0.45	102	15	118	0.02	1.0	1.2	0.2	18	178	0.001
		σ	0.63	60	49	179	0.04	2.9	1.7	0.5	27	275	0.001
Chp	B3	7	0.24	64	0.1	12	0.01	0.003	0.1	0.02	13	16	0.001
		σ	0.12	22	0.1	27	0.01	0.01	0.04	0.05	32	30	0.002
Sph	A2	1	2786	54	6598	31	0.9	0.7	11	5.3	3572	486	0.006

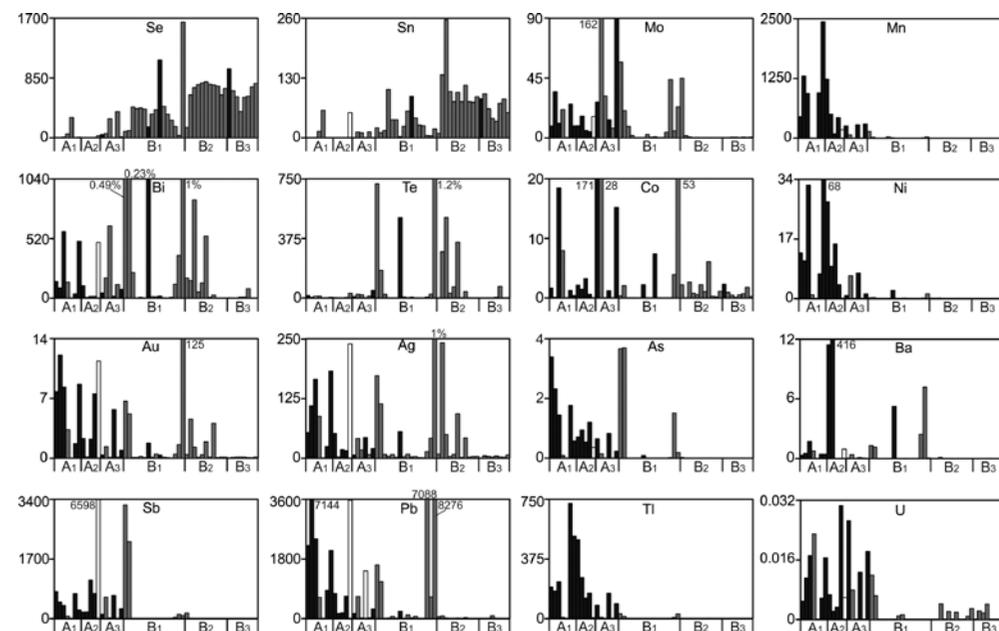


Рис. 5.4.3. Распределение химических элементов (г/т) в стенке пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Лаханос, обр. Lh-10-1а.

и субгедрального пирита (рис. 5.4.4в). Во внутреннем слое халькопиритовой крустификации концентрируются агрегаты ангедрального пирита, а поверхность кристаллов халькопирита покрыта тонким слоем сфалерита (рис. 5.4.4г). Осевая часть канала заполнена баритом, а также кристаллами халькопирита и пирита.

Барит-пирит-сфалерит-халькопиритовая трубка характеризуется типичной геохимической зональностью. Колломорфный пирит содержит больше всего Mn, Ni, Tl, As, Ag, Ba и Pb (табл. 5.4.2). Отличительная особенность колломорфного пирита — обогащение элементами средне-высокотемпературной ассоциации, такими как Co, Bi, Te. С другой стороны, так же, как и в предыдущей трубе, эти элементы концентрируются на границе подзон B1 и B2, однако, не в халькопирите, а в эвгедральном пирите (рис. 5.4.5).

Содержания Se в халькопирите постепенно возрастают по направлению от оболочки трубки к ее осевому каналу, достигая аномально высоких (2937 г/т) значений. Эти содержания даже выше, чем в халькопирите изученных нами некоторых образцов современных черных и темно-серых курильщиков. Напротив, Sn, хотя и показывает повышенные содержания в халькопирите по сравнению с другими сульфидами, характеризуется низкими содержаниями. В подзоне B3-C1 повышенные содержания Pb, Bi, U, Mo и Mn связаны мелкозернистыми агрегатами ангедрального пирита (см. рис. 5.4.5).

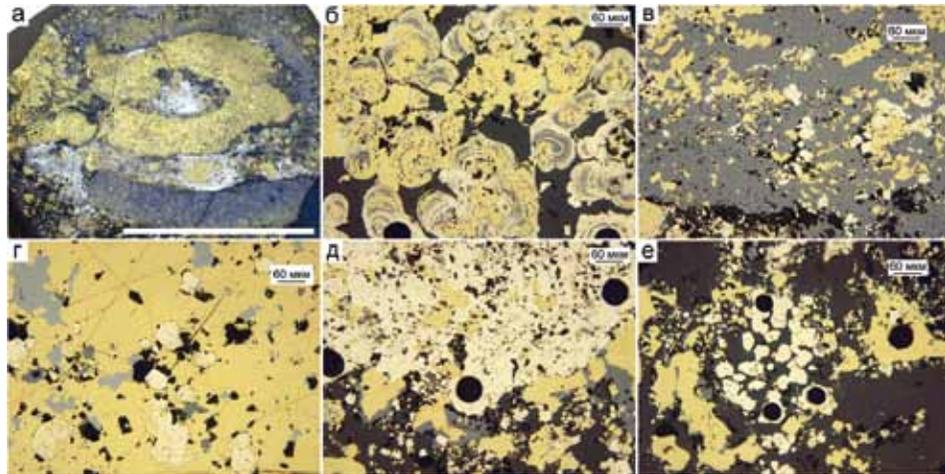


Рис. 5.4.4. Фрагмент барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, месторождение Лаханос, обр. Lh-10-4а: а — поперечный срез частично «развалившегося» фрагмента трубы (белое — современные сульфаты Fe); б — замещение колломорфного пирита халькопиритом и сфалеритом в оболочке трубы (подзона А1; в — пирит-халькопирит-сфалеритовый агрегат (подзоны А2 и А3); г — включения теннантита и эвгдральных кристаллов пирита в халькопирите (зона В); д — агрегаты пористого ангедрального пирита (подзона В3-С1); е — заполнение осевой части канала пиритом, халькопиритом и баритом. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

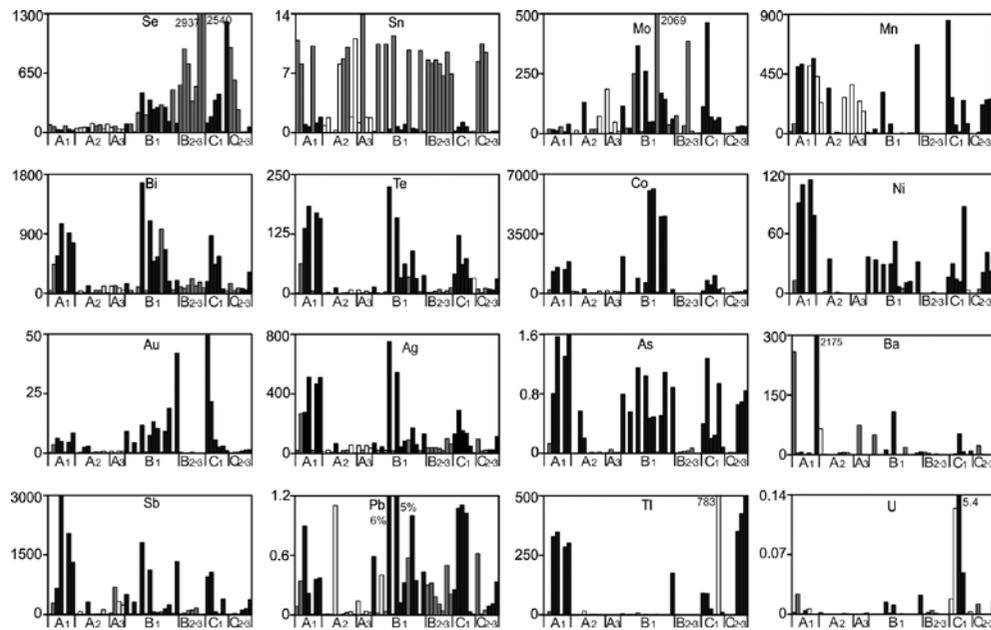


Рис. 5.4.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Лаханос, обр. Lh-10-4а.

В обломочных рудах иногда встречаются гидротермальные биоморфозы по трубчатым червям. Трубки заполнены баритом, сфалеритом, фрамбоидальным пиритом. По своим минералого-геохимическим характеристикам они соответствуют низкотемпературным бесцветным или белым курильщикам [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

Таблица 5.4.2

Химический состав сульфидов барит-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Лаханос, обр. Lh-10-4а. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	п/σ	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1, 2	6	1.3	408	41.0	1051	72	0.7	2.8	10078	40	35	308
		σ	0.8	214	2.7	748	45	0.7	1.7	5687	14	49	227
Py3	B1	9	0.7	124	42.4	2800	27	1.1	0.2	7770	213	137	212
		σ	0.7	229	2.7	2510	15	0.6	0.2	2760	140	114	255
Py2	C1	6	1.7	255	44.5	496	27	0.5	0.1	5233	379	128	128
		σ	1.4	313	1.3	351	31	0.7	0.2	4740	437	167	98
Py2	C3	3	3.7	245	44.7	121	28	0.2	0.7	7298	23	31	57
		σ	0.9	22	0.6	64	11	0.2	0.2	994	32	2.3	50
Chp	A	8	1.1	13	31.5	33	1.8	32.5	0.4	260	81	11	49
		σ	1.6	25	2.5	72	4.5	2.3	0.7	463	12	11	89
Chp	B	12	1.8	1.8	30.9	8.9	0.6	32.9	0.0	156	815	241	43
		σ	2.2	1.9	0.5	22	1.4	0.7	0.0	206	932	588	28
Chp	C	3	3.1	3.4	36.0	27	1.4	28.2	0.0	74	585	1.5	46
		σ	4.4	5.0	5.8	47	2.3	5.5	0.0	59	339	0.5	44
Sph	A	6	2.8	287	1.0	112	0.2	0.8	64.2	91	46	55	40
		σ	1.6	96	1.0	23	0.1	0.9	2.2	50	8.3	70	18
Минерал	Зона	п/σ	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1, 2	6	250	0.8	1216	110	364	0.5	4.9	213	4924	572	0.001
		σ	183	0.6	1127	82	887	0.4	2.2	160	4190	426	0.002
Py3	B1	9	20	0.4	618	73	14	0.04	14	21	15113	557	0.005
		σ	30	0.3	639	74	35	0.06	11	58	21068	536	0.008
Py2	C1	6	11	0.5	417	60	12	0.06	14	167	5831	358	0.939
		σ	13	0.4	480	35	20	0.09	19	304	5385	328	2.206
Py2	C3	3	47	0.2	211	16	4.1	0.3	1.2	425	1804	148	0.005
		σ	2.9	0.1	139	13	6.3	0.1	0.33	74	1346	149	0.008
Chp	A	8	39	10	128	10	44	0.6	0.63	2.0	598	92	0.004
		σ	57	1.9	247	22	90	1.1	1.22	4.3	1176	143	0.008
Chp	B	12	2.7	9.0	47	7.2	7.2	0.7	0.17	0.2	1930	175	0.001
		σ	2.0	1.4	52	9.2	15	1.2	0.11	0.3	1954	257	0.001
Chp	C	3	2.3	9.4	13	7.5	8.5	0.07	0.16	0.3	2254	90	0.004
		σ	1.3	1.1	14	4.6	12	0.07	0.17	0.4	3398	55	0.007
Sph	A	6	4726	1.5	135	4.5	12	0.38	0.61	0.3	423	65	0.001
		σ	179	0.4	123	2.8	26	0.50	0.30	0.2	504	39	0.001

5.4.4. Второстепенные и редкие минералы. В халькопирите гидротермальных труб месторождения Лаханос присутствуют галенит, кавачулит, самородное золото, виттихенит и теннантит [Revan et al., 2014].

5.4.5. Минералого-геохимические ассоциации. Минералого-геохимические ассоциации рассчитаны методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981]. Для пирит-халькопиритовой трубы (обр. Lh-10-1a), а также соседних примыкающих фрагментов колломорфного пирита и сфалерита, получены следующие минералого-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn+In+Hg) + II(Sb+V+As) + III(Mn+Ni+Tl+Fe+U+Co) + IV(Te+Ag+Au+Bi+Pb) — Mo — Ba — W — V(Cu+Se+Sn). Первая ассоциация принадлежит сфалериту, вторая — блеклым рудам, третья — колломорфному пириту. В четвертую ассоциацию входит галенит-кавацулит-золото-гесситовый парагенезис. Пятая ассоциация является типичной для халькопирита.

Сходные ассоциации химических элементов выявлены и для барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (обр. Lh-10-4a): I(Cd+Zn+Hg+In) + II(V+W) + III(Sn+Cu+Se) — IV(Pb+Ag+Te+Bi) + V(Sb+As+Ni+Tl) + VI(Mn+Au+Fe+Co+Ba+U+Mo). Каждому минералу соответствует своя ассоциация: сфалерит — I, халькопирит — III, галенит, кавачулит и гессит — IV, блеклые руды — V, пирит — VI. Вторая ассоциация объединяет элементы гидrogenной группы.

5.4.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Судя по минеральному составу изученные трубы, скорее всего, относятся к высокотемпературным теллуридсодержащим темно-серым курильщикам, иногда встречающимся на гидротермальных полях Западной Пацифики [de Ronde et al., 2011; Berkenbosch et al., 2012; Maslennikov et al., 2017].

Халькопирит является концентратором Se, Sn, Te и Bi. По сравнению с черными курильщиками ВТП 9°50' с.ш., халькопирит труб из месторождения Лаханос характеризуется гораздо более высокими содержаниями Bi, W, Au, Sb, As, Pb, Te и Tl (табл. 5.4.3) при относительном дефиците U, Ni и Co. Менее отчетливы отличия по сравнению с халькопиритом серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. при сохранении того же набора химических элементов. В халькопирите бесцветных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. содержится минимальное количество большинства элементов-примесей по сравнению с халькопиритом труб из месторождения Лаханос. Доминирование содержаний Bi, Au, Te, Pb и Tl, с одной стороны, может указывать на высокую зрелость рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системы, с другой — может являться признаком вклада летучих элементов, входящих в магматическую составляющую [Melekestseva et al., 2017].

Халькопирит в галенит-барит-сфалеритовых биоморфозах месторождения Лаханос характеризуется крайне низкими содержаниями элементов высокотемпературной группы (Se, Te, Sn, Bi) [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016], что характерно для современных бесцветных курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. Напротив, в богатых халькопиритом гидротермальных трубах эти

Таблица 5.4.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту труб месторождения Лаханос относительно халькопирита курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	W	Au	Sb	As	Pb	Ba	Te	Tl	Ag	Mo
Черные	240	186	122	70	54	40	13	11	11	4.3	1.6
	Sn	Cd	Fe	Cu	V	Zn	Se	Mn	Co	Ni	U
	1.3	1.2	1.0	1.0	0.7	0.5	0.5	0.42	0.08	0.04	0.02
Серые	Au	Te	W	As	Bi	Pb	Sn	Tl	Ag	Ba	Sb
	36	28	27	26	18	14	5.3	3.0	2.8	2.2	2.1
	Cd	Se	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Mo	Mn	V	U
	1.3	1.1	1.0	1.0	0.8	0.5	0.4	0.2	0.05	0.05	0.01
Бесцветные	Bi	Te	As	Tl	Sb	W	Mo	Pb	Au	Ba	V
	129091	10999	3316	1937	1308	1018	762	575	316	134	94
	Se	Co	Mn	Cd	Ag	Zn	Cu	Fe	U	Ni	Sn
	37	13	4.2	2.9	1.4	1.3	1.0	1.0	0.7	0.5	0.4

элементы доминируют, что соответствует современным серым и черным курильщикам [Maslennikov et al., 2017] (рис. 5.4.6). Прямая корреляция Se и Te может частично указывать на совместное изоморфное вхождение этих элементов в структуру халькопирита. В присутствии Se²⁻ такой ион, как Te²⁻, отличающийся от S²⁻ по ионному радиусу, охотнее входит в структуру халькопирита в виде изоморфной примеси, особенно при высоких температурах [Урусов, 1987]. С другой стороны, прямо пропорциональная зависимость Bi и Te указывает на микровключения теллуридов висмута в палеокурильщиках при отсутствии этой корреляции в биоморфозах [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. В последнем случае, очевидно, гидротермальные флюиды были насыщены в отношении Bi и Te до пределов, необходимых для формирования теллуридов. Чуть менее отчетливой выглядит прямо пропорциональная зависимость Ag и Te, свидетельствующая в пользу присутствия микровключений гессита в халькопирите как палеокурильщиков, так и биоморфоз.

Халькопирит изученных труб из месторождения Лаханос характеризуется широкими вариациями содержаний Co ряду от черных и серых к бесцветным курильщикам и диффузерам (см. рис. 5.4.6).

Колломорфный пирит характеризуется той же геохимической специализацией, что и халькопирит. По сравнению с колломорфным пиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., он содержит гораздо больше Bi, Ba, Sb, Au, As, Tl, Te и даже иногда Co при дефиците элементов гидrogenной группы (U, V, Mo) (табл. 5.4.4). Другое характерное отличие колломорфного пирита гидротермальных труб месторождения Лаханос от черных курильщиков COX — отношение Se/Te > 2 и высокие содержания Tl, Au и Ag, что более характерно для

островодужных курильщиков. Однако по соотношениям $Co/Ni > 10$ он попадает в интервал, характерный для современных курильщиков COX (см. рис. 5.1.5).

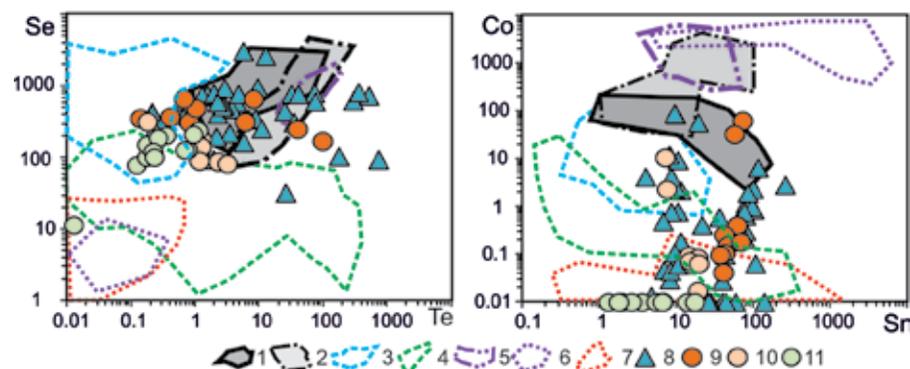


Рис. 5.4.6. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Лаханос (8), Киллик (9, 10) и Кизылкая (11) в сравнении с курильщиками современных гидротермальных полей (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек Лаки Страйк, Гора Осевая и Менез Гвен; 4 — серые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузоры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузоры всех других полей, кроме Рейнбоу; 8–11 — трубы палеокурильщиков: 8 — пирит-халькопиритовые и барит-пирит-сфалерит-халькопиритовые, месторождение Лаханос, 9 — сфалерит-халькопиритовые, месторождение Киллик, 10 — халькопирит-пирит-сфалеритовые, месторождение Киллик, 11 — халькопирит-пирит-сфалеритовые, месторождение Кизылкая.

Таблица 5.4.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту труб месторождения Лаханос относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Ba	Sb	Au	As	Tl	Cd	Te	Pb	Co	Ag
Черные	48018	1277	337	55	28	18	16	15	12	11	7.54
	Ni	Zn	W	Mn	Cu	Sn	Se	Mo	V	U	0.04
Серые	166720	1038	802	151	141	94	35	30	16	13	12
	Pb	Se	Zn	Ni	Tl	Mo	W	V	Mn	U	0.004
Бесцветные	136952	3278	2257	1260	1070	469	248	66	60	26	23
	Pb	Se	Cd	Tl	Zn	Ni	Sn	V	Mo	U	0.010

Таблица 5.4.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту гидротермальных труб месторождения Лаханос относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициент концентрации										
	Bi	Tl	Ba	Au	W	Mo	Sb	Te	Sn	Co	Mn
Черные	26115	66	51	44	30	22	13	8.3	5.4	4.0	3.0
	As	V	Cu	Cd	Pb	Ni	Ag	Se	Fe	U	
	2.7	2.4	2.3	2.2	1.8	1.2	0.8	0.5	0.3	0.04	
Серые	5417	33	25	17	16	10	9.1	2.9	2.3	2.2	1.5
	Cd	Tl	Ni	Ba	V	Pb	Se	Fe	Ag	U	
	1.5	1.3	1.3	1.3	0.7	0.7	0.5	0.3	0.3	0.2	
Бесцветные	62571	9600	436	347	213	93	51	11	11	7.2	6.4
	Au	V	Cu	Mn	Ni	Cd	Ag	U	Sn	Fe	
	5.7	3.1	2.6	2.2	0.9	0.8	0.3	0.2	0.1	0.1	

В эвгедральном и субгедральном пирите палеокурильщиков в больших количествах присутствуют элементы высокотемпературной ассоциации (Se, Te, Bi, Co). В целом, соотношение Co/Ni более высокое в эвгедральном пирите палеокурильщиков.

Сфалерит. Судя по отношению $Cu/Fe \sim 0.88$ и минераграфическим данным, в сфалерите палеокурильщиков месторождения Лаханос доминирует тонкодисперсный халькопирит. Вторыми по значимости являются включения галенита. Высокие концентрации Cd, превышающие кларковые, характерны для низкожелезистого сфалерита-2, тогда как сфалерит-1 в палеокурильщиках и гидротермальных биоморфозах имеют близкие (ниже кларковых) содержания Cd (2400 г/т по [Иванов, 1996]) при существенных различиях в содержаниях Fe. Низкое отношение $Fe/Cu (<< 0.88)$ в гидротермальных биоморфозах свидетельствует в пользу микровключений теннантит-тетраэдрита [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

По сравнению с курильщиками поля ВТП 9°50' с.ш., сфалерит гидротермальных труб месторождения Лаханос обогащен летучими элементами, такими как Bi, Tl, Te, Sb и Au, а также некоторыми элементами водородной группы (W, Mo) (табл. 5.4.5, рис. 5.4.7).

Таким образом, пирит-халькопиритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы по минералогической зональности и высоким содержаниям Se в халькопирите близки к черным курильщикам COX. Однако в трубах отсутствуют псевдо-

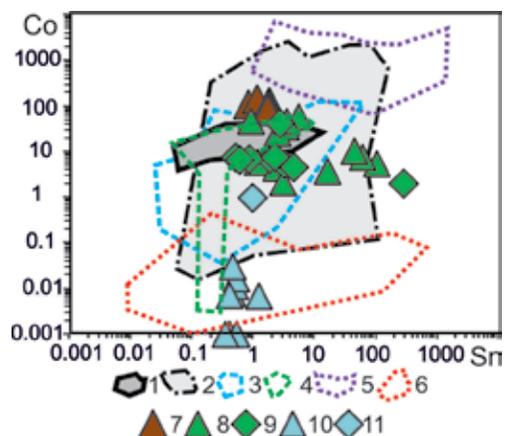


Рис. 5.4.7. Диаграмма Sn-Co для сфалерита гидротермальных труб колчеданных месторождений Лаханос (7), Киллик (8,9) и Кизылкая (10, 11) в сравнении с современными курильщиками и диффузерами (1–6): 1 — черные курильщики поля Рейнбоу; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–13 — гидротермальные трубы колчеданных месторождений Понтид: 7 — пирит-сфалерит-халькопиритовые, месторождение Лаханос; 8, 9 — пирит-халькопирит-сфалеритовые и пирит-барит-сфалерит-халькопиритовые, месторождение Киллик; 10, 11 — халькопирит-пирит-сфалеритовые, месторождение Кизылкая.

морфозы пирита по пирротину и медные минералы группы изокубанита, характерные для труб гидротермальных труб черных курильщиков СОХ. Другое отличие — присутствие теллуридов и самородного золота. Относительно высокие содержания Bi, Te, Tl, Ba, As, отражая известную геохимическую специализацию палеокурильщиков месторождения Лаханос [Revan et al., 2014], наводят на мысль об отнесении их разновидности темно-серых курильщиков, иногда встречающихся в островодужных бассейнах Западной Пацифики. Подобные палеокурильщики месторождениях района Хокуроко не встречены.

5.5. Киллик

5.5.1. Геологическая позиция. Месторождение Киллик расположено в юго-западной части вулканического пояса Восточных Понтид в районе рудного поля Лаханос-Кизылкая (см. рис.5.1). Небольшое рудное тело локализуется на дацитовых толщах, сложенных дезинтегрированными дацитами и их брекчиями сантонского возраста. Оно перекрыто вулканогенно-осадочной толщей, сложенной тефроидами, карбонатными и мар-

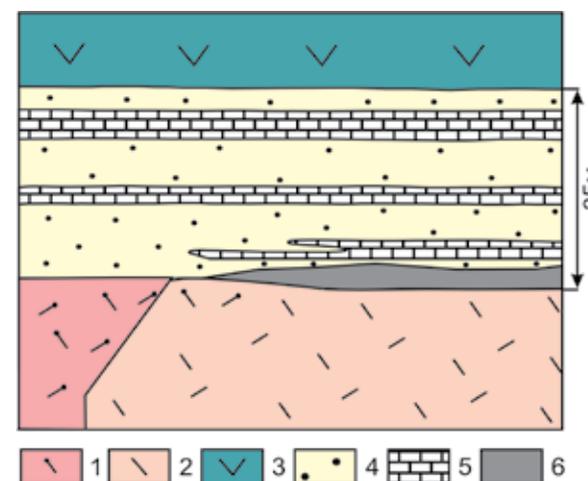


Рис. 5.5.1. Схематический геологический разрез месторождения Киллик: 1 — крупнопорфировые кварцевые риолиты; 2 — подрудные дациты; 3 — надрудные дациты и андезиты; 4 — вулканогенно-осадочные породы; 5 — известняки; 6 — рудная залежь (составлено по материалам и Revan et al., 2019).

ганцовистыми отложениями (рис. 5.5.1). Как подрудные, так и надрудная толща прорваны основными и кислыми субвулканическими телами. Рудовмещающие дациты сильно аргиллизированы с преобладанием серицита и каолинита.

5.5.2. Состав и строение рудных тел. Рудное тело месторождения Киллик выглядит более разрушенной гидротермальной постройкой по сравнению с колчеданной залежью Лаханос, расположенной неподалеку от месторождения. На месторождении доминируют пиритовые и халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые брекчии. В медно-цинково-колчеданных обломочных рудах обнаружены многочисленные фрагменты барит-сфалерит-халькопиритовых палеокурильщиков и трубчатых червей [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

В сульфидных брекчиях месторождения Киллик можно встретить многочисленные фрагменты барит-халькопирит-сфалеритовых палеокурильщиков, иногда доминируют халькопиритовые крустификации каналов труб. В халькопирит-пиритовых брекчиях основную массу составляют обломки зернистых агрегатов пирита, реже встречаются колломорфные текстуры пирита и псевдоморфозы пирита по субгедральным кристаллам пирротина. Присутствие обломков зернистых массивных агрегатов пирита свидетельствует о глубокой эрозии гидротермальной сульфидной постройки.

Месторождение Киллик включает 0.9 млн т руд с содержаниями 5 мас. % Cu, 2.5 мас. % Zn и 0.7 мас. % Pb.

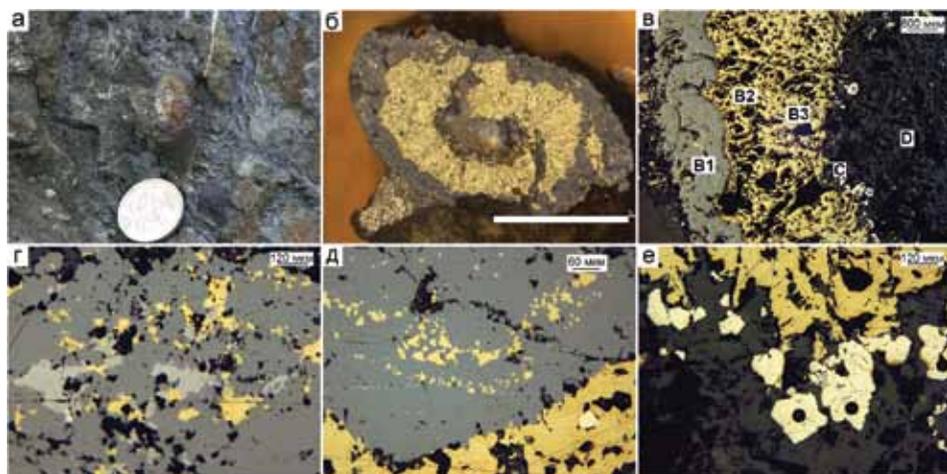


Рис. 5.5.2. Барит-сфалерит-халькопиритовая трубка, месторождение Киллик, обр. Kil-10-1ch: а — скол барит-сфалерит-халькопиритовой трубки в обнажении покрыт охристой пленкой (рыжее); б — поперечный срез трубки, последовательное заполненной сфалеритом, халькопиритом и баритом; в — зоны в поперечном срезе крустификации: сфалеритовая (подзона В1)→халькопиритовая (подзоны В2 и В3)→ пиритовая (зона С)→баритовая (зона D); г — теннантит в сфалерите внешней зоны; д — эпитаксиальная вкрапленность халькопирита в крустификационном сфалерите; е — галенит в ассоциации с субгедральными кристаллами пирита. а — фото обнажения, б — полированный образец (масштаб линейки 1 см), в-е — отраженный свет.

5.5.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. На месторождении Киллик нами обнаружены фрагменты сфалерит-халькопиритовых многоканальных барит-халькопирит-сфалеритовых труб палеокурильщиков.

Барит-сфалерит-халькопиритовые трубки по диаметру (около 1 см) похожи на гидротермальные биоморфозы по трубчатым червям, от которых отличаются доминированием крустификационного халькопирита, похожего на халькопирит курильщиков (рис. 5.5.2а, б). Оболочка трубки не сохранилась. В поперечном срезе крустификации в центробежном направлении выделяются следующие зоны: сфалеритовая (подзона В1)→халькопиритовая (подзоны В2 и В3)→ пиритовая (зона С)→ баритовая (зона D) (рис. 5.5.2в). Сфалерит внешней зоны (А или В1) содержит теннантит (рис. 5.5.2г). Крустификационный сфалерит содержит эпитаксиальную вкрапленность халькопирита, свидетельствующую о пограничных температурных условиях роста в системе сфалерит-халькопирит (рис. 5.5.2д). Галенит встречается в виде прожилок в сфалерите или образует срастания с субгедральными кристаллами пирита, более поздними по отношению к халькопиритовому слою (рис. 5.5.2е). Осевая часть трубки заполнена баритом.

Барит-сфалерит-халькопиритовая трубка (обр. Kil-10-1ch) имеет геохимическую зональность (табл. 5.5.1, рис.5.5.3), сходную с зональностью крусти-

Таблица 5.5.1
Химический состав сульфидов пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Киллик, обр. Ки-10-1ch. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py3	B2	1	61	3	42.0	42	14	2.6	0.04	16	619	0.7	87
Py2	C	6	4.0	204	44.2	121	104	0.6	0.07	9829	63	124	102
		σ	0.8	38	1.6	90	92	0.4	0.04	6135	97	53	60
Chp	B1	2	16	228	21.0	44	0.8	39.3	1.54	14634	207	194	375
Chp	B2	7	0.2	0.1	29.1	0.2	0.04	35.8	0.02	35	442	5.0	28
		σ	0.4	0.2	0.5	0.1	0.03	0.5	0.01	86	151	13	46
Sph	B1	5	1.0	472	0.4	34	0.11	0.8	64.60	1148	90	55	140
		σ	0.6	103	0.3	16	0.08	0.4	0.55	1343	123	23	46
Sph	C	1	0.6	503	0.2	43	0.06	0.7	65.00	1678	23	1.0	99
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3	B2	1	4.1	30	4.1	17	45	0.09	0.7	0.4	14086	146	0.001
Py2	C	6	12	0.7	1328	34	7.9	0.02	2.8	127	4911	209	0.002
		σ	8.6	0.5	256	21	17	0.02	1.3	101	7792	141	0.001
Chp	B1	2	308	64	4918	68	3.2	1.76	61	0.5	7760	1792	0.001
Chp	B2	7	1.9	48	24	2.5	35	0.02	0.0	0.02	2389	53	0.003
		σ	0.8	12	62	3.2	91	0.04	0.1	0.03	5016	82	0.006
Sph	B1	5	4271	11	2378	5.8	0.3	0.01	1.7	1.1	400	147	0.000
		σ	141	20	1700	4.2	0.3	0.01	0.7	1.8	509	86	0.000
Sph	C	1	4266	2.8	2346	1.7	1.3	0.01	4.0	0.8	3796	68	0.000

Примечание. Условные обозначения см. табл. 5.1.1.

фикаций древних и современных курильщиков. Содержания Se в халькопирите нарастают по направлению к осевой части крустификации, тогда как содержания Sn немного падают. Содержания большинства элементов выше в наружном слое сфалерита. В зоне С пирит концентрирует Bi, Co, Ni, Tl и Pb.

Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы имеют специфическую минеральную зональность. Наружная общая оболочка сросшихся труб нередко сложена баритом и сфалеритом и объединяет несколько каналов инкрустированных халькопиритом, сфалеритом и баритом (рис. 5.5.4а, б). Однако каждая труба имеет свою зональность. Оболочка трубки может быть образована колломорфным почковидным пиритом, нередко замещенным халькопиритом-2 и галенитом-2 (рис. 5.5.4в). По мере перехода внутрь оболочки почковидный пирит сменяется первоначально дендритовидным пиритом, затем его субге-

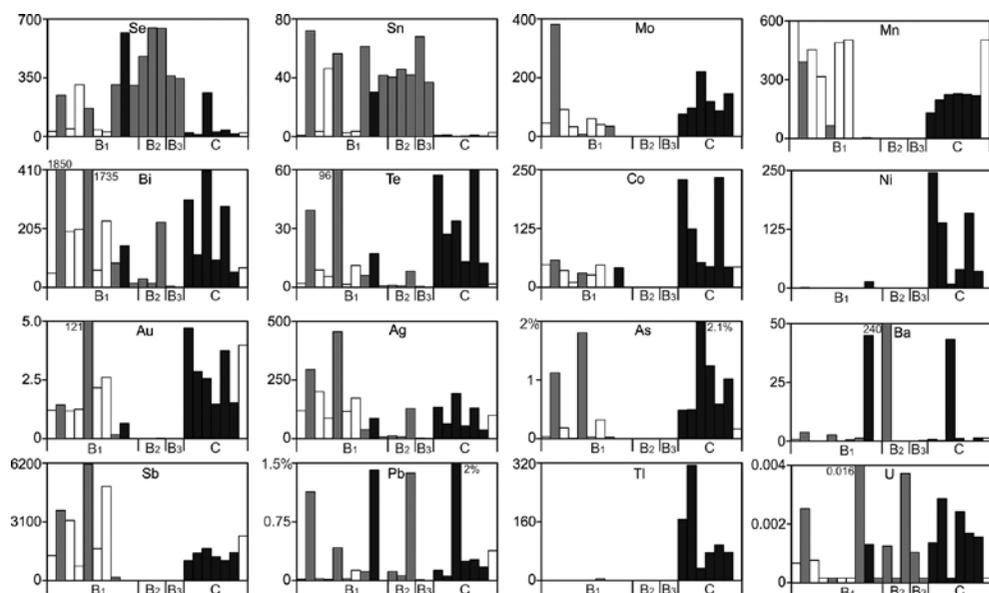


Рис. 5.5.3. Распределение химических элементов (в г/т) в барит-сфалерит-халькопиритовой трубке по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Киллик, обр. Kil-10-1ch

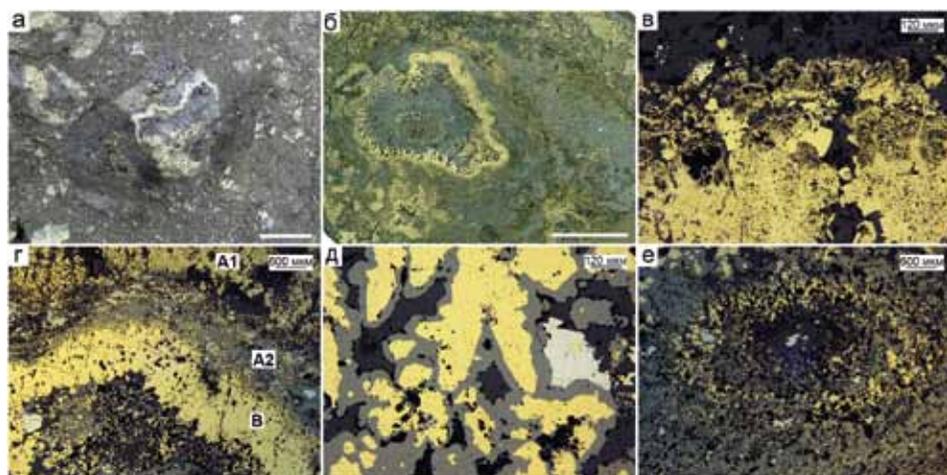


Рис. 5.5.4. Пирит-халькопирит-сфалеритовая труба, месторождение Киллик, обр. Ki-10-6-1: а-б — фрагмент трубы в рудных брекчиях; в — наружная часть оболочки трубы, сложенная псевдоморфным халькопиритом, заместившим колломорфный пирит; в интерстициях — кристаллы гидротермального халькопирита; г — псевдоморфный халькопирит (подзона А1) сфалерит (подзона А2), крустификационный халькопирит (зона В); д — копьевидные кристаллы халькопирита обросли сфалеритом и галенитом; е — заполнение осевого канала сфалеритом, халькопиритом и баритом. а-б — фото образца (масштаб линейки 1 см), в-е — отраженный свет.

Таблица 5.5.2

Химический состав сульфидов пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, месторождение Киллик, обр. Ki-10-6-1в. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	3	1.1	579	35.7	257	179	5.0	2.2	15239	35	8.9	314
		σ	0.4	268	4.2	131	96	4.1	1.1	3204	34	1.0	199
Chpps	A2	4	10	254	31.5	122	34	30.7	0.5	11317	75	4.5	388
		σ	15	114	3.9	99	32	4.4	0.2	4510	18	2.4	151
Chp	B1	3	3.6	39	30.2	8.0	1.3	34.3	0.3	3850	83	31	108
		σ	2.3	23	2.0	5.1	1.0	0.9	0.5	6386	4	32	61
Chp	B2-3	4	0.3	1.3	30.0	0.05	0.02	34.4	0.4	139	178	40	21
		σ	0.1	2.1	0.6	0.04	0.01	0.4	0.7	140	94	44	11
Chp	C	3	0.6	0.3	29.8	0.06	0.06	35.2	0.1	1051	117	111	34
		σ	0.1	0.2	0.8	0.01	0.03	0.4	0.0	116	26	45	7.1
Sph	A	4	4.2	80	1.1	18	1.6	1.8	63.0	3765	33	72	120
		σ	3.3	48	1.2	28	3.2	1.4	3.2	2865	8.1	140	46
Sph	C	6	1.7	340	0.6	7.0	0.04	0.9	64.8	747	24	3.7	61
		σ	1.1	105	0.4	0.8	0.1	0.4	0.9	1051	5	4.7	20
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	3	119	2.2	524	36	12	0.212	6.8	329	17700	213	0.005
		σ	75	1.8	291	27	10	0.064	2.3	253	12482	161	0.004
Chpps	A2	4	124	8.0	1723	28	13	0.439	2.6	5.8	4206	48	0.022
		σ	55	2.8	728	15	17	0.685	1.3	8.6	7207	35	0.022
Chp	B1	3	45	7.3	755	4.1	20	1.715	0.69	0.56	290	8.8	0.004
		σ	75	0.2	1267	2.4	26	1.861	0.16	0.52	152	8.2	0.004
Chp	B2-3	4	25	24	37	0.9	26	0.038	0.12	0.04	3786	15	0.000
		σ	44	13	41	0.5	32	0.037	0.07	0.03	3110	11	0.001
Chp	C	3	12	17	352	1.2	0.2	0.007	0.16	0.04	1092	27	0.003
		σ	2.1	2.6	83	0.0	0.1	0.003	0.07	0.01	1331	5.2	0.003
Sph	A	4	4497	3.1	1051	4.7	16	0.452	2.19	0.58	446	20	0.004
		σ	38	1.9	763	4.0	28	0.499	1.1	0.64	335	23	0.006
Sph	C	6	4188	1.6	957	0.8	2	0.093	1.5	0.79	232	3.4	0.006
		σ	180	1.1	517	0.5	4	0.118	0.5	1.1	262	2.1	0.003

дральными и эвгдральными разновидностями. Во внешнем слое халькопиритовой крустификации канала каждой трубки концентрируется теннантит-тетраэдрит (рис. 5.5.4г). Халькопиритовая крустификация сложена копьевидными сростками кристаллов в ассоциации со сфалеритом и галенитом (рис. 5.5.4д). В осевой части канала трубы микрзернистые халькопирит-сфалеритовые агрегаты по направлению к оси трубки сменяются баритовыми и галенитовыми заполнениями пустот (рис. 5.5.4е).

Гидротермальные сульфиды пирит-халькопирит-сфалеритовых труб (обр. Ki-10-6-1в) характеризуются своими химическими особенностями (табл. 5.5.2, рис. 5.5.5) Характерной особенностью колломорфного пирита подзоны А1 является не только высокая концентрация элементов низкотемпературной ассоциации (Mn, Tl, Pb), но и элементов значимое присутствие средне-высокотемпературной группы (Bi, Te). Псевдоморфный халькопирит (зона А) оболочки трубы обогащен большинством химических элементов, характерных для колломорфного пирита. В крустификационном халькопирите (зона В) возрастают содержания как Se, так и Sn. Содержания Mo низкие в халькопирите оболочки трубы и становятся эпизодически высокими во внутренних зонах трубы.

5.5.4. Второстепенные и редкие минералы. Судя по данным ЛА-ИСП-МС в халькопирите наружного сфалеритового слоя, в смеси с тетраэдрит-теннантитом должны присутствовать галенит, витихенит и самородное золото. Блеклые руды представлены теннантитом (табл. 5.5.3).

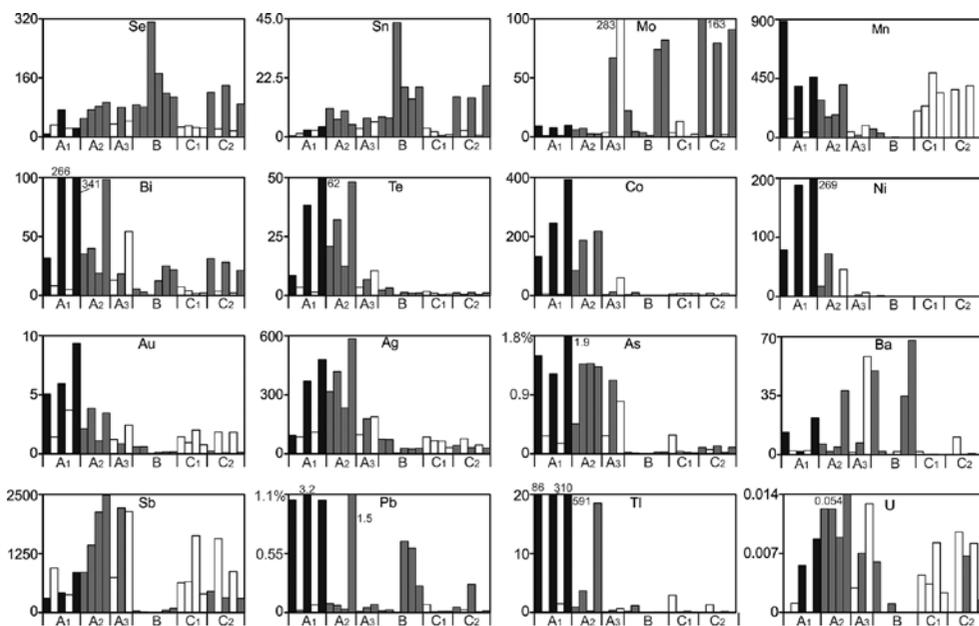


Рис. 5.5.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке барит-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубки по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Киллик, обр. Ki-10-6-1в.

Таблица 5.5.3

Химический состав теннантита минеральных разновидностей гидротермальных труб месторождения Киллик

Fe	Cu	Zn	Bi	Sb	As	S	Сумма	Формула
Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. Ki-1—1ch)								
2.76	40.73	6.36	0.59	3.50	18.50	27.78	100.25	$Cu_{9,62}(Fe_{0,74}Zn_{1,46})_{2,20}(As_{3,71}Sb_{0,43}Bi_{0,04})_{4,18}S_{13}$
2.01	40.55	5.79	0.59	3.67	18.73	28.37	99.93	$(Cu_{9,38}Ag_{0,03})_{9,40}(Fe_{0,53}Zn_{1,30})_{1,83}(As_{3,67}Sb_{0,44}Bi_{0,04})_{4,16}S_{13}$
1.67	39.48	6.62	0.59	5.16	17.04	28.43	99.20	$(Cu_{9,11}Ag_{0,02})_{9,13}(Fe_{0,44}Zn_{1,49})_{1,93}(As_{3,34}Sb_{0,62}Bi_{0,04})_{4,00}S_{13}$
1.13	40.42	6.76	0.61	3.69	18.19	28.60	99.66	$(Cu_{9,25}Ag_{0,02})_{9,27}(Fe_{0,30}Zn_{1,50})_{1,80}(As_{3,53}Sb_{0,44}Bi_{0,04})_{4,01}S_{13}$
1.41	40.52	6.05	0.95	3.84	18.37	28.12	99.42	$(Cu_{9,45}Ag_{0,02})_{9,47}(Fe_{0,38}Zn_{1,37})_{1,75}(As_{3,64}Sb_{0,47}Bi_{0,07})_{4,17}S_{13}$
Пирит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. Ki-10-6-1в).								
1.47	42.43	7.71	<0.33	2.15	18.32	28.11	100.19	$Cu_{9,90}(Fe_{0,39}Zn_{1,75})_{2,14}(As_{3,63}Sb_{0,26})_{3,89}S_{13}$
1.29	41.51	7.25	<0.33	0.97	19.85	28.19	99.05	$Cu_{9,66}(Fe_{0,34}Zn_{1,64})_{1,98}(As_{3,92}Sb_{0,12})_{4,04}S_{13}$
1.68	41.56	7.65	<0.33	0.99	20.27	28.04	100.18	$Cu_{9,72}(Fe_{0,45}Zn_{1,74})_{2,19}(As_{4,02}Sb_{0,12})_{4,14}S_{13}$
1.59	41.97	6.95	<0.33	1.68	19.68	27.55	99.43	$Cu_{9,99}(Fe_{0,43}Zn_{1,61})_{2,04}(As_{3,98}Sb_{0,21})_{4,18}S_{13}$
2.55	41.72	6.66	<0.33	1.00	19.62	28.28	99.82	$Cu_{9,68}(Fe_{0,67}Zn_{1,50})_{2,17}(As_{3,86}Sb_{0,12})_{3,98}S_{13}$
2	42.11	6.23	<0.33	0.74	20.48	28.33	99.89	$Cu_{9,75}(Fe_{0,53}Zn_{1,40})_{1,93}(As_{4,02}Sb_{0,09})_{4,11}S_{13}$

Примечание. Mn < 0.04, Ag < 0.11, Hg < 0.24, Pb < 0.37, Te < 0.07, Se < 0.14.

5.5.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимально-корреляционного пути для каждой из охарактеризованных трубок вычислены минерально-геохимические ассоциации.

Расчеты для пирит-сфалерит-халькопиритовой трубки (обр. Ki-10-1ch) выявили шесть ассоциаций: I (Cd+Zn+Hg+Mn) + II(Sb+Ag+Bi+Te+Au) + III (As+Mo+W) + IV(Sn+Cu+Se) + V(Pb+V) + VI (Fe+Tl+Ni+Co) — U — Ba — In. Первая ассоциация принадлежит сфалериту, вторая — золото-кавацулит-гесситовому парагенезису, в третьей ассоциации концентрируются гидрогенные элементы. Четвертая ассоциация принадлежит халькопириту, пятая и шестая — пириту.

Барит-пирит-халькопирит-сфалеритовая трубка включает следующие ассоциации: I (Cd+Zn+Hg+In) + Mn+ II(Au+Co+Te+Ag+As) + III(Ni+Tl+Bi+Pb) + IV(Fe+Cu+Se+Sn) — V(Mo+Ba+W+V) — VI (Sb+U). Основное отличие — появление связи Au и Ag с As и Co, что соответствует концентрации этих элементов в пирите. Корреляция содержаний Bi с Tl и Pb, свидетельствует о его изоморфном вхождении в галенит. Первая ассоциация принадлежит сфалериту, четвертая — халькопириту, пятая — гидрогенная.

5.5.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Гидротермальная модель реализовалась на примере барит-сфалерит-халькопиритовой трубки и, скорее всего, аналогична той модели, которая описаны в разделах 5.1.6 и 5.2.6. Органическая трубка вестиментиферы последовательно заполнялась сфалеритом, халькопиритом, затем вновь сфалеритом и баритом. Эта последовательность напоминает зональность крустификации серого палеокурильщика, в котором доминирует халькопирит, но есть и барит.

Халькопирит изученной барит-сфалерит-халькопиритовой биоморфозы по вестиментифере, по содержаниям химических элементов трудно отличить от халькопирита палеокурильщиков и диагенетических псевдоморфных разновидностей [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Крустификационный халькопирит, заполнивший биоморфную трубку, характеризуется умеренно высокими содержаниями Se и Sn, характерными для серых курильщиков (см. рис. 5.4.6). Содержания Se и Sn в халькопирите барит-сфалерит-халькопиритовой трубки выше, чем в халькопирите пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых палеокурильщиков (см. табл. 5.5.1 и 5.5.2). На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита первого типа труб попадают в поле черных курильщиков, второго — на верхнюю границу поля серых курильщиков (см. рис. 5.4.6). Однако на диаграмме Co–Sn диапазон вариаций более широкий, вплоть до поля бесцветных курильщиков (см. рис. 5.4.6).

Как и в типичных современных курильщиках, содержания Se возрастают в подзоне В2 в среднем слое халькопиритовой крустификации барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубки. Содержания других элементов снижаются от зоны В1 к зоне В2. Очевидно, во время формирования зоны В2 содержания большинства микроэлементов в гидротермальном флюиде из-за высоких температур не достигли насыщения, необходимого для отложения соответствующих минералов [Maslennikov et al., 2009]. Однако при формировании зоны В1 условия были благоприятны для отложения галенита, теннантит-тетраэдрита и висмутовой минерализации. На это указывают аномально высокие содержания Pb, Au, Sb, As, Bi и Te. Повышенные содержания Cu, вероятно, связаны с присутствием сростаний ковеллина и тетраэдрит-теннантита. Очевидно, халькопирит зоны В формировался при температурах выше 240 °С, на что указывает ассоциация с селенистым эвгедральным пиритом вместо марказита [Mugowchik, Barnes, 1986]. Присутствие сфалерита, скорее всего, свидетельствует в пользу среднетемпературных условий минералообразования во внешней части трубки. В халькопирите зоны В1 концентрировались элементы гидрогенной ассоциации (Mo, W, V), что может указывать на участие океанской воды в процессах минералообразования.

Содержания Se и Sn в псевдоморфном халькопирите минимальные (см. табл. 5.5.1 и 5.5.2). В псевдоморфных разновидностях халькопирита, в отличие от гидротермальных, концентрируются элементы, унаследованные от

колломорфного пирита: Ni, Co, Tl, Mo, Sb, As, Ag, Au, Bi, Te и другие элементы при минимальных содержаниях Se. В отличие от халькопирита курильщиков ВТП, халькопирит гидротермальных трубок месторождения Киллик обогащен летучими элементами, характерными для островодужных курильщиков (Sb, Bi, Au, Pb, As). Следует отметить вольфрамовую специализацию халькопирита гидротермальных труб из месторождения Киллик (табл. 5.5.4).

Таблица 5.5.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту труб месторождения Киллик относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Обр. Ki-10-1ch										
Черные	Sb	Au	Bi	Pb	Ba	As	W	Cd	Mn	Ag	Zn
	568	497	219	137	134	88	19	4.4	3.6	1.8	1.5
Серые	Sn	Mo	Cu	Fe	V	Tl	Te	Se	Co	U	Ni
	1.5	1.2	1.1	0.9	0.8	0.7	0.6	0.3	0.1	0.03	0.03
Бесцветные	Au	Pb	As	Ba	Sb	Bi	Sn	Cd	W	Te	Ag
	145	49	44	23	17	16	6.0	4.7	2.8	1.6	1.2
Черные	Zn	Cu	Co	Fe	Se	Ni	Mn	Tl	Mo	V	U
	1.1	1.1	0.9	0.9	0.7	0.5	0.4	0.2	0.1	0.06	0.02
Серые	Bi	Sb	As	Pb	Ba	Au	Te	Mo	V	W	Mn
	118132	10570	5472	1967	1412	1287	621	540	106	104	36
Бесцветные	Se	Co	Tl	Cd	Zn	U	Cu	Fe	Ag	Sn	Ni
	23	23	17	10	3.5	1.5	1.1	0.8	0.6	0.5	0.3
обр. Kil-10-6-1в											
Черные	Sb	Ba	Pb	As	W	Au	Bi	Cd	Mo	Zn	Tl
	177	79	74	41	25	11	8.4	1.7	1.4	1.2	1.1
Серые	Cu	Fe	Ag	Mn	Sn	V	Se	Te	Ni	Co	U
	1.1	1.0	0.9	0.9	0.5	0.3	0.1	0.07	0.05	0.04	0.03
Бесцветные	Pb	As	Ba	Sb	W	Au	Sn	Cd	Ni	Cu	Fe
	26	20	14	5.2	3.7	3.2	2.0	1.8	1.1	1.0	1.0
Черные	Zn	Bi	Ag	Tl	Se	Co	Te	Mo	Mn	U	V
	0.9	0.6	0.6	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.02	0.02
Серые	Bi	Sb	As	Pb	Ba	Mo	W	Te	V	Au	Tl
	4500	3299	2546	1059	832	674	136	71	39	29	27
Бесцветные	Mn	Se	Co	Cd	Zn	U	Cu	Fe	Ni	Ag	Sn
	8.6	7.9	5.6	4.1	2.8	1.5	1.1	0.9	0.7	0.3	0.1

Таблица 5.5.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту трубы (обр. Ki1-10-6-1в) месторождения Киллик относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициент концентрации										
	Bi	Sb	Ba	Au	Pb	As	Ni	Tl	Cd	Cu	Ag
Черные	24265	204	84	59	56	30	23	20	14	14	11
	Te	Sn	Co	Zn	W	Mn	Se	V	Mo	U	
	9.3	6.1	5.6	5.6	1.9	1.5	0.7	0.2	0.1	0.03	
Серые	Bi	Sb	Te	Cu	As	Au	Pb	Sn	Ag	Co	Se
	84250	628	490	217	158	101	53	44	24	17	17
	Cd	Ba	Ni	Zn	Tl	W	Mo	V	Mn	U	
Бесцветные	Bi	Te	As	Co	Cu	Sb	Au	Ba	Pb	Ag	Mn
	69207	1377	1320	521	472	284	267	216	101	91	16
	W	Se	Tl	Cd	Ni	Zn	Sn	V	Mo	U	
	16	15	7.6	6.1	5.5	4.9	3.3	0.3	0.08	0.01	

Колломорфный пирит изученных гидротермальных труб, как обычно, обогащен Mn, As, Sb, Pb, Co, Ni, Tl и Au. В отличие от колломорфного пирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш., в нем гораздо больше Bi, Sb, Ba, Au, Pb, As и Tl (см. табл. 5.5.5), что сближает его с колломорфным пиритом современных островодужных курильщиков (см. главу 2).

Колломорфный пирит из месторождения Киллик характеризуется значениями Se/Te < 2, что характерно для островодужных курильщиков. По значениям Co/Ni = 1 занимает промежуточное положение между курильщиками СОХ и отроводужных бассейнов (см. рис. 5.4.7).

Сфалерит относится к маложелезистой кадмистой разновидности. В сфалерите оболочки больше Мо, что указывает на участие океанской воды в формировании инкрустации в галените, а также установлены высокие содержания Bi, Ag, Sb, Te и Se (табл. 5.5.6). По содержаниям главных (Fe, Cd) химических элементов он мало отличается от сфалерита гидротермальных биоморфоз, которые относятся к бесцветным курильщикам [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. На диаграмме Sn–Co сфалерит гидротермальных труб месторождения Киллик попадает в поле черных и серых курильщиков СОХ. Однако по отношению к сфалериту курильщиков ВТП 9°50' с.ш. он обогащен летучими элементами (Bi, Tl, Au, Sb, As), характерными для курильщиков островодужных бассейнов.

Таблица 5.5.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту гидротермальных труб (обр. Ki-10-1а, Ki1-10-6-1в) из месторождения Киллик относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициент концентрации										
	обр. Ki-10-1а										
Черные	Bi	Tl	Au	Sb	Mo	Sn	As	Mn	Te	Ba	Cd
	27929	69	44	29	20	5.8	5.6	5.3	5.1	2.3	2.1
	Pb	Cu %	Ag	Co	Se	V	W	Ni	Fe	U	
Серые	Bi	Sn	Sb	Te	Mo	Au	As	Mn	Cd	Tl	Cu
	5794	35	23	16	15	9.0	6.2	4.0	1.4	1.3	1.1
	Se	Co	Pb	Ni	Ag	W	V	Fe	U	Ba	
Бесцветные	Bi	Co	Te	As	Tl	Sb	Se	Ba	Pb	Mo	Au
	66917	3550	269	196	53	24	20	16	7.1	6.7	5.7
	W	Mn	Cu	V	Cd	Ag	Ni	U	Sn	Fe	
	5.0	3.8	2.0	1.2	0.8	0.6	0.5	0.1	0.1	0.03	
Ki1-10-6-1в											
Черные	Bi	Tl	Au	Ba	W	Mo	Sb	As	Ni	Cu	Mn
	2095	46	37	37	17	14	12	8.9	4.2	2.7	2.6
	V	Te	Cd	Sn	Ag	Pb	Co	Se	Fe	U	
Серые	Bi	Mo	As	Sb	W	Sn	Au	Te	Ni	Mn	Cu
	435	10	9.8	9.7	9.2	8.1	7.7	7.3	4.6	2.0	1.8
	Cd	Ba	Tl	V	U	Se	Ag	Co	Pb	Fe	
Бесцветные	Bi	Co	As	Ba	Te	W	Tl	Sb	Se	Au	Mo
	5020	1140	310	253	124	118	35	10	6.9	4.8	4.5
	V	Ni	Cu	Pb	Mn	Cd	U	Ag	Fe	Sn	
	3.4	3.3	3.2	2.3	1.9	0.8	0.7	0.4	0.08	0.03	

5.6. Кизылкая

5.6.1. Геологическая позиция. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Кизылкая приурочено к рудному полю Лаханос–Кизылкая. В геологическом строении месторождения участвуют: 1) нижняя базальтовая, состоящая из толеитовых базальтовых лав туронского возраста; 2) нижняя

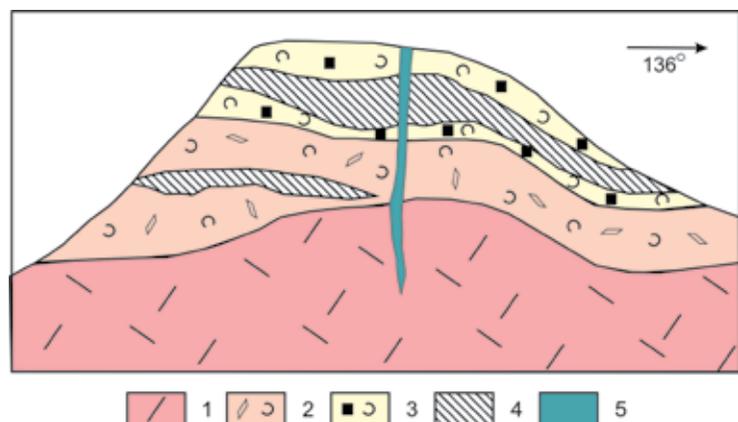


Рис. 5.6.1. Геологический разрез месторождения Кизилкаия [Rejatic, 1979]: 1 — риодациты окварцованные; 2 — дациты и их лавокластиты баритизированные; 3 — дациты и лавокластиты сульфидизированные; 4 — рудные тела; 5 — дайка трахиандезитов.

дацитовая толща, сложенная лавами кислых вулканитов и андезитовая и их вулканокластитов. Месторождение залегает среди окварцованных дацитов верхнесантонского возраста на том же стратиграфическом уровне, что и месторождение Лаханос. Надрудная трахидацитовая толща на участке месторождения эродирована [Pollak, 1979].

5.6.2. Состав и строение рудных тел. Рудное тело сплошных руд колчеданно-полиметаллического месторождения Кизилкаия имеет линзообразную форму [Rejatic, 1979]. Протяженность верхней рудной залежи — 1000 м, ширина — 500 м, мощность — 150 м. Промышленным минералом являлся халькопирит. Месторождение содержит 10 млн т руды при содержании Cu 0.8–1.4 мас. %. В богатых рудах брекчиевидные руды доминируют над штокверковыми. В описаниях отсутствуют данные о сплошных рудах, которые, судя по фрагментам рудокластитов, хотя и имеют подчиненное значение, вскрыты двумя штольнями совместно со штокверковыми рудами. В сульфидной массе руд содержится 70 % пирита, 10 % халькопирита, 10 % сфалерита, 4 % галенита, 4 % тетраэдрита и теннантита, 2 % пирротина и следы ковеллина и борнита [Rejatic, 1979].

В составе обломочных руд К. Реван обнаружил фрагменты теннантит-халькопирит-пирит-сфалеритовых труб курильщиков и псевдоморфозы барита и сфалерита по трубчатым червям [Revan et al., 2014]. В медно-цинково-колчеданных обломочных рудах обнаружены многочисленные фрагменты барит-сфалерит-халькопиритовых палеокурильщиков и окварцованных трубчатых червей, замещенных галенитом [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. На флангах рудной залежи в обнажениях выходят тела барит-гематитовых госсанитов.

5.6.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. Фрагмент теннантит-пирит-сфалеритовой трубы (рис. 5.6.2а) имеет зональное строение. В наружной части оболочки эпизодически встречается колломорфный пирит (зона А1) (рис. 5.6.2б). Однако основная часть оболочки сложена сфалеритом и, в меньшей степени, пиритом, халькопиритом и теннантитом (рис. 5.6.2в). Кристалличность пирита увеличивается по направлению внутрь оболочки трубы (рис. 5.6.2г). Несмотря на обилие теннантита с ним ассоциируют псевдоморфозы пирита и халькопирита по эвгдральным кристаллам пирротина (рис. 5.6.2д). Участками сфалерит замещается теннантитом (рис. 5.6.2е). На границе с халькопиритовой крустификацией в галените присутствуют включения низкопробного золота (рис. 5.6.2ж).

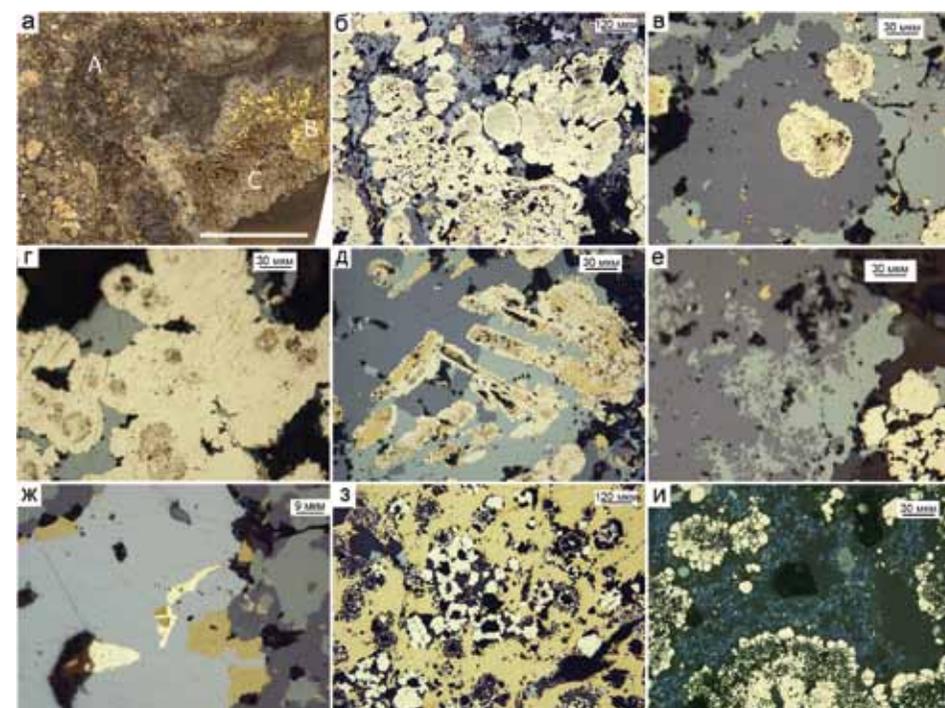


Рис. 5.6.2. Фрагмент халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы в сульфидной брекчии, месторождение Кизилкаия, обр. Kz-10-1с: а — поперечный срез фрагмента трубы: зона А — пирит-сфалеритовая оболочка, зона В — пирит-халькопиритовая крустификация, зона С — ковеллин-кварц-марказитовое заполнение осевой части канала трубы; б — колломорфный пирит (подзона А1); в — почка колломорфного пирита обросла почковидным теннантитом с включениями энэргита (вишнево-серый); г — реликты колломорфного пирита в зернистом пирите (подзона А2) в ассоциации с теннантитом (зеленовато-серый); д — псевдоморфозы пирита и халькопирита по кристаллам пирротина (подзона А2); е — замещение сфалерита теннантитом в ассоциации с кристаллами пирита (подзона А3); ж — включение самородного золота в галените (подзона А3); з — атоллвидные структуры пирита в халькопирите; и — последовательное заполнение канала трубы марказитом, ковеллином, теннантитом и кварцем. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-и — отраженный свет.

В халькопиритовой крустификации внутренней стенки трубы, кроме эвгедральных кристаллов пирита, встречаются атоллоидные включения пирита, вероятно, образовавшиеся по глобулам колломорфной разновидности (рис. 5.6.2з). Осевая часть канала последовательно запол-

Таблица 5.6.1

Химический состав сульфидов халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы, месторождение Кизилкая, обр. Kz-10-1с. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A	11	0.7	109	44.1	0.028	20	1.1	0.46	8327	63	12	204
		σ	0.8	106	1.5	0.042	25	0.9	0.98	4932	41	8.8	145
Py3	B	5	0.2	0.2	46.5	0.020	6.5	0.3	0.00	266	146	0.2	35
		σ	0.3	0.2	0.0	0.037	4.2	0.2	0.00	250	60	0.1	44
Ms	C	3	0.3	0.1	46.5	0.060	2.2	0.2	0.03	473	211	0.6	18
		σ	0.4	0.1	0.0	0.098	2.6	0.1	0.05	168	32	0.8	15
Chparc	A3	4	0.03	0.0	30.3	0.003	0.01	35.0	0.000	0.6	114	0.4	4.4
		σ	0.02	0.1	0.3	0.004	0.02	0.4	0.000	0.4	31	0.5	1.6
Chp	B	8	16	0.5	30.5	0.005	0.02	34.4	0.004	220	148	0.1	20
		σ	45	1.1	0.0	0.004	0.02	0.4	0.01	619	73	0.1	33
Sph	A	10	3.3	28	0.3	0.008	0.03	0.5	65.2	585	91	13	39
		σ	4.0	21	0.3	0.009	0.04	0.5	0.6	922	116	18	35
Sph	C	4	2.6	62	0.7	0.004	0.12	1.3	63.5	4201	61	20	97
		σ	4.2	33	0.4	0.003	0.23	0.7	1.0	8343	43	25	59
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A	11	27	0.4	57	46	1.3	0.1	16	15	1444	4	0.001
		σ	57	0.1	51	39	2.5	0.3	13	24	974	5	0.002
Py3	B	5	0.6	1.1	1.1	20	0.5	0.1	0.26	0.058	189	16	0.000
		σ	0.4	0.6	0.6	27	0.8	0.2	0.16	0.037	326	27	0.001
Ms	C	3	1.5	0.8	0.2	50	0.08	0.4	0.18	0.014	46	16	0.001
		σ	2.6	0.2	0.2	17	0.06	0.7	0.14	0.009	71	15	0.001
Chparc	A3	4	0.0	2.2	0.2	0.3	0.01	0.007	0.0012	0.019	4.0	0.03	0.001
		σ	0.0	1.0	0.2	0.3	0.01	0.004	0.0005	0.018	1.7	0.04	0.001
Chp	B	8	0.5	7.7	0.8	0.5	0.12	36	0.0014	0.19	194	0.06	0.001
		σ	1.1	5.3	1.7	0.4	0.28	102	0.0011	0.47	285	0.08	0.001
Sph	A	10	4562	0.5	58	0.6	12	5.1	0.058	0.20	558	0.7	0.004
		σ	1013	0.3	43	0.5	21	10	0.048	0.23	1073	0.9	0.007
Sph	C	4	5667	0.9	326	1.5	0.2	0.8	0.31	0.18	201	5.2	0.001
		σ	1598	0.5	359	0.5	0.2	1.3	0.24	0.24	170	4.9	0.001

Примечание. Условные обозначения см. табл. 5.1.1.

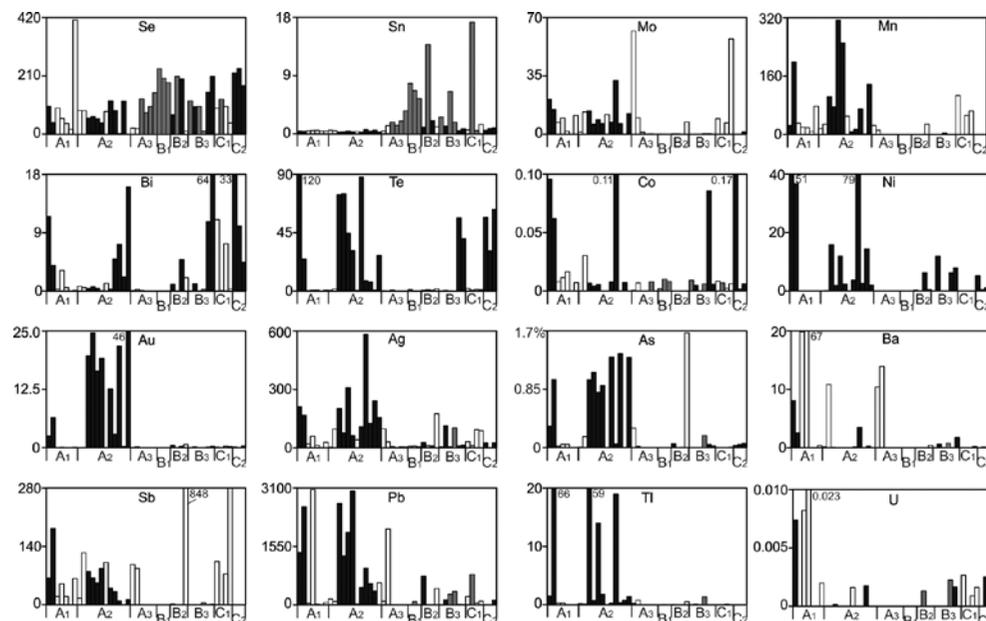


Рис. 5.6.3. Распределение химических элементов (г/г) в стенке теннантит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Месторождение Кизилкая, обр. Kz-10-1с.

нена субгедральным пиритом, марказитом, ковеллином и кварцем (рис. 5.6.2и).

При сравнении химизма одноименных минералов, локализующихся в различных зонах, угадывается геохимическая зональность. По данным ЛА-ИСП-МС, колломорфный пирит характеризуется повышенными содержаниями Mn, Tl, Mo, Ni, As, Sb, Ag, Ba, Te и Au (табл. 5.6.1) по сравнению с кристаллически-зернистыми разновидностями, локализующимися в крустификации осевой части канала трубы. Соответственно, содержания этих элементов снижаются от наружного слоя трубы к внутреннему слою (рис. 5.6.3). По сравнению с пиритом халькопирит обеднен большинством химических элементов за исключением Se, Sn и W. В псевдоморфном халькопирите содержания V, As, Ag и W ниже, чем в крустификационной разновидности (см. табл. 5.6.1). В сфалерите по направлению от оболочки трубы к осевой крустификации снижаются содержания Pb, Ba и U при увеличении содержаний Bi (см. рис. 5.6.3).

5.6.4. Второстепенные и редкие минералы. На месторождении Кизилкая диагностированы селенсодержащий висмутин и тетрадимит [Leitch, 1981]. В изученной нами трубке встречено низкопробное самородное золото $Au_{0.49}Ag_{0.48}Cu_{0.01}Hg_{0.01}$ и частично замесившая его амальгама серебра и золота — Ag_7Au_2Hg . Блеклые руды представлены серебросодержащим цинкистым теннантитом $(Cu_{10.24}Ag_{0.03})_{10.27}(Zn_{2.31}Fe_{0.16})_{2.47}(As_{4.26}Sb_{0.05})_{4.31}S_{13}$.

5.6.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] выявлены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(V + W) — II(Cu+Sn) — Se — III(Fe+Te) + IV(As+Au) + V(Mn+Pb+Tl) + VI(Ni+Ag+Mo) + VII(Zn+Cd+Hg) + VIII(Ba+U) — IX(Co+Bi) — X(Sb+In) — Pb. В корреляционном ряду на первом месте стоит водородная ассоциация. Вторая ассоциация, свойственная халькопириту, не коррелирует с Se, что является не типичным для курильщиков других месторождений Понтида. Третья, четвертая, пятая и шестая ассоциации объединяют разновидности пирита. Ассоциация VII обычно характерна для сфалерита. Корреляция Ba и U встречается нередко и в других курильщиках, поскольку барит отлагается в морской воде и его образование нередко сопровождается окислением сульфидов, в процессе которого происходит сорбция U [Butler, Nesbitt, 1999]. Остальные ассоциации не поддаются интерпретации.

5.6.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Месторождение Кизылкая, залегая в кровле риодацитового толщи на значительном удалении от базальтового основания, несет минералогические признаки месторождений куроко типа. Однако минералогическая особенность изученной халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы — обилие теннантита в сочетании с псевдоморфозами пирита и халькопирита по пирротину. Судя по обилию галенита и барита, рудогенерирующая гидротермально-метасоматическая система переступила порог преобразования полевых шпатов. С другой стороны, рудная залежь выглядит как зрелая гидротермально-гипергенная система, длительно развивавшаяся на морском дне. Об этом свидетельствует доминирование обломочных руд. Присутствие амальгамы, очевидно, свидетельствует о низких температурах минералообразования.

Халькопирит. Халькопирит изученной трубы, по сравнению с пиритом, обеднен большинством элементов примесей, за исключением Se и Sn. На диаграмме Se–Te его фигуративные точки, за исключением одной, попадают в поля серых курильщиков задуговых бассейнов и горячих точек. На диаграмме Sn–Co фигуративные точки халькопирита гидротермальной трубы из месторождения Кизылкая однозначно локализуются в поле бесцветных курильщиков (см. рис. 5.4.6). При сравнении с курильщиками ВТП 9°50' с.ш. обращает на себя внимание вольфрамовая специализация халькопирита изученной трубы (табл. 5.6.2). Пока шеелита и вольфрамит в данной трубке не обнаружено, хотя аналогичные трубки на Александринском месторождении (Южный Урал) содержат вольфрамит (данные Е.В. Белогуб).

В изученной гидротермальной трубке *колломорфный пирит* по сравнению с эвгедральным пиритом-3 содержит больше V, Cr, Ni, Mo, U, As, Sb, Au и Ag. Эта закономерность является типичной при сравнении колломорфных и кристаллически-зернистых разновидностей пирита [Maslennikov et al., 2009]. Предполагается, что эти элементы, изоморфно входящие в структуру

Таблица 5.6.2

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту гидротермальной трубки (обр. Kz-10-1с) из месторождения Кизылкая относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	W	Pb	As	V	Tl	Cu	Fe	Ba	Sb	Ag	Sn	
Черные	1676	7.4	5.9	3.5	1.1	1.0	1.0	0.6	0.4	0.3	0.2	
	Se	Au	Mn	Cd	Bi	Te	Zn	U	Ni	Mo	Co	
	0.1	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.003	0.002	0.0001	
Серые	W	As	Pb	Cu	Fe	Sn	Tl	Se	V	Ag	Ba	
	Ni	Te	Cd	Au	Zn	Sb	U	Mn	Bi	Co	Mo	
	0.05	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.004	0.002	0.0005	0.0002	
Бесцветные	W	V	As	Pb	Tl	Te	Bi	Se	Sb	Ba	Mo	
	Cu	Fe	U	Mn	Au	Ag	Cd	Sn	Zn	Ni	Co	
	1.1	0.9	0.6	0.4	0.1	0.1	0.07	0.07	0.04	0.03	0.01	

дефектного слабокристаллического пирита, не концентрируются в более совершенных эвгедральных кристаллах. При высоких концентрациях Au, As, Sb, вероятно, присутствуют в виде тонкодисперсной примеси самородного золота и блеклых руд в межзерновых участках криптозернистого пирита. Колломорфный пирит изученной трубы по сравнению с аналогичным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. характеризуется повышенными содержаниями Bi, Au, Te, Sb, As и Ba (табл. 5.6.3). Вольфрамовая специализация, характерная для халькопирита, не прослеживается. По соотношению Se/Te < 2 колломорфный пирит отличается от аналогичного пирита курильщиков СОХ в пользу курильщиков задуговых бассейнов. Об этом же свидетельствует значение Co/Ni < 1.

Сфалерит. Доминирующий пластинчатый сфалерит (вюрцит?) относится к маложелезистой кадмистой разновидности с низкими содержаниями Mn и Co (табл. 5.6.4). Содержания Cu невысокие, несмотря на «халькопиритовую болезнь» сфалерита. В сфалерите Fe/Cu приближается к 0.88, что характерно для микровключений халькопирита. Сфалерит обеднен большинством элементов-примесей, за исключением As и Ag, которые присутствуют в микровключениях теннантита. На диаграмме Co/Sn фигуративные точки сфалерита занимают поле бесцветных курильщиков (см. рис. 5.4.6). В сфалерите так же, как и в халькопирите, вновь проявляется вольфрамовая специализация изученной трубы из месторождения Кизылкая. В дополнение к этому так же, как и для колломорфного пирита, установлены относительно более высокие содержания Bi, Ba и Tl при дефиците Co.

Таблица 5.6.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту гидротермальной трубки (обр. Kz-10-1с) из месторождения Кизылкая относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Черные	Bi	Au	Sb	As	Te	Ba	Ag	Pb	Cd	Cu	Ni
	456	139	22	16	12	9.1	7.4	4.6	3.2	3.0	2.5
	Se	Zn	Sn	Tl	W	Mn	Mo	V	U	Co	
	1.3	1.2	1.1	0.9	0.9	0.3	0.1	0.1	0.01	0.001	
Серые	Bi	Te	Au	As	Sb	Cu	Se	Ag	Sn	Pb	Cd
	1582	626	238	86	68	48	30	15	8.1	4.3	2.6
	Zn	Ba	Ni	Mo	W	V	Tl	Mn	Co	U	
	1.4	1.0	0.8	0.4	0.2	0.1	0.1	0.02	0.002	0.001	
Бесцветные	Te	Bi	As	Au	Cu	Ag	Sb	Se	Ba	Pb	W
	1760	1300	721	629	104	59	31	26	23	8.24	7.36
	Mn	Cd	Zn	Ni	Sn	Tl	V	Mo	Co	U	
	3.08	1.38	1.03	0.62	0.60	0.34	0.17	0.11	0.06	0.002	

Таблица 5.6.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту гидротермальной трубки (обр. Kz-10-1с) из месторождения Кизылкая относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициент концентрации										
Черные	Bi	W	Ba	Tl	As	Mo	V	Au	Cd	Sb	Cu
	414	272	42	13	7.4	6.5	3.0	2.7	2.5	1.6	1.6
	Se	Pb	Te	Ag	Mn	Sn	Ni	Fe	U	Co	
	0.9	0.9	0.9	0.6	0.4	0.4	0.4	0.1	0.07	0.0003	
Серые	W	Bi	As	Mo	Te	Sn	Cd	Sb	Cu	Ba	Se
	151	86	8.2	4.9	2.6	2.3	1.6	1.3	1.0	1.0	1.0
	V	Au	Ni	Pb	Mn	U	Tl	Ag	Fe	Co	
	0.9	0.6	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0002	
Бесцветные	W	Bi	Ba	As	Te	Se	Tl	V	Pb	Mo	Cu
	1936	993	288	257	45	21	9.7	3.9	3.3	2.2	1.8
	Sb	Cd	Co	U	Au	Mn	Ni	Ag	Fe	Sn	
	1.4	0.9	0.7	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.04	0.01	

Понтийские колчеданные месторождения большинством исследователей относятся к типу куроко. Об этом свидетельствует присутствие «желтых» и «черных» руд, а также специфических гематит-кварцевых слоев, перекрывающих руды [Аксау, Агар, 1999]. Литературные данные свидетельствуют, что минералы висмута наибольшим распространением пользуются в колчеданных месторождениях куроко типа, отмечаются в месторождениях уральского и отсутствуют в месторождениях кипрского типа. Присутствие сульфовисмутидов упоминается в колчеданных рудах Австралии [Doyle, Huston, 1999; Barley, 1992], Иберийского пояса [Marcoux et al., 1996], Рудного Алтая [Egemin et al., 2007]. В целом предполагается, что в неметаморфизованных месторождениях колчеданно-полиметаллических руд весь висмут фиксируется в виде изоморфной примеси в галените, борните, теннантите [Egemin et al., 2007]. Однако висмутовая минерализация широко представлена и на неметаморфизованных колчеданных месторождениях Урала, где описаны самородный висмут, висмутин и многочисленные теллуриды висмута [Медноколчеданные ..., 1985; Масленникова, Масленников, 2007; Белогуб и др., 2010]. Следует отметить, что в единичных случаях наряду с теллуридами в рудах отмечаются висмутовые сульфосоли (айкинит и виттихенит) [Радченко и др., 2007; Викентьев и др., 2007]. Теллуриды висмута на типичных месторождениях куроко типа (провинция Хокуроко) пока не установлены. Вероятно, понтийский подтип занимает промежуточную позицию в рудно-формационном ряду между уральским и куроко типами. Об этом же свидетельствует гетерогенный характер коры: переходный тип от океанического к континентальному [Колчеданные ..., 1980]. Как и в рудах месторождений куроко типа, халькопирит по количеству и содержанию большинства полезных (Au, Ag, Bi) элементов-примесей, нередко уступает пириту. Пирит же несет основные потенциально токсичные элементы (Tl, Ni, Mn, As, Te, Pb). Сфалерит является лишь носителем Cd, Hg и Sb и в меньшей степени As и Pb.

Как было показано при описании минералого-геохимической зональности, в рудах колчеданных месторождений Понтид присутствуют аналоги темно-серых, серых и бесцветных курильщиков. Единый механизм формирования зональности, впрочем, не отрицает геохимической специализации применительно к различным геодинамическим обстановкам. Сульфидные минералы палеокурильщиков Понтид по сравнению с курильщиками ВТП 9°50' с.ш. обогащены Bi, Te, Ba, Tl и иногда W. Такая специализация позволяет сопоставлять их с курильщиками внутридуговых и задуговых бассейнов.

ГЛАВА 6

Палеозойские курильщики колчеданных месторождений Рудно-алтайского островодужного пояса Палеоазиатского океана

Рудно-Алтайская колчеданосная зона, являющаяся частью истории Палеоазиатского океана, развивалась, начиная с эйфеля-живета по фран, как рифтоподобная структура с завершающим этапом островодужного вулканизма на сиалическом основании [Геология ..., 1997]. Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая залегают среди вулканитов черносланцевой риодацитовой формации, которая, как предполагается, сформировалась на коре континентального типа в бассейнах энсиалических островных дуг [Авдонин, 1974; Колчеданные ..., 1979; Горжевский и др., 1988, Еремин и др. 2002, 2007; Чекалин, Дьячков, 2013; Гаськов, 2015] (рис. 6.1).

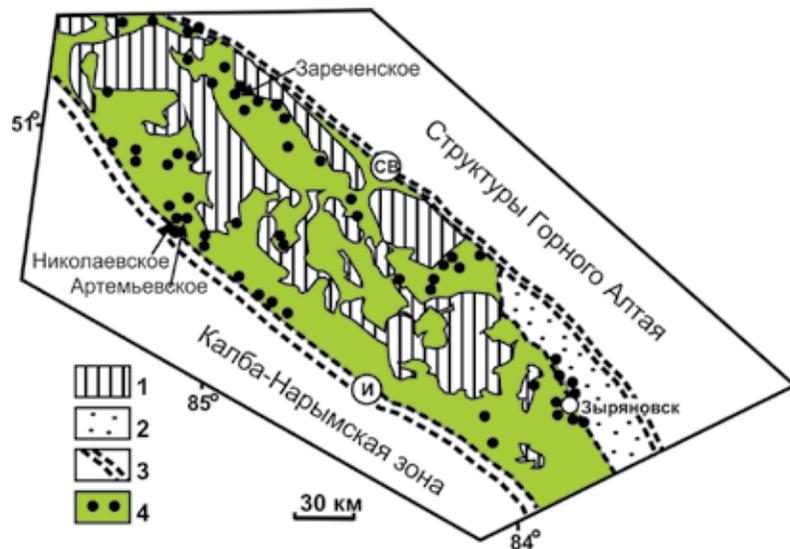


Рис. 6.1. Позиция колчеданных месторождений Рудного Алтая, содержащих сульфидные трубы палеокурильщиков (составлено по [Гаськов, 2015]): 1 — раннепалеозойский метаморфический фундамент; 2 — вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы верхнего палеозоя; 3 — шовные зоны; 4 — средне- и верхнепалеозойские вулканические пояса с колчеданными месторождениями.

С позиции плитотектонической теории формирование региона связано с зарождением тектонических структур Казахстана, Алтая и Южной Сибири в результате распада в протерозое Евразийского континента с формированием микроплит и малых массивов [Берзин и др., 1994]. Рудно-алтайский полиметаллический пояс сформировался на активной Горно-алтайской континентальной окраине, которая в эпоху герцинского рифтогенеза подверглась тектонической активизации с раздвижением отдельных продольных пластин и блоков и поступлением мантийно-коровых магматических расплавов [Беспав и др., 1997]. Рифтогенные зоны стали областями проявления девонского базальт-андезит-риолитового вулканизма антидромной направленности, с которым генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Колчеданные месторождения локализуются, как минимум, на пяти геохронологических уровнях, включая: 1) Змеиногорско-Риддер-Сокольный ($D_{1e}-D_{2ef_1}$), 2) Чекмарь-Тишинско-Зыряновский (D_{2ef_2}), 3) Золотушинско-Малеевский (D_{2gv_1}), 4) Артемьевско-Корбалихинский (D_{2gv_2}) и 5) Юбилейно-Николаевский (D_{3f-fm}) [Дьячков и др., 2009, Чекалин, Дьячков, 2013]. Фрагменты палеокурильщиков плохой сохранности выявлены нами в барит-полиметаллических рудах Зареченского месторождения, локализованного на первом уровне [Токсичные ..., 2016]. Гидротермальные трубы хорошей сохранности обнаружены на Артемьевском и Николаевском месторождениях, располагающихся на четвертом и пятом стратиграфических уровнях, соответственно.

6.1. Николаевское

6.1.1. Геологическая позиция. Николаевское медно-цинково-колчеданное месторождение локализовано в пределах Прииртышского рудного района, охватывающего одноименную вулcano-тектоническую депрессию на юго-западном склоне Алейского поднятия. С юго-запада он ограничен Иртышской зоной смятия. Геологический разрез месторождения представлен средне-позднедевонской базальт-риолитовой формацией. Месторождение локализуется на вершине и склонах риолит-дацитового экструзивного купола [Авдонин и др., 1991] гериховской свиты (живет-фран) [Дергачев, Литвинович, 1987]. В подрудной толще залегают черные сланцы и риолиты, сильно преобразованные гидротермальными флюидами [Старостин и др., 1977]. В отличие от многих других колчеданных месторождений Рудного Алтая на этом участке гнейс-мигматитовый раннепалеозойский фундамент не перебурен (рис. 6.1.1).

Месторождение связано с вулcano-купольной структурой, сложенной экструзивным телом верхнедевонских риолитов. В ее центре на обрамлении находится Крещенская рудная залежь, которая сбросо-сдвигом разбита на Западное и Центральное рудные тела. Надрудный горизонт сложен оползневыми вулканокластитами кислого состава, содержащими рудные обломки [Чекалин, Дьячков, 2013].

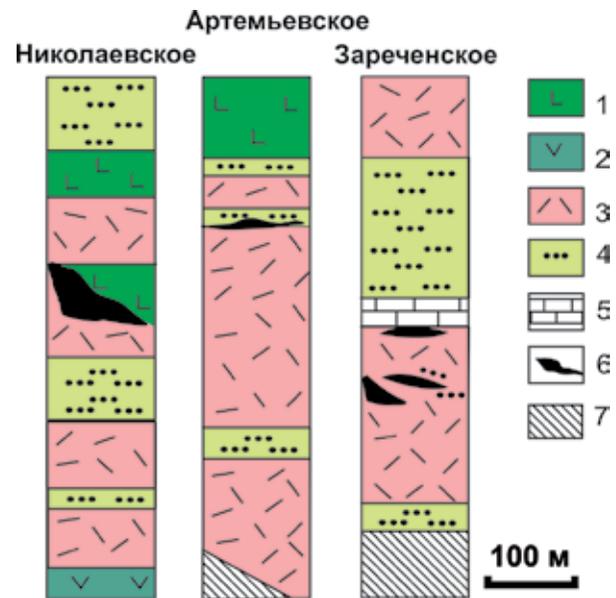


Рис. 6.1.1. Схематические геологические разрезы колчеданных месторождений Рудного Алтая (составлено с использованием [Еремин, 1983; Авдонин и др., 1992; Старостин и др., 1977; Дергачев, 1977; Гончарова, Дергачев, 1977 и др.]: 1 — базальты, андезибазальты и бониниты и их лавокластиты; 2 — андезиты и андезибазальты и их лавокластиты; 3 — андезидациты, дациты и риолиты и их лавокластиты; 4 — вулканогенно-осадочные слоистые отложения нерасчлененные; 5 — известняки; 6 — колчеданные тела; 7 — гнейс-мигматитовый раннепалеозойский фундамент.

6.1.2. Состав и строение рудных тел. Представителем медно-цинково-колчеданных месторождений Рудного Алтая является Крещенская рудная залежь Николаевского месторождения (рис. 6.1.2). Под рудной залежью имеется зона прожилково-вкрапленной серно- и медноколчеданной минерализации в экструзивных риолитах [Старостин и др., 1977; Дергачев, 1977; Гончарова, Дергачев, 1977]. Ядро сульфидной постройки представлено массивными медно-цинково-колчеданными рудами, частично замещенными гидротермальным халькопиритом со стороны лежачего бока.

В.В. Авдонин считал это месторождение ярким представителем холмов черных курильщиков, хотя сульфидных труб, доказывающих это предположение, тогда еще не было обнаружено [Авдонин, 1994], а были найдены позже [Масленников и др. 2010]. В рудной залежи широко распространены сульфидные брекчии, а в надрудной толще — рудокласты [Дергачев, 1977; Гончарова, Дергачев, 1977; Старостин, Дергачев, 1986; Дергачев и др., 1986; Авдонин и др., 1992; Дергачев и др., 1992; Авдонин и др., 1993].

В рудах месторождения доминируют пирит, марказит, вюртцит, халькопирит и галенит. Среди второстепенных и редких минералов выделяются

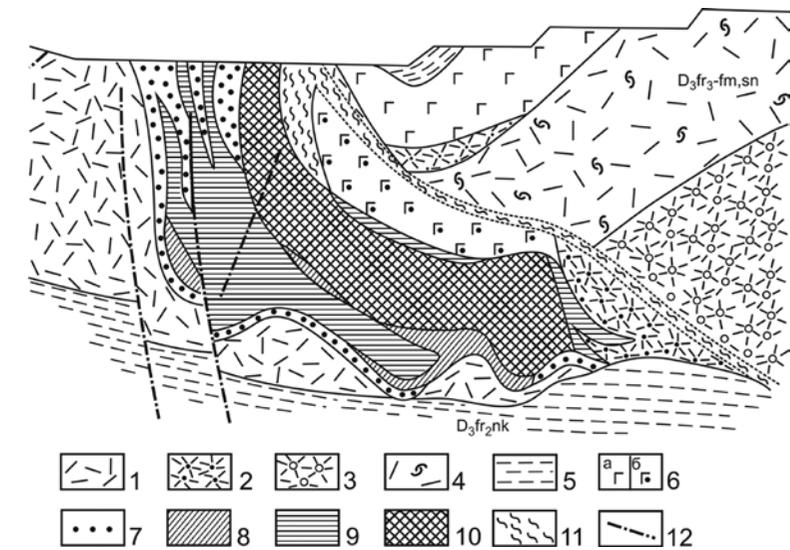


Рис. 6.1.2. Схематический геологический разрез через центральную часть карьера Николаевского месторождения [Еремин, 1983]: 1 — риолиты эффузивные; 2,3 — вулканокластиты кислого состава; 2 — мелкообломочные, 3 — среднеобломочные; 4 — лавобрекчии кислого состава; 5 — алевролиты, аргиллиты (D3fr2nk); 6 — эффузивные (а) и субвулканические (б) диабазы. Руды: 7 — серно- и медноколчеданные прожилково-вкрапленные; 8 — серно-медноколчеданные сплошные, 9 — медно-цинково-колчеданные брекчиевой и полосчатой текстур; 10 — медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические метаколлоидные, колчеданно-полиметаллические кристаллические; 11 — зона расланцевания; 12 — разрывные нарушения.

блеклые руды, барит, редкие — гринокит, халькозин, самородное золото, аргентит, арсенопирит, бурнонит, джемсонит, самородное серебро. Наряду с массивными кристаллически-зернистыми рудами, характерными для центральной части сульфидной залежи, распространены почковидные, брекчиевидные, ритмично-слоистые текстуры, метаколлоидные, тонкодисперсные и радиально-лучистые структуры [Геология и металлогения ..., 1997].

Сульфидные трубы в массивных рудах, подвергнутых многократной гидротермальной проработке, не сохранились. Однако в сульфидных брекчиях, отложившихся на склоне гидротермального холма, нами обнаружены многочисленные фрагменты труб палеокурильщиков и корок колломорфного почковидного пирита [Масленников и др., 2010] (рис. 6.1.3).

6.1.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. Сульфидные трубы имеют круглую, овальную, линзовидно-удлиненную формы поперечных срезов. Вариации диаметра труб обычно составляют 2–7 см, при среднем 3 см. Характерная особенность фрагментов труб (chimney), отличающая их от простых гидротермальных каналов (conduit), —

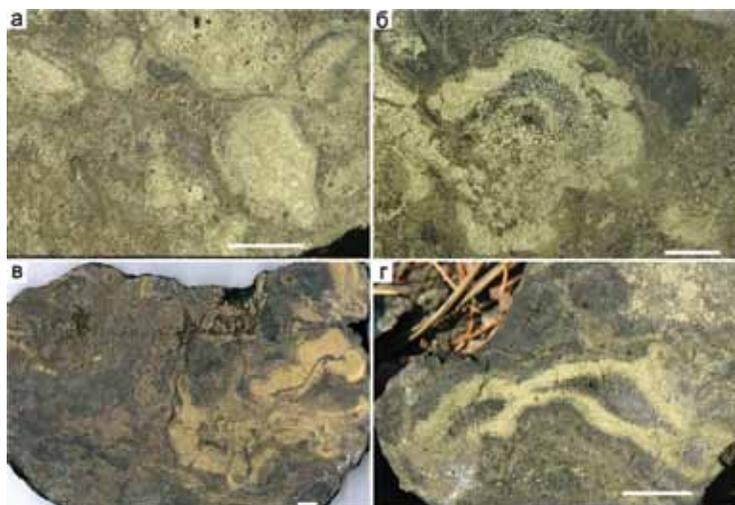


Рис. 6.1.3. Фрагменты гидротермальных труб черных курильщиков в сульфидных брекчиях Николаевского месторождения: а, б — халькопиритовые; в — пирит-сфалерит-халькопиритовые; г — пирит-халькопирит-сфалеритовые. Полированные образцы (масштаб линейки 1 см)

сочетание центробежного (оболочка) и центростремительного (канал) роста сульфидных агрегатов. Большинство труб представлено изокубанит-халькопиритовыми разновидностями, однако, нередко встречаются пирит-сфалерит-халькопиритовые, пирит-халькопирит-сфалеритовые и пирит-сфалеритовые типы.

В строении большинства труб выделяются три главные зоны: А — оболочка (пирит и/или сфалерит, В — крустификация внутренней стенки трубы (обычно друзовый халькопирит), С — заполнение осевого канала (сфалерит, пирит, кварц). Как правило, каждая зона делится на две-три подзоны или микрофации, каждая из которых характеризуется своими текстурно-структурными и минералогическими особенностями, свидетельствующими о специфических условиях минералообразования.

Сфалерит-пирит-халькопиритовая труба (обр. Н-07-44). Поперечное сечение трубы имеет округлую форму с заливчатыми ограничениями. Такой облик труба приобрела, по-видимому, вследствие срастания, по крайней мере, двух изначально отдельных трубок, которые затем по мере роста трубы объединились. На это указывают центробежные направления роста кристаллов друзовидного халькопирита (рис. 6.1.4а).

Зона А. Наружная часть оболочки (зона А1) присутствует только местами в виде отдельных фрагментов колломорфного пирита (рис. 6.1.4б, в). Реликтовые фрагменты колломорфного пирита местами наблюдаются в халькопиритовом цементе вблизи наружного ограничения слоя халькопиритовой крустификации (рис. 6.1.4в).

Зона В. Наружная часть халькопиритового слоя (зона В1) насыщена коричнево-желтыми агрегатами минерала, соответствующего по составу цинкистому изокубаниту. Нередко «изокубанит» содержит решетчатые срастания халькопирита, широко представленные в современных черных курильщиках. Здесь же могут встречаться псевдоморфозы марказита по эвгедральным кристаллам пирротина, а также более поздние минералы, такие как друзовый сфалерит и кварц (рис. 6.1.4г). «Изокубанит» нередко замещается сфалеритом (рис. 6.1.4д). Друзовидный халькопирит (зона В2), выделяющийся более светлой желтой окраской относительно крупных удлиненных кристаллов, практически не содержит посторонних минералов.

Зона С. Осевые части обоих каналов трубы заполнены кристаллами халькопирита, сфалеритом и кварцем (рис. 6.1.4е).

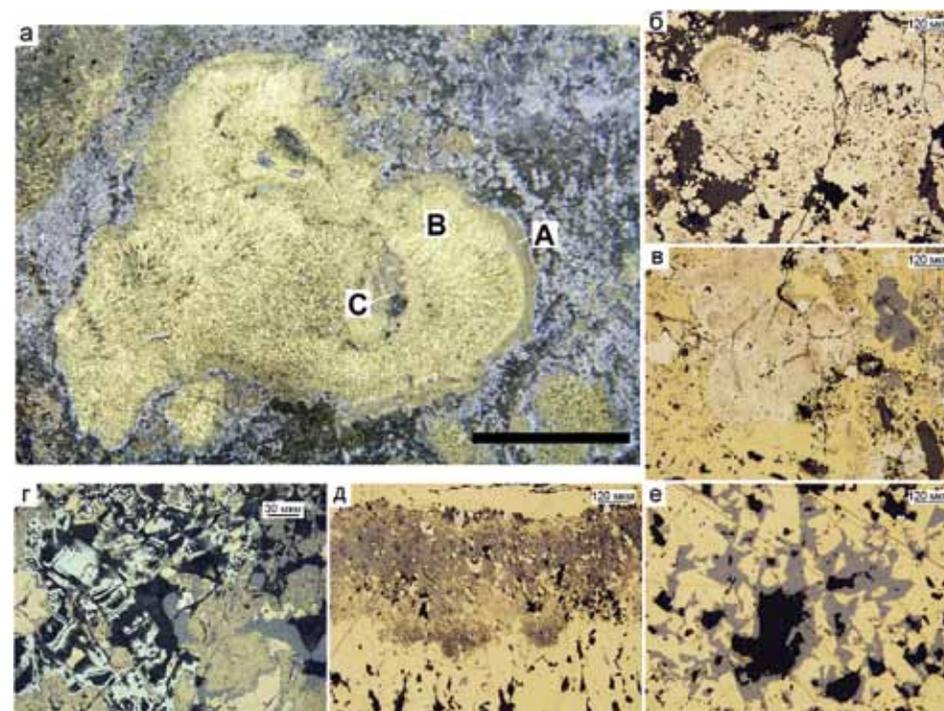


Рис. 6.1.4. Сфалерит-пирит-халькопиритовая труба Николаевского месторождения (Н-07-44): а — внешний вид трубы с зонами: А — наружная часть стенки сфалерит-халькопиритового состава, В — друзовидный халькопирит внутреннего заполнения; С — осевой канал с сфалерит-халькопирит-кварцевым заполнением; б - колломорфный пирит частично перекристаллизованный (зона А); в — реликты почек колломорфного пирита в халькопирите (зона А); г — псевдоморфозы марказита по пирротину, замещение «изокубанита» халькопиритом и обрастание сфалеритом; д — замещение изокубанита сфалеритом и пиритом (подзона В1) с переходом в удлиненные сростки кристаллов халькопирита (внизу — подзона В2); е — последовательное заполнение осевого канала трубки халькопиритом, сфалеритом и кварцем (подзоны В3, С1, С2). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Минеральная зональность трубы соответствует некоторым разновидностям гидротермальных труб черных курильщиков. Несмотря на простоту строения трубы, анализ состава минералов позволяет выявить химическую зональность, характерную для современных черных курильщиков.

Колломорфный пирит содержит наибольший спектр элементов-примесей: Ag, As, Au, Bi, Co, Ni, Mn, Pb, Te, Tl и U. Из этого набора микроэлементов

Таблица 6.1.1

Химический состав сульфидов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Николаевское месторождение, обр. Н-07-44. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	2	1.0	166	44.3	1903	24	0.4	0.14	2866	132	3.9	328
Py2	A	8	0.7	154	46.4	1.6	1.9	0.1	0.04	1550	3.3	3.1	20
		σ	0.7	201	0.2	2.6	3.4	0.2	0.06	773	2.7	3.0	28
Py3	B3	1	2.5	118	45.5	27	4.3	0.2	0.9	2109	16	22	13
Chp	A	4	0.4	5.0	28.0	20	1.3	33.4	0.34	9227	48	0.03	599
		σ	0.6	9.5	1.5	25	1.4	0.5	0.31	6656	38	0.05	215
Chp	B	14	0.3	1.2	30.5	0.4	0.04	34.4	0.09	36	775	0.08	5.4
		σ	0.8	2.7	0.2	1.3	0.05	0.6	0.11	76	400	0.13	4.9
Sph	A3	1	0.01	52	4.6	0.2	0.01	5.2	58.0	3.3	47	0.65	29
Shp	B	4	4.2	14	4.0	36	0.31	4.5	57.9	171	154	37	324
		σ	2.7	6.6	1.2	51	0.28	1.2	2.3	32	48	41	48
Sph	C	2	0.3	50	2.5	255	0.18	2.0	62.0	72	66	18	351
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	2	29	1.8	360	123	2.2	0.5	4.3	174	6206	3020	0.055
Py2	A	8	2.1	0.3	239	0.3	0.22	1.2	0.5	67	637	21	0.004
		σ	3.0	0.3	204	0.8	0.51	1.7	0.4	97	833	40	0.007
Py3	B3	1	63	1.3	262	2.8	0.2	1.0	0.4	129	933	64	0.024
Chp	A	4	267	15	17132	3.1	12	8	7.3	24	5097	524	0.002
		σ	203	28	16910	5.9	22	16	7.6	16	6962	322	0.004
Chp	B	14	10	125	13	15	0.08	0.18	0.03	0.5	134	73	0.003
		σ	7.6	127	19	21	0.14	0.47	0.03	1.0	188	68	0.008
Sph	A3	1	3992	26	53	0.13	0.00	0.02	0.08	0.9	281	102	0.003
Shp	B	4	5788	117	1093	10	0.21	7.3	0.9	4.3	1497	521	0.029
		σ	1165	71	1379	6.0	0.22	3.8	0.3	2.9	460	300	0.033
Sph	C	2	4382	16	2122	4.5	0.07	0.10	1.3	0.5	430	90	0.002

Примечание. Здесь и далее в таблицах к главе 6. n — количество анализов, σ — стандартное отклонение. Пирит: Py 1c — колломорфный, Py2 — ангедраальный и субгедраальный, Py-3 — эвгедраальный; Chp — халькопирит; Sph — сфалерит.

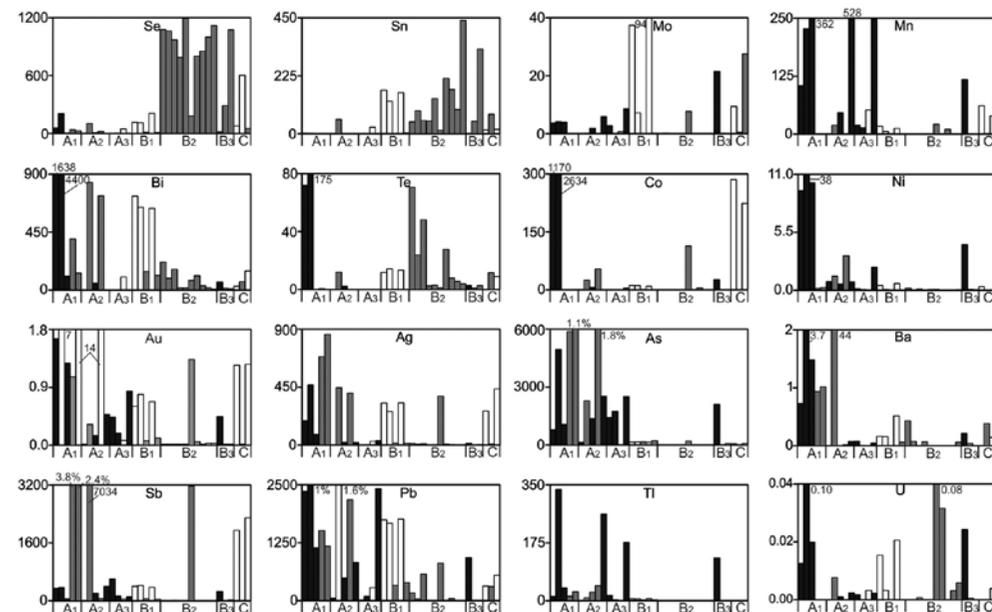


Рис. 6.1.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Николаевское месторождение, обр. Н-07-44.

в субгедраальном пирите, образовавшемся по колломорфной разновидности, в повышенных концентрациях наблюдаются лишь Mn (до 500 г/т) и Tl (до 260 г/т), при минимальных содержаниях Co и Ni (табл. 6.1.1). Это же касается эвгедраального пирита, встречающегося в осевой части канала трубы.

Повышенные содержания примесных элементов характерны также и для халькопирита, образованного по колломорфному пириту (зона А). Этот халькопирит обогащен Ag, As, Au, Ba, Tl и Sb. В нем отмечаются единичные ураганные содержания Pb (до 1.6 мас. %) и W (до 32 г/т). В отличие от гидротермального крустификационного халькопирита, псевдоморфный халькопирит на порядок беднее Se, что свидетельствует в пользу более низких температур его образования [Auclair et al., 1988].

В подзоне B1 Основное количество элементов-примесей концентрируется в сфалерите (Ag, Au, Bi, Te, Pb, Sn). Кроме перечисленных элементов, в мелкозернистом сфалерите присутствуют элементы гидрогенной группы: V (до 6 г/т), W (до 5.5 г/т), Mo (до 94 г/т). Содержания этих элементов возрастают по направлению к оси трубы. Наибольшие концентрации Se (1200 г/т), Te (71 г/т) и Sn (440 г/т) отмечены в крустификационном халькопирите. Друзовидный сфалерит канала отличается постоянным присутствием до 3 мас. % Cu и Fe, что свидетельствует о наличии в нем халькопирита. Для друзовидного сфалерита, локализующегося в осевой части канала трубы, характерны высокие концентрации Co (до 290 г/т), Sb (до 3200 г/т) и Ag (до 440 г/т). Золото (до 14 г/т) концентрируется в сфалерите оболочки трубы (см. табл. 6.1.1, рис. 6.1.5).

Таблица 6.1.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы Николаевского месторождения

Минерал	Зона	n	ЛКК													
			Co	Ni	Bi	Te	U	Tl	Pb	Au	Mn	Ag	As	Fe	Ba	V
Py1c	A1	2	14.5	11.3	9.0	8.2	5.5	5.4	4.5	3.1	3.0	2.2	1.8	1.5	1.4	1.1
Py2	A	8	Mn	Tl	Fe											
Py3	B3	1	Tl	Mo	V	U	Mn	Ni	Fe	As						
Chp	A	4	Sb	Ba	As	Au	Ag	W	Pb	Cu	Bi	Hg				
Chp	B	14	Se	Cu	Sn	Fe	Te									
Sph	A3	1	Zn	Cd	Hg											
Shp	B	4	Cd	Mo	Zn	V	Hg	W	U	Ag	Sn	Bi	Pb			
Sph	C	2	Zn	Hg	Cd	Mo	Ag	Co								

Таким образом, отношения средних содержаний элементов каждой зоны к средним содержаниям тех же элементов в трубе в целом позволяет на полуколичественном уровне выявить главные элементы, определяющие геохимическую зональность трубы (табл. 6.1.2).

Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба (обр. Н-08-1б и Н-08-1в) представляет собой фрагмент некогда большой многоканальной трубы (рис. 6.1.6а). Труба обнаружена в основании слоя брекчий, образующих шлейф вокруг сульфидного холма Крещенской залежи. Труба с максимальным диаметром 14 см имеет овальную форму. Мощность оболочки трубы (зона А) варьирует от 0.5 до 2.5 см. В сечении насчитывается 3 крупных канала диаметром 3–4 см и 5 мелких диаметром 1–2 см. Форма каналов близка к треугольной, что свидетельствует о наклонном направлении течения выходящих флюидов [Масленникова, Масленников, 2007]. Видны следы сингенетичного растрескивания трубы. В строении выделяется несколько зон.

Зона А. Оболочка трубы сложена тремя подзонами. Наиболее наружная подзона А1 состоит из пористого агрегата почковидного колломорфного пирита (рис. 6.1.6), который по направлению к внутренней части слоя постепенно сменяется крупнозернистым дендритовидным и радиально-лучи-

стым марказитом. В марказите присутствуют реликты колломорфного пирита. Контакт со следующей подзоной А2 резкий. В подзоне А2 преимущественное развитие получили пористые агрегаты сфалерита, содержащие многочисленные включения псевдоморфоз марказита по пластинчатым кристаллам гексагонального пирротина (рис. 6.1.6в). Псевдоморфозы марказита по пирротину, как правило, пористые с типичной ячеистой микро-текстурой, указывающей на дефицит серы по отношению к железу [Жабин, 1975]. Некоторые псевдоморфозы марказита по пирротину, в свою очередь, замещены галенитом, сфалеритом или халькопиритом, или служат затравкой для почковидных агрегатов сфалерита и зернистого марказита. Вдоль внешней границы сфалеритового слоя распространены крупные сегрегации галенита. В следующей внутренней подзоне А3 поблизости от границы с зоной В марказит превращен в порфиридные агрегаты эвгедральных и субгедральных кристаллов пирита, образующих подзону А3 (рис. 6.1.6г). Цементирующей массой для кристаллов пирита являются агрегаты сфалерита и халькопирита. Здесь же встречаются кристаллы халькопирита, частично замещенные сфалеритом и галенитом. Изредка в сфалерите подзоны А2-3 встречаются поперечные и продольные каналы — «сателлиты», стенки которых последовательно инкрустированы друзовыми агрегатами кристаллов халькопирита, сфалерита и марказита. Соседние границы между оболочками сросшихся трубок не всегда отчетливые за счет гидротермально-метасоматических преобразований. В большинстве своем продукты преобразований представлены псевдоморфозами халькопирита по колломорфному пириту, ориентировка реликтовых агрегатов которого позволяют определить принадлежность к той или иной трубке. Однако чаще всего границы трубок трассируются радиально расположенными удлиненными кристаллами пирита, очевидно образовавшимися по дендритовидному марказиту. В некоторых случаях сохраняется внутренний сфалеритовый слой, почти не замещенный халькопиритом.

Зона В. Эта зона развита в большинстве каналов. В каждом случае она представляет собой слои друзового халькопирита, инкрустирующие внутренние стенки каналов сросшихся трубок. Очевидно, что эти слои состоят из нескольких зон, иногда переслаивающихся с редкими тонкими слоями сфалерита. Во внешней части халькопиритовой зоны (подзона В1) агрегаты халькопирита мелкозернистые с включениями эвгедрального пирита. Иногда слой почти полностью сложен коричневой разновидностью ПТР халькопирит-сфалеритового ряда, напоминающего по составу цинкистый «изокубанит». Нередко халькопирит характеризуется причудливо переплетающимися ажурными агрегатами. При внимательном рассмотрении обнаруживается, что элементами этих структур являются удлиненные почковидные «веточки» халькопирита и обросшие вокруг исчезнувших пластинчатых кристаллов. Судя по реликтовым выделениям, последние являются псевдоморфозами пирита и халькопирита по пирротину. Вокруг таких веточек и граней кристаллов халькопирита локализуются наросты сфалерита, заполнившие

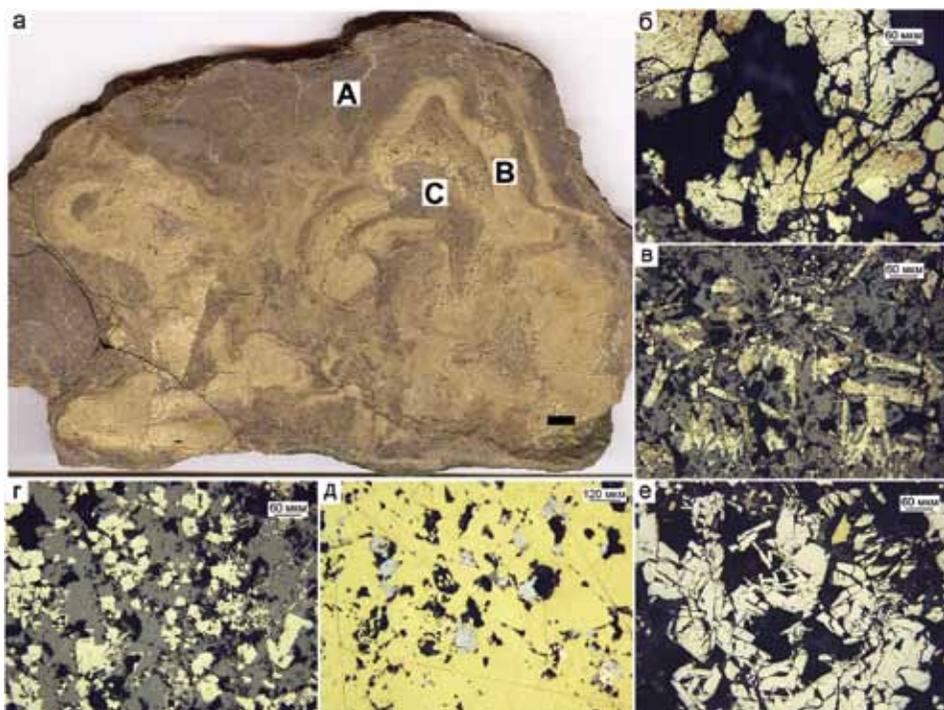


Рис. 6.1.6. Многоканальная пирит-сфалерит-халькопиритовая труба, Николаевское месторождение, обр. Н-08-1: а — поперечный срез трубы: зона А — пирит-сфалеритовая оболочка, зона В — халькопиритовая крустификация, зона С — сфалерит-пиритовое заполнение осевой части канала трубы; б — дендритовидный колломорфный пирит; в — псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина в сфалерите (подзона А2); г — эвгедральные кристаллы пирита с включениями псевдоморфоз пирита по пирротину (подзона А3); д — включения галенита (серый) и эвгедрального пирита (белый) в халькопирите (зона В); е — параморфозы пирита по марказиту (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

интерстиции. Выделяются две разновидности сфалерита: ранняя — с халькопиритовой болезнью и поздняя — лишенная существенного количества минеральных примесей. Вдоль границы со следующей подзоной концентрируется вкрапленность галенита (рис. 6.1.6д). В средней части слоя преобладает крупнозернистый халькопирит, представленный типичными копьевидными кристаллами. Примеси других минералов в этом слое присутствуют в незначительных количествах. По мере перехода к внутренней границе халькопиритового слоя нарастает количество эвгедральных кристаллов пирита, появляется обильный галенит с включениями теннантита, а также вкрапленники энэргита и дигенита в ассоциации с ковеллитом. Иногда встречаются псевдоморфозы кварца по кубическим кристаллам неизвестного минерала.

Зона С. Осевые части каналов некоторых трубок заполнены единичными кристаллами халькопирита, сфалеритом и субгедральными кри-

сталлами марказита, иногда кварцем. В осевых частях каналов некоторых трубок преобладает марказит (рис. 6.1.6е), в других сфалерит. Грани отдельных кристаллов халькопирита частично замещены сфалеритом. В сфалерите встречается тонкая вкрапленность галенита. В некоторых кристаллах марказита в скрещенных николях выявляются ядра пирита.

На местах растрескивания слоев труб образовались сингенетичные жилы, имеющие типичную зональность: стенки жил последовательно инкрустированы кристаллами халькопирита, сфалерита, псевдоморфозами марказита по пирротину, обросшими эвгедральными кристаллами марказита.

Сульфиды каждой минеральной зоны пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы (обр. Н-08-1в) характеризуются своими геохимическими особенностями.

Наиболее обогащенными в оболочке трубы являются колломорфный и апирротиновый пирит, имеющие сходный спектр микроэлементов (As, Au, Ba, Mn, Mo, Pb, Sb, Tl, W). Однако в апирротиновом пирите, который в своем составе имеет примеси Zn (до 5 мас. %) и Cu (до 2 мас. %), микроэлементы присутствуют в повышенных содержаниях. Особенно это относится к такой ассоциации элементов, как Bi (560–3100 г/т), Te (7–31 г/т), Co (1070–6360 г/т), Ni (18–60 г/т) (табл. 6.1.3, рис. 6.1.7). Содержания большинства этих элементов, за исключением Tl, уменьшаются в массивном пирите подзоны А2.

Наименьшая концентрация элементов-примесей характерна для сфалерита оболочки, в котором постоянно присутствуют примеси Fe (до 8 мас. %) и Cu (до 7 мас. %) за счет микровкрапленности халькопирита. Однако в сфалерите наблюдается постоянное присутствие Sn (100–400 г/т) в повышенных количествах и единичные случаи повышенных концентраций Ag (до 330 г/т), U (до 0.08 г/т). Иногда наблюдаются высокие содержания Co (до 113 г/т).

Ассоциация таких элементов, как Bi, Te, Pb, Ag, обнаружена в повышенных концентрациях как в халькопирите (г/т: 600–1420; 15–35; 2500–2 мас. %; 210–680 г/т, соответственно), так и пирите (1100–1600; 17–32; 2–5 мас. %; 400–640 г/т, соответственно) зоны В. Единичные случаи повышенного содержания микроэлементов гидрогенной группы (U до 1.2 г/т, V до 28 г/т, W до 3 г/т) характерны для пирита. Se (до 2300 г/т) и Sn (до 240 г/т) постоянно присутствуют только в халькопирите. Та же ассоциация элементов (Bi 505–1100 г/т, Te 8–31 г/т, Pb 300 г/т — 1 мас. %, Ag — 70–320 г/т), в повышенных концентрациях, наблюдается в марказите зоны С, но к этим элементам добавляются Ba (до 23 г/т) и V (до 19 г/т).

По сравнению с редкими кристаллами эвгедрального пирита и включениями сфалерита, наибольшее обогащение элементами-примесями характерно для халькопирита, в котором присутствует ассоциация Ag (123–1800 г/т), Te (7–46 г/т), Bi (300–4700 г/т), Pb (1400–8900 г/т). Максимальные содержания Se (до 2750 г/т) и Sn (до 510 г/т) характерны только для крустификационного халькопирита стенки трубы.

Таблица 6.1.3

Химический состав сульфидов сфалерит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы,
Николаевское месторождение, обр. Н-08-1б и Н-08-1в.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	6	2.1	451	45.1	70	14	0.1	1.2	3268	20	4.9	199
		σ	1.2	115	0.8	79	11	0.1	0.8	855	17	3.0	279
Py2+Ms	A2	15	3.0	421	45.3	61	7.3	0.04	1.3	2542	93	3.6	70
		σ	4.4	325	1.9	66	4.5	0.03	1.6	1138	156	1.6	60
Py1ap	A2-3	7	3.6	447	43.1	3246	23	0.5	1.6	2573	786	8.1	511
		σ	2.0	310	2.5	2053	16	0.6	1.7	1140	677	2.8	310
Py1f	A2-3	1	4.0	1058	43.0	3669	60	0.7	1.2	3366	165	5.0	689
		σ	1.1	11	18	5.4	68	0.4	5.2	55.5	79	233	2.2
Sph	A2-3	11	11	18	5.4	68	0.4	5.2	55.5	79	233	2.2	159
		σ	1.3	18	1.7	133	0.7	1.8	2.6	123	251	2.8	91
Py3	A3	3	50	11	46.0	4.6	0.1	0.0	0.002	16	13	1.3	14
		σ	2.4	5.6	0.0	3.1	0.0	0.0	0.001	10	1.7	1.3	3
Py3	B	10	13	104	45.3	29	3.8	0.1	0.09	170	210	0.5	187
		σ	8.3	120	1.9	35	10.2	0.2	0.11	220	341	0.7	259
Chp	B1	11	0.05	0.1	30.0	21	0.3	33.8	1.3	15	1368	0.1	139
		σ	0.08	0.2	1.1	66	0.5	1.4	2.2	15	806	0.1	205
Chp	B2	13	0.03	0.2	30.4	0.3	0.2	33.6	0.7	2.2	1990	0.2	310
		σ	0.03	0.5	0.4	0.6	0.15	0.6	0.5	3.4	535	0.3	493
Chp	B3	7	0.02	0.4	30.8	0.8	0.10	33.5	0.9	7.7	1682	0.1	156
		σ	0.03	0.3	0.9	1.9	0.15	0.5	0.7	17	628	0.1	221
Chp	C	3	1.5	1.1	30.3	0.8	0.05	32.2	0.9	52	1578	1.3	108
		σ	2.9	1.4	2.0	1.5	0.01	1.3	0.5	92	399	2.6	175
Sph	B-C	3	1.0	5.6	4.1	8.9	0.09	4.2	59	22	279	1.4	118
		σ	1.6	6.3	3.2	4.3	0.06	4.1	7.6	35	368	1.4	121
Py2+Ms	C	8	10	152	46.0	9.4	1.7	0.0	0.4	617	61	0.9	94
		σ	7.8	195	0.7	15	2.9	0.0	0.7	1100	49	1.3	121
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	6	37	3.5	367	3.2	4.8	1.4	1.4	369	1869	80	0.013
		σ	28	2.0	353	7.2	7.3	1.2	1.6	254	1195	124	0.019
Py2+Ms	A2	15	53	5.1	171	0.2	2.6	2.2	0.7	267	1267	25	0.004
		σ	80	6.7	159	0.4	6.3	1.8	0.5	239	920	27	0.005
Py1ap	A2-3	7	88	22	482	18	46	0.9	1.7	91	4580	1798	0.010
		σ	94	20	328	11	72	0.7	0.8	64	2700	1195	0.007
Py1f	A2-3	1	63	52	798	3.2	5.7	0.8	1.9	224	3171	3099	0.014
		σ	11	2665	256	247	1.1	0.6	0.4	0.21	2.4	4700	73
Sph	A2-3	11	2665	256	247	1.1	0.6	0.4	0.21	2.4	4700	73	0.011
		σ	529	186	289	1.8	0.6	0.5	0.24	3.0	7339	62	0.024

Продолжение таблицы 6.1.3

Py3	A3	3	0.3	0.3	44	0.4	4.4	0.3	0.01	244	289	17	0.002
		σ	0.1	0.1	41	0.1	3.7	0.2	0.00	50	154	1.8	0.000
Py3	B	10	7.4	6.7	21	13	1.2	2.5	0.18	71	10136	479	0.128
		σ	8.4	17	19	11	2.3	3.8	0.20	60	17650	696	0.389
Chp	B1	11	75	155	41	5.9	1.0	0.03	0.02	4.5	3312	260	0.001
		σ	134	80	36	10	2.4	0.03	0.02	13	5656	391	0.001
Chp	B2	13	40	175	7.0	14	0.0	0.02	0.03	0.1	385	858	0.002
		σ	28	81	13	15	0.1	0.01	0.02	0.2	803	1282	0.002
Chp	B3	7	54	244	21	13	0.6	0.2	0.03	0.1	556	378	0.002
		σ	40	144	47	13	1.1	0.4	0.02	0.1	815	596	0.001
Chp	C	3	46	188	102	4.0	0.7	0.3	0.03	1.6	13774	107	0.002
		σ	27	59	189	4.4	0.7	0.6	0.05	3.0	27478	93	0.002
Sph	B-C	3	2656	268	148	1.9	0.3	0.3	0.03	1.1	803	57	0.004
		σ	493	214	209	2.2	0.3	0.4	0.01	1.2	833	83	0.003
Py2+Ms	C	8	20	1.0	68	6.6	4.4	0.7	0.21	106	3826	235	0.013
		σ	46	1.8	120	10.6	7.9	1.1	0.24	95	4872	377	0.022

Примечание. Пирит: Py1c — колломорфный, Py1f — фрамбоидальный, Py1ap — апопиритиновый, Py2 — ангдральный, Py3 — эвгдральный, Py+Ms — параморфоза пирита по марказиту; Chp — халькопирит, Sph — сфалерит.

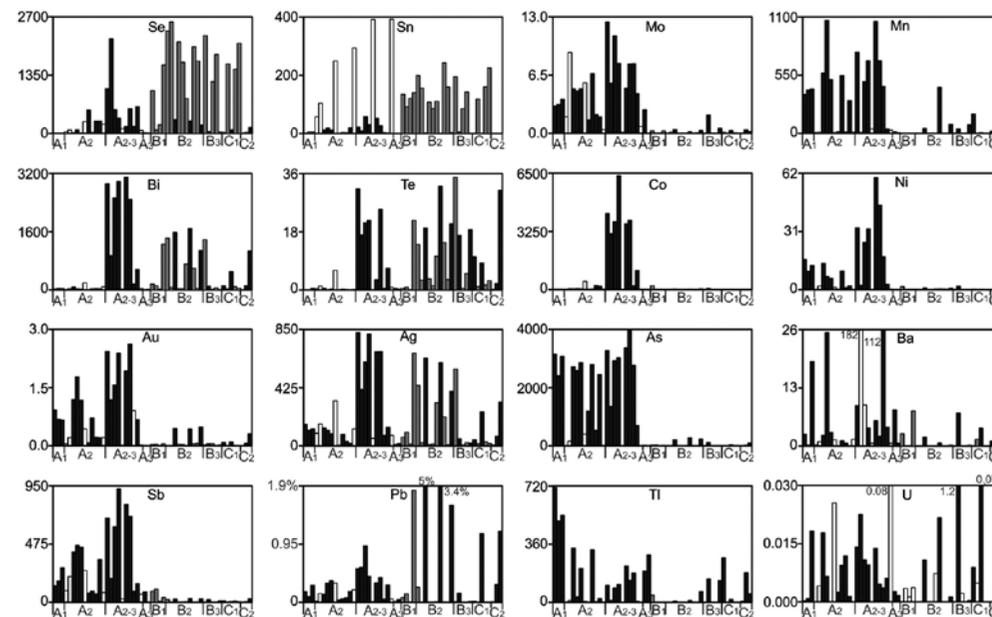


Рис. 6.1.7. Распределение химических элементов (г/г) в стенке сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Николаевское месторождение, обр. Н-08-10в.

Отношения средних содержаний химических элементов в каждой зоне к средним содержаниям по трубе в целом выявляют регрессивный характер химической зональности трубы (табл. 6.1.4). Максимальное количество элементов, характеризующихся повышенными содержаниями элементов низкотемпературной и среднетемпературной ассоциаций, отмечается в оболочке трубы, включающей колломорфный, фрамбоидальный и апопирротинный разновидности пирита. Ближе к каналу доминируют элементы высокотемпературной ассоциации (Se, Sn, Bi, Te), иногда в сочетании с элементами водородной ассоциации (V, U, W). Интересно, что наряду с традиционными элементами, изоморфно входящими в структуру сфалерита (Cd, Hg), этот минерал концентрирует Sn.

Таблица 6.1.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Николаевское месторождение, обр. Н-08-10

Минерал	Зона	ЛКК																		
		Tl	As	Au	Ni	Mn	Sb	Mo	W	Hg	Fe	Ag	Ba							
Py1	A1	3.9	3.7	3.5	2.9	2.8	2.5	2.4	1.8	1.5	1.3	1.1	1.0							
		As	W	Tl	Mn	Mo	Au	Hg	Ni	Fe	Sb									
Py2	A2	2.9	2.8	2.8	2.7	1.8	1.7	1.6	1.5	1.3	1.2									
		Co	Ba	Ni	Bi	Au	Mo	Sb	As	Mn	Ag	Te	Fe	Pb	W	Se	Tl			
Pyар	A2-3	11.0	9.5	4.7	4.3	4.2	4.0	3.3	2.9	2.8	2.7	2.4	1.3	1.3	1.2	1.1	1.0			
		Ni	Co	Bi	Mn	Sb	Au	As	Ag	Mo	Tl	Fe	Ba	W						
Py1f	A2-3	12.5	12.4	7.4	6.7	5.5	4.9	3.8	3.7	2.5	2.4	1.3	1.2	1.1						
		Cd	Zn	Hg	V	Sn	Sb	Pb	Mo											
Sph	A2-3	6.0	6.0	2.9	2.4	2.4	1.7	1.3	1.1											
		V	Tl	Fe																
Py3	A3	10.9	2.6	1.4																
		U	W	Pb	V	Te	Fe	Bi	Ag											
Py3	B	6.9	3.3	2.8	2.8	1.8	1.3	1.1	1.0											
		Cu	Se	Sn																
Chp	B1	2.7	1.9	1.4																
		Se	Cu	Bi	Te	Ag	Sn													
Chp	B2	2.7	2.7	2.1	2.0	1.7	1.6													
		Cu	Se	Sn	Te															
Chp	B3	2.6	2.3	2.3	1.8															
		Pb	Cu	Se	Sn															
Chp	C	3.8	2.5	2.2	1.7															
		Zn	Cd	Hg	Sn	Sb														
Sph	B-C	6.3	6.0	3.9	2.5	1.0														
		V	Fe	Tl	Pb	Mn														
Ms	C	2.3	1.4	1.1	1.1	1.0														

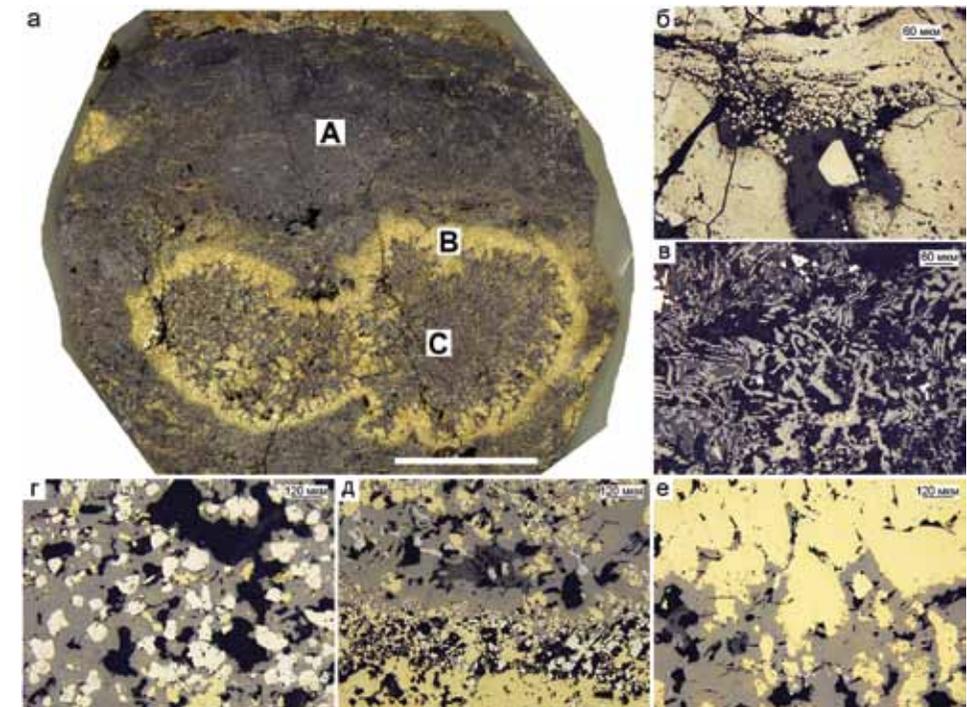


Рис. 6.1.8. Пирит-халькопирит-сфалеритовая труба, Николаевское месторождение, обр. Н-08-86: а — внешний вид трубы с зонами: А — пирит-сфалеритовая оболочка, В — халькопирит-сфалеритовый канал; б — фрагменты наружной части оболочки в виде колломорфного пирита, частично преобразованного в суб- и эвгедральный пирит; в — сфалерит ячеистой структуры в оболочке; г — субгедральный пирит в сфалеритовом цементе оболочки; д — граница оболочки (сверху) с друзовидным халькопиритом (внизу), выделения голубого цвета — галенит; е — кристаллы друзовидного халькопирита на контакте с сфалеритовым каналом, в сфалерите — «халькопиритовая болезнь». а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

(рис. 6.1.8г). На границе с халькопиритовой зоной доминируют кристаллы пирита, галенита и агрегаты гидротермального сфалерита с кварцем в интерстициях (рис. 6.1.8д). Кристаллы пирита встречаются только во внешней части (подзона В1) слоя халькопирита, относящегося к зоне В. В сторону осевых частей каналов трубы нарастает количество и размеры кристаллов крустификационного друзового халькопирита. В зоне С сфалерит содержит тонкую вкрапленность халькопирита и микровключения галенита (рис.6.1.8.е).

Колломорфная и фрамбоидальная разновидности пирита подзоны А1 характеризуются наибольшими содержаниями и обширным спектром элементов-примесей (г/т): Mn (до 880), Ni (до 39), As (до 6000), Ag (до 520), Au (до 7), Sb (до 520), W (до 8), Tl (до 870), Pb (до 3400). Концентрации большинства из них резко уменьшаются в эвгедральном пирите подзоны А2–3 (табл. 6.1.5, рис. 6.1.9).

Таблица 6.1.5

Химический состав сульфидов пирит-халькопирит-сфалеритовых труб,
Николаевское месторождение, обр. Н-08-8б, Н-07-10г, Н-07-09а
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	14	1.5	588	45.4	267	39	0.2	0.3	3653	26	5.5	403
		σ	0.7	196	0.7	493	25	0.1	0.3	1584	23	3.9	252
Py1f	A1	5	5.6	840	44.4	877	39	0.4	0.8	3798	306	19	182
		σ	4.5	1053	1.9	682	32	0.8	1.1	2586	381	7.9	144
Py2	A2	14	1.2	422	45.1	394	7.1	0.03	0.7	2564	280	9.0	61
		σ	1.1	488	0.7	700	7.7	0.02	0.7	1102	469	8.5	77
Sph	A	30	0.2	40	4.6	32	0.6	4.8	57.2	30	180	7.3	113
		σ	0.3	34	1.7	43	1.8	1.7	3.0	45	167	24	136
Py3	A3	6	0.9	180	46.3	8.7	0.2	0.02	0.01	3574	14	0.7	16
		σ	0.5	68	0.4	12.1	0.2	0.02	0.03	1002	7.0	0.8	13
Chp	A	6	0.01	0.1	29.1	5.0	0.1	32.6	3.0	26	876	1.1	68
		σ	0.02	0.2	2.6	7.3	0.1	2.3	3.8	32	159	2.6	68
Py3	B	3	0.002	1.6	46.2	345	9.2	0.1	0.1	0	1990	0.10	21
		σ	0.000	1.2	0.6	457	15.1	0.1	0.0	0	295	0.00	5.6
Sph	B	3	0.05	25	5.1	31	0.1	6.0	55.3	10	283	0.7	56
		σ	0.07	28	0.6	6.5	0.1	0.8	2.0	16	113	0.8	34
Chp	B	17	0.2	1.5	31.0	306	0.3	33.2	0.5	489	1325	0.7	108
		σ	0.4	4.7	2.2	1248	0.8	2.8	0.6	1848	555	1.6	124
Chp	C	3	1.0	11	37.8	4713	3.6	24.4	0.4	8167	1964	0.4	481
		σ	0.5	6.4	2.3	822	0.7	2.4	0.4	1349	274	0.2	72
Sph	C	23	0.04	72	4.4	54	0.0	5.1	57.0	87	194	3.8	178
		σ	0.09	55	1.4	40	0.0	1.6	3.0	204	145	6.9	250

Продолжение таблицы 6.1.5

Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Ms	C	4	0.5	284	44.6	986	1.6	1.3	0.1	2264	484	2.6	81
		σ	0.4	298	2.5	733	2.4	2.5	0.1	738	349	1.3	51
Py1ap	C	4	0.6	264	45.5	549	1.2	0.04	0.5	4741	37	2.2	66
		σ	0.3	82	0.7	161	0.5	0.01	0.4	2044	16	2.1	44
Py2	C	4	0.2	367	46.2	2.3	0.02	0.01	0.02	2612	2.2	0.3	9.1
		σ	0.1	212	0.4	2.6	0.04	0.00	0.03	669	0.6	0.1	9.0
Py1c	A1	14	13	3.5	751	3.4	4.4	2.5	3.7	280	2935	311	0.070
		σ	19	3.2	684	6.2	3.7	2.5	2.6	251	1966	381	0.125
Py1f	A1	5	52	16	432	2.2	1.1	4.4	2.9	106	2707	201	0.059
		σ	68	24	230	2.3	1.1	5.6	2.5	127	1626	175	0.066
Py2	A2	14	15	2.2	361	0.6	0.5	3.2	0.9	168	2951	87	0.030
		σ	16	2.9	626	1.3	0.6	5.8	0.6	210	5611	166	0.061
Sph	A	30	2713	84	416	0.4	58	0.5	0.20	1.0	2291	51	0.012
		σ	887	93	899	0.5	314	2.4	0.36	1.2	4818	66	0.038
Py3	A3	6	0.8	0.10	102	0.1	0.3	1.8	0.62	169	366	4.5	0.001
		σ	1.6	0.14	106	0.1	0.3	1.7	0.49	140	299	6.5	0.001
Chp	A	6	163	91	70	0.7	0.0	0.017	0.07	0.5	1927	38	0.002
		σ	185	63	124	1.6	0.0	0.010	0.07	0.8	4493	66	0.002
Py3	B	3	11	40	0.5	0.7	0.3	0.009	0.02	0.0	8.6	6.7	0.001
		σ	3.6	13	0.5	0.2	0.3	0.002	0.02	0.0	6.4	8.2	0.000
Sph	B	3	2285	97	38	0.7	0.3	0.112	0.07	0.4	1543	108	0.001
		σ	367	111	56	0.3	0.4	0.176	0.04	0.5	1921	77	0.000
Chp	B	17	26	123	60	17	0.7	0.018	0.08	3.1	2434	448	0.002
		σ	32	83	154	21	1.5	0.026	0.28	12	6863	607	0.003
Chp	C	3	53	121	705	24	1.0	0.067	1.19	54	7803	1747	0.010
		σ	38	11	139	4.8	0.6	0.038	0.36	14	880	408	0.016
Sph	C	23	2871	44	866	0.2	0.1	0.033	0.36	0.8	794	79	0.002
		σ	1008	46	1669	0.3	0.1	0.108	0.57	1.8	1277	72	0.001
Ms	C	4	5.8	6.3	315	3.6	0.2	70	1.4	39	3673	315	0.140
		σ	4.7	10.9	130	4.8	0.1	140	0.4	58	2361	213	0.261
Py1ap	C	4	8.9	2.7	416	0.9	0.8	1.3	3.3	12	1960	223	0.098
		σ	4.7	2.5	161	0.8	0.7	1.2	0.4	12	1116	172	0.106
Py2	C	4	1.2	0.2	494	0.0	0.3	0.10	1.6	55	419	0.8	0.005
		σ	2.0	0.2	185	0.0	0.2	0.06	1.7	64	531	1.1	0.003

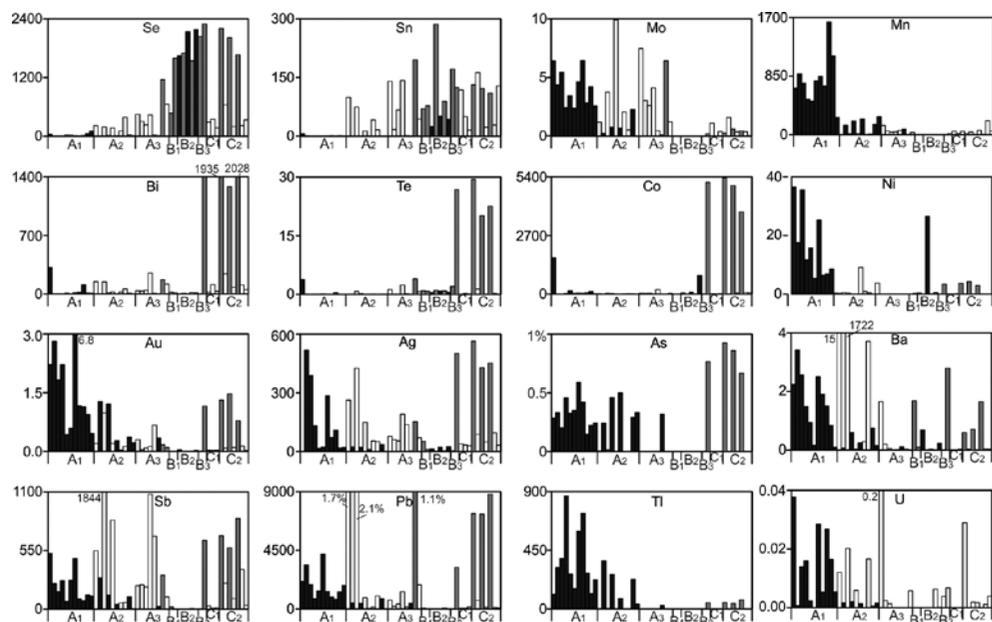


Рис. 6.1.9. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Николаевское месторождение, обр. Н-08-8б.

Сфалерит, широко развитый в подзонах А1 и А2, как и колломорфный пирит, обогащен многими микроэлементами: Ag, Ba, Mo, Pb, Sb, Sn, U. При этом содержания таких элементов, как Ba и Pb, являются более высокими (достигая иногда ураганных концентраций) в средней части оболочки (1722 г/т; 2 мас. %, соответственно).

Эвгдральный пирит обогащен Sn, но в меньшем количестве (до 51 г/т), чем это наблюдается в самом халькопирите (до 290 г/т), и Se, приблизительно одинаковой концентрации с халькопиритом (до 2200 г/т и до 2300 г/т, соответственно). Кроме того, в эвгдральном пирите наблюдаются повышенные содержания Co (100–870 г/т) и умеренные содержания Ni (0.6–27 г/т).

Крустификационный халькопирит зоны В имеет такие же высокие содержания Se, что и халькопирит пирит-сфалеритовых труб. Другие микроэлементы присутствуют в минимальных количествах. Однако в осевых частях каналов трубы (зона С) халькопирит обогащен Ag, As, Au, Bi, Co, Pb, Sb, Se, Sn, Te и V. Спектр элементов-примесей не менее богатый, чем в колломорфном пирите оболочки.

В сфалерите канала, как и в оболочке, постоянно присутствуют примеси Fe (до 7 мас. %) и Cu (до 8 мас. %) за счет многочисленных микровключений халькопирита. Видимо, поэтому для сфалерита характерна та же ассоциация микроэлементов (Ag, Sb, Sn, Se), что и в соседних кристаллах халькопирита.

Судя по распределению максимальных локальных коэффициентов концентрации, рассчитанных традиционным способом, геохимическая зональность имеет регрессивно-прогрессивный характер (табл. 6.1.6). Максималь-

ные концентрации и обширные спектры химических элементов тяготеют к наружной части оболочки трубы и к осевому каналу, локализуясь в колломорфном пирите и халькопирите, соответственно. В том числе в осевой части канала разнообразные элементы концентрируются в марказите и в псевдоморфозах пирита по пирротину.

Таблица 6.1.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие идеальную геохимическую зональность пирит- халькопирит-сфалеритовых труб, Николаевское месторождение, обр. Н-08-8б, Н-07-10г, Н-07-09а

Минерал	Зона	ЛКК													
		Ni	Tl	Au	Mn	U	Ag	As	V	Fe	Sb	Bi	Pb	Mo	
Py1c	A1	5.7	4.4	4.0	3.0	3.0	2.8	2.4	2.3	1.8	1.7	1.7	1.4	1.1	
Py1f	A1	V	Ni	Mn	Mo	Au	Co	As	U	Fe	Tl	W	Pb	Ag	Bi
Py2	A2	8.6	5.8	4.4	4.0	3.1	2.8	2.5	2.5	1.7	1.7	1.4	1.3	1.3	1.1
Sph	A	Tl	Mn	Mo	V	Fe	As	Pb	U	Co	W	Ni			
Py3	A3	2.7	2.2	1.9	1.8	1.7	1.7	1.4	1.3	1.3	1.1	1.1			
Chp	A	Ba	Zn	Cd	Hg	Sn	Mo	Pb							
Py3	B	4.3	2.4	2.3	2.3	1.6	1.5	1.1							
Sph	B	Tl	As	Fe	V										
Chp	B	2.7	2.4	1.8	1.5										
Sph	B	Cu	Se	Sn	Fe										
Chp	B	4.0	2.1	1.8	1.1										
Chp	C	4.7	1.8	1.4	1.1										
Sph	C	Zn	Cd	Sn	Hg										
Chp	C	2.3	2.0	1.9	1.7										
Chp	C	Te	Cu	Se	Sn	Bi	Fe	Pb							
Sph	C	4.9	4.1	3.1	2.4	2.4	1.2	1.2							
Ms	C	Co	Bi	Te	As	Se	Pb	Ag	Cu	Sn	Sb	V	Fe	Au	
Py1ap	C	15.0	9.3	7.0	5.5	4.6	3.8	3.4	3.0	2.4	1.6	1.5	1.5	1.3	
Sph	C	Cd	Zn	Sb	Hg	Ag									
Ms	C	2.5	2.4	2.0	1.8	1.2									
Py2	C	W	U	Co	Pb	Fe	Bi	As	Mn	Au	Se				
Py2	C	22.7	6.0	3.1	1.8	1.7	1.7	1.5	1.5	1.4	1.1				
Py2	C	U	Au	As	Fe	Co	Mn	Bi							
Py2	C	4.2	3.5	3.2	1.8	1.7	1.4	1.2							
Py2	C	Mn	Fe	As	Au	Sb									
Py2	C	1.9	1.8	1.7	1.7	1.1									

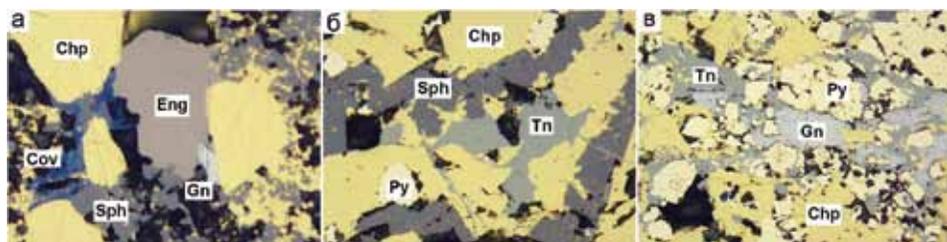


Рис. 6.1.10. Энаргит, ковеллин, теннантит и галенит в гидротермальных трубах Николаевского месторождения: а — энаргит (Eng) в интерстициях кристаллов халькопирита (Chp) в ассоциации со сфалеритом (Sph), ковеллином (Cov) и галенитом (Gn); б — теннантит (Tn) в интерстициях кристаллов халькопирита (Chp) и сфалерита (Sph), а также в виде прожилков; в — прожилки теннантита (Tn) и галенита (Gn) в халькопирите (Chp) в ассоциации с эвгедральным пиритом (Py). Отраженный свет.

6.1.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенным минералом в трубах является галенит, который ассоциирует как с халькопиритом, так и со сфалеритом. Более редкие минералы представлены энаргитом, ковеллином и теннантитом (рис. 6.1.10).

В халькопиритовых и пирит-халькопиритовых фрагментах труб встречается парагенезис энаргита, ковеллина, маложелезистого сфалерита и галенита — минералов выполняющих интерстиции между кристаллами халькопирита (рис. 6.1.10а). Аналогичный парагенезис установлен в пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) [Масленникова, Масленников, 2007]. Энаргит Николаевского месторождения так же, как и энаргит Сафьяновского месторождения, в качестве значительной примеси содержит Fe и Zn (табл. 6.1.7). Учитывая дефицит As и Sb в формулах, рассчитанных на четыре единицы серы, предполагается возможность гетеровалентного изоморфизма по схеме $Zn^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow As^{5+}$.

Таблица 6.1.7

Состав энаргита (мас. %) в палеогидротермальных трубах Николаевского месторождения

Fe	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	Формула
Н-07-13а							
2.09	45.48	0.08	0.54	18.06	32.14	98.38	$Cu_{2.86}Fe_{0.15}(As_{0.96}Sb_{0.02})_{0.98}S_4$
1.91	46.07	<0.070	0.50	18.55	32.50	99.54	$Cu_{2.86}Fe_{0.13}(As_{0.98}Sb_{0.02})_{0.99}S_4$
1.12	46.62	0.09	0.27	19.16	32.54	99.8	$Cu_{2.89}(Fe_{0.08}Zn_{0.01})_{0.09}(As_{1.01}Sb_{0.01})_{1.02}S_4$
1.39	46.06	0.24	0.33	19.23	33.28	100.53	$Cu_{2.79}(Fe_{0.10}Zn_{0.01})_{0.10}(As_{0.99}Sb_{0.01})_{1.00}S_4$
1.68	45.90	0.14	0.39	18.45	32.36	98.91	$Cu_{2.86}(Fe_{0.12}Zn_{0.01})_{0.13}(As_{0.98}Sb_{0.01})_{0.99}S_4$
Н-07-10е							
1.50	47.00	<0.070	<0.074	19.50	32.0	100.00	$(Cu_{2.96}Fe_{0.11})_{3.07}As_{1.04}S_4$

Примечание. Mn < 0.04, Ag < 0.1, Hg < 0.26, Bi < 0.29, Se < 0.14, Te < 0.072. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН.

Ковеллин, образующий агрегаты субгедральных кристаллов так же, как и энаргит, содержит Fe в значимых количествах — $(Cu_{0.94}Fe_{0.05})_{0.99}S$. Сингенетичный ковеллин, ассоциирующий с галенитом и энаргитом распространен в гидротермальных трубах Сафьяновского, Яман-Касинского и Валенторского колчеданных месторождений на Урале [Масленникова, Масленников, 2007]. Обилие энаргита и сингенетичного ковеллина отражает повышение фугитивности серы по сравнению с условиями формирования теннантита [Еремин, 1983].

Иногда в трубах появляется теннантит, похожий по анализам на энаргит [Масленников и др. 2015]. Теннантит хорошо отличается от энаргита зеленовато-серой окраской, отсутствием парагенезиса с ковеллином, и более высокими содержаниями Fe и Zn, содержащихся примерно в равных атомных количествах (табл. 6.1.8). В пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах Николаевского месторождения гидротермальные кристаллы халькопирита и сфалерита нередко срastaются с теннантитом. В отличие от предыдущего случая, сфалерит содержит обильную эмульсионную вкрапленность халькопирита (см. рис. 6.1.10б). Однако чаще теннантит в ассоциации с галенитом образует более поздние прожилки в пирит-халькопиритовых агрегатах труб (см. рис. 6.1.10в). Теннантит характеризуется низкими содержаниями большинства химических элементов, обычно изоморфно входящих в состав теннантита (табл. 6.1.8).

Таблица 6.1.8

Состав теннантита (мас. %) в палеогидротермальных трубах Николаевского месторождения

Fe	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	Формула
Н-07-60							
2.27	41.77	6.21	0.79	20.13	27.76	98.92	$Cu_{9.87}(Fe_{0.61}Zn_{1.43})_{2.04}(As_{4.04}Sb_{0.10})_{4.13}S_{13}$
2.45	41.89	5.96	0.82	20.43	28.15	99.71	$Cu_{9.76}(Fe_{0.65}Zn_{1.35})_{2.00}(As_{4.04}Sb_{0.10})_{4.14}S_{13}$
2.51	42.26	5.92	0.23	20.61	28.10	99.63	$Cu_{9.87}(Fe_{0.67}Zn_{1.34})_{2.01}(As_{4.08}Sb_{0.03})_{4.11}S_{13}$
2.07	41.54	6.41	<0.074	21.08	27.73	98.82	$Cu_{9.83}(Fe_{0.56}Zn_{1.47})_{2.03}As_{4.23}S_{13}$
2.74	42.08	5.66	0.87	20.43	28.32	100.11	$Cu_{9.75}(Fe_{0.72}Zn_{1.27})_{2.00}(As_{4.01}Sb_{0.11})_{4.12}S_{13}$
2.4	42.37	5.84	<0.074	21.11	28.77	100.48	$Cu_{9.66}(Fe_{0.62}Zn_{1.29})_{1.92}As_{4.08}S_{13}$
3.06	41	5.8	0.62	20.82	27.52	98.82	$Cu_{9.77}(Fe_{0.83}Zn_{1.34})_{2.17}(As_{4.21}Sb_{0.08})_{4.29}S_{13}$
4.12	40.71	5.09	<0.074	21.68	27.93	99.53	$Cu_{9.56}(Fe_{1.10}Zn_{1.26})_{2.26}As_{4.32}S_{13}$
3.9	41.32	5.44	<0.074	21.26	28.32	100.24	$Cu_{9.57}(Fe_{1.03}Zn_{1.22})_{2.25}As_{4.18}S_{13}$
3.2	41.79	5.21	0.50	20.81	28.29	99.79	$Cu_{9.69}(Fe_{0.84}Zn_{1.17})_{2.02}(As_{4.09}Sb_{0.06})_{4.15}S_{13}$
3.21	41.53	5.27	0.44	20.70	27.78	98.93	$Cu_{9.81}(Fe_{0.86}Zn_{1.21})_{2.07}(As_{4.15}Sb_{0.05})_{4.20}S_{13}$
Н-07-68							
4.41	41.02	5.03	<0.074	20.66	28.33	99.45	$Cu_{9.50}(Fe_{1.16}Zn_{1.13})_{2.29}As_{4.06}S_{13}$
4.15	41.27	5.06	<0.074	20.62	27.90	99.01	$Cu_{9.30}(Fe_{1.11}Zn_{1.16})_{2.27}As_{4.11}S_{13}$
4.11	41.2	4.56	<0.074	20.84	28.02	98.72	$Cu_{9.65}(Fe_{1.09}Zn_{1.04})_{2.13}As_{4.14}S_{13}$
3.72	41.66	4.88	<0.074	20.59	28.23	99.08	$Cu_{9.68}(Fe_{0.98}Zn_{1.10})_{2.09}As_{4.06}S_{13}$
3.95	41.61	4.96	0.25	20.7	28.89	100.37	$Cu_{9.45}(Fe_{1.02}Zn_{1.09})_{2.12}(As_{3.99}Sb_{0.03})_{4.02}S_{13}$
3.81	40.87	4.83	1.38	19.88	28.07	98.84	$Cu_{9.55}(Fe_{1.01}Zn_{1.10})_{2.11}(As_{3.94}Sb_{0.17})_{4.11}S_{13}$
4.05	42.08	4.79	0.10	20.57	28.19	99.78	$Cu_{9.79}(Fe_{1.07}Zn_{1.08})_{2.16}(As_{4.06}Sb_{0.01})_{4.07}S_{13}$

Примечание. Mn < 0.04, Ag < 0.1, Hg < 0.26, Bi < 0.29, Se < 0.14, Te < 0.072. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН.

6.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] для всей совокупности анализов сульфидов гидротермальных труб рассчитаны минерально-геохимические ассоциации: I (Zn+Cd+Hg) + Ba + II (Pb+Ag+ Au+Ni+Mn+Tl+Fe+As+Sb) — Mo — III (W+V+U+Ti) — IV (Co+Bi+Te) + V (Se+Cu+Sn). Первая ассоциация соответствует сфалериту, вторая — колломорфному пириту, вероятно, обогащенному микропримесями галенита, самородного золота и блеклых руд. В третью ассоциацию входят элементы литогенно-водородной группы, более характерные для колломорфного пирита. Четвертая ассоциация объединяет элементы, характерные для псевдоморфоз пирита по кристаллам пирротина. Формы вхождения этих элементов из-за сажистой структуры пирита не определены. К пятой ассоциации относится халькопирит с соответствующими изоморфными примесями.

Каждый минеральный тип гидротермальных труб характеризуется своими минералогическими ассоциациями (табл. 6.1.9). Наиболее устойчивыми являются ассоциации, характерные для сфалерита (Zn+Cd+Hg) и халькопирита (Sn+Cu+Se). Хотя теллуриды висмута не обнаружены, следующей по встречаемости является ассоциация Bi-Te, к которой в разных разновидностях труб чаще всего добавляется Ag, реже другие элементы, характеризующие парагенезис с халькопиритом (Se, Cu, Sn), галенитом (Pb) и пиритом (Co, Ni, As), а также его водородной составляющей (V, U).

Таблица 6.1.9

Минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные для различных минеральных типов гидротермальных труб Николаевского месторождения

Номер образца	Минеральный состав	Ассоциации
Н-07-44	Халькопирит> пирит> сфалерит	I (Zn+Cd+Hg) + II (Mo+V) — III (W+As+Au) + IV (Ag+Sb) — V (Se+Cu+Sn) — VI (Fe+Tl+Mn) + VII (Ni+Bi+Te+U) + VIII (Pb+Ba)
Н-08-1в	Халькопирит>сфалерит> пирит	I (Zn+Cd+Hg) + II (Sn+Cu+Se) — III (Ni+Au+Sb+Co) + IV (Bi+Ag+Te+Pb) — V (Fe+Tl+W) + VI (As+Mn+Mo) — Ba — U — V
Н-08-1б		I (Zn+Cd+Hg) + II (Tl+As+Mn) + III (Au+U+Ba) + IV (Ni+Co+Sb+Pb) — Mo — V (Fe+W+V) — VI (Ag+Bi+Te) + VII (Se+Cu+Sn)
Н-07-10г	Сфалерит>халькопирит> пирит	I (Cd+Zn+Hg) — II (Sn+Cu+Te+Bi) + III (Ag+Ba) + IV (Ni+Au+As+Fe) + V (Co+Pb) + VI (Mo+V+Mn+Tl) — W — Se — Sb — U
Н-08-8б		I (Cd+Zn) + II (Hg+Ba) + III (Sb+Pb) + IV (Ag+Bi+Te+Co+As+V) + V (Tl+Au) + VI (Mn+W) — VII (Fe+Ni) — VIII (Mo+U) — IX (Sn+Cu+Se)
Н-07-9а	Сфалерит>пирит> халькопирит	I (Sb+Ag) + II (Cd+Zn+Hg) — Co — III (Mn+As+Tl+Ni+Fe+V+U+Mo) — IV (Te+Sn+Se+Cu+Bi) — V (Pb+Ba) — W — Au

Расчеты по всей выборке анализов пирита гидротермальных труб дают следующие минерально-геохимические ассоциации: I (Zn+Cd) + II (Cu+Ag+Bi+Co) + III (Sn+Se) + Ba + IV (Tl+Hg+Tl) + V (As+Au+Sb) + VI (Mo+Ni+Mn+W) — Fe — U — VII (Te+Bi) — V. Первая ассоциация принадлежит микровключениям сфалерита, третья — халькопириту, пятая — золото-блекловорудному парагенезису, сосредоточенному, возможно, в колломорфном пирите. Вторая ассоциация, скорее всего, представляет апопирротинный пирит, обычно более богатый Cu, Co, Bi, Ag, чем другие разновидности пирита. Четвертая и шестая ассоциации, вероятно, принадлежат колломорфной и фрамбоидальной разновидностям пирита. Корреляция Bi с Te наводит на мысль о присутствии пока еще не обнаруженных микровключений теллуридов висмута. Судя по значительным вариациям содержаний Te (0–175 г/т) и Bi (0–4403 г/т), такие теллуриды могли бы присутствовать. Однако высокие концентрации Bi, по сравнению с содержаниями Te, не исключают наличия и других минералов висмута (например, самородного висмута, висмутина или виттихенита).

Для выборки, представленной анализами халькопирита и изокубанита, рассчитаны следующие ассоциации: I (Ni+Tl+As+Au) + W + II (Hg+Cd+Zn) + III (Mo+Pb+V) + IV (Mn+Co+Fe) + V (Bi+Ag+Te) + VI (Se+Sn) — Ti — U — Cu — Sb — Ba. Высокие содержания золота в псевдоморфном халькопирите, содержащем реликты колломорфного пирита, а значит и повышенные содержания Tl, Ni и As, предопределили появление первой минерально-геохимической ассоциации. Вторая ассоциация соответствует микровключениям сфалерита. Третья ассоциация связана с галенитом. Четвертая ассоциация принадлежит микровключениям пирита, шестая — изоморфной примеси Sn и Se в структуре халькопирита. Особый интерес представляет пятая ассоциация, еще раз указывающая на устойчивую связь Te не только с Bi, но и с Ag. Это открывает перспективы находок соответствующих теллуридов в халькопирите.

Расчеты по выборке анализов сфалерита дают следующий ряд ассоциаций: I (Sb+Ag+Au+As+Tl) + II (Bi+Te+V) + III (W+Cd) — IV (Se+Cu+Fe) — V (Ba+Pb) + VI (Hg+Zn) — Co — VII (Ni+U) — Sn — Mn — Mo. Первая ассоциация принадлежит золото-блекловорудному парагенезису, четвертая — тонкой вкрапленности халькопирита. Во второй ассоциации сохраняется устойчивая загадочная связь Te и Bi. Парагенезис барита и галенита отражается в пятой ассоциации. Остальные ассоциации связаны с изоморфными примесями в сфалерите.

6.1.6. Минералогическо-геохимические и генетические особенности. Николаевское медно-цинково-колчеданное месторождение, в отличие от других месторождений Рудного Алтая, залегает над риолит-черносланцевой толщей, которая была подвергнута интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованиям [Старостин и др., 1977].

По минеральной зональности и микротекстурам трубы Николаевского месторождения почти не отличаются от труб черных курильщиков СОХ.

Как в тех, так и в других наружная часть (подзона А1) оболочки трубы чаще всего сложена колломорфным пиритом или псевдоморфным халькопиритом, почти полностью заместившим ламинарный или почковидный колломорфный пирит. Иногда сохраняются реликты фрамбоидального пирита. В средней части (подзона А2) оболочки обычно выделяются многочисленные псевдоморфозы марказита по пластинчатым кристаллам гексагонального пирротина. Такие же кристаллы пирротина и псевдоморфозы по ним пирита и марказита — характерная черта многих современных черных курильщиков [Marchig et al., 1988]. Здесь же распространены субгедральные кристаллы марказита, показатели низких рН (< 4.5) и температур минералообразования 200–240 °С [Mugowchick, Barnes, 1986]. Во внутренней части оболочки труб (подзона А3) марказит сменяется эвгедральным пиритом, свидетельствующим о резком возрастании температур минералообразования и перекристаллизации, что свойственно и для оболочки труб современных черных курильщиков. В этой же зоне появляются халькопирит и сфалерит, инкрустировавшие поровое пространство. В халькопирите широко распространены участки цинковистого «изокубанита», нередко образующего цемент в решетчатых агрегатах ламелей халькопирита. Такие структуры, являющиеся характерным признаком современных черных курильщиков [Шадлун, 1991], ранее были встречены лишь в сульфидных трубах юрских черных курильщиков медно-колчеданных месторождений Кипра [Oudin, Constantinou, 1984], в силурийском месторождении Яман-Касы на Южном Урале [Шадлун, 1991, Зайков и др., 1995, Herrington et al., 1998; Масленников, 2006] и среднедевонском Сафьяновском месторождении на Среднем Урале [Масленникова, Масленников, 2007]. Копьевидная форма кристаллов халькопирита и дендритовидные срастания его с халькопиритом — свидетельство высоких скоростей роста кристаллов, что свойственно современным черным курильщикам. В интерстициях между кристаллами халькопирита встречаются включения энаргита, ковеллина, теннантита и галенита. Появление энаргит-ковеллинового парагенезиса отражает высокую фугитивность серы гидротермальных флюидов [Еремин, 1983], что более характерно для месторождений куроко типа, а также для темно-серых курильщиков подводного вулкана Братья (Brathers) в цепи вулканом дуги Тонга-Кермадек. Условия формирования энаргита находятся в противоречии с условиями формирования пирротина.

Осевые части каналов труб заполнены сфалеритом, содержащим тонкую эмульсионную вкрапленность халькопирита. Такая структура известна как «халькопиритовая болезнь» сфалерита в современных [Graham et al., 1988] и палеозойских черных и серых курильщиках [Масленникова, Масленников, 2007]. Вкрапленность халькопирита в сфалерите нередко подчеркивает гексагональные параморфозы сфалерита по вюртциту, характерному минералу современных черных курильщиках [Graham et al., 1988]. В отличие от современных черных курильщиков СОХ в сфалерите труб Николаевского месторождения гораздо чаще встречаются выделения галенита и теннантита.

Повышенные содержания Fe, Se, Co и Sn при низких содержаниях Au в сульфидах свидетельствуют о формировании руд из кислых сильно восстановленных гидротермальных флюидов, как это предполагается для месторождения Кидд-Крик, залегающего над риолитами, черными сланцами и серпентинитами [Hannington et al., 1999], подобных флюидам современных черных курильщиков, ассоциирующих с ультрамафитами и базальтами. Вероятно, роль буферов восстановительных условий играли скорее органические илы, чем базальты и ультрамафиты, поскольку последние имеют ограниченное распространение в районе Николаевского месторождения. По аналогии с современными гидротермальными системами и существующими моделями органические комплексы могут обеспечить высокую железистость и медистость гидротермальных систем [Sander, Koschinsky, 2011].

В отличие от месторождений атлантического и кипрского типов, в сульфидах Николаевского месторождения, наряду с Co и Sn, отмечаются повышенные содержания Bi, Pb, Sb, Tl и As, то есть химических элементов, более характерных для колчеданных месторождений, ассоциирующих с риолитами. Вероятными древними аналогами Николаевского месторождения являются Сафьяновское месторождение на Урале и олово-медно-колчеданные месторождения Иберийского пиритового пояса (Испания, Португалия), залегающие в риолит-черносланцевых толщах. Вероятно, наиболее близкой обстановкой формирования такого необычно типа черных курильщиков является трог Окинава, сульфидные постройки которого нередко подстилаются кислыми вулканитами и черными сланцами [Богданов и др., 2006б].

Халькопирит Николаевского месторождения, в отличие от халькопирита из месторождений куроко типов, содержит более богатый спектр повышенных содержаний химических элементов, среди которых выделяются Se, Sn, Sb, Ag, Pb, As, Te и Bi, образующие значительные концентрации. Предполагается, что Se и Sn присутствуют в халькопирите в виде изоморфной примеси, а Pb, Sb и Ag — в составе микровкрапленников галенита. Повышенные содержания As связаны либо с микровключениями энаргита или теннантита, либо — с реликтами пирита в псевдоморфном халькопирите. Te и Bi могли бы представлять соответствующие теллуриды. Однако теллуриды пока не обнаружены. Скорее всего, эти элементы входят в состав халькопирита в виде изоморфной примеси.

По сравнению с халькопиритом черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш., халькопирит труб Николаевского месторождения обогащен Bi, Pb, Sn, Tl, иногда Sb и другими элементами, указывающими на более высокую «зрелость» гидротермальной системы (табл. 6.1.10). С другой стороны, халькопирит труб Николаевского месторождения гораздо беднее элементами водородной группы, такими как U, V, Ni и Mo, включая низкотемпературный Mn. Очевидно, морская вода, которая служила основой для гидротермального флюида, существенно отличалась от современной океанской воды по содержаниям этих элементов. Судя по обилию из-

вестковистых углеродистых алевропелитов Николаевское месторождение формировалось в анокисческом бассейне, соответственно, обеденном Mn. Более низкие содержания U, скорее всего, связаны с его радиоактивным распадом. Известно также, что содержания Mo, Ni и U, постепенно нарастают в фанерозое в океанской воде, обогащенной кислородом [Large et al., 2014].

Таблица 6.1.10

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту труб Николаевского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
Пирит-сфалерит-халькопиритовые и сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы											
Черные	Bi	Pb	Sb	Tl	Sn	Zn	W	Ag	Cd	Ba	Se
	249	98	15	9	5.4	4.0	4.0	3.6	3.4	2.4	1.3
Серые	Cu	Au	Fe	Te	As	Co	V	Ni	U	Mn	Mo
	1.0	1.0	1.0	0.4	0.3	0.1	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Бесцветные	Pb	Sn	Bi	Cd	Se	Zn	Tl	Ag	Fe	Cu	Te
	35	21	18	3.7	3.2	2.9	2.5	2.3	1.0	1.0	1.0
Черные	Co	W	Ni	Sb	Ba	Au	As	U	Mn	V	Mo
	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.015	0.002	0.002	0.001
Серые	Bi	Pb	Te	Sb	Tl	Se	Ba	W	As	Co	Zn
	134260	1399	375	278	228	102	26	22	20	16	9.4
Бесцветные	Cd	V	Mo	Au	Sn	Ag	Cu	U	Fe	Ni	Mn
	8.2	4.7	2.8	2.5	1.6	1.2	1.1	1.0	0.9	0.3	0.2
Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы											
Черные	Bi	Pb	Sb	Tl	As	Co	Au	Ba	Sn	Ag	Zn
	321	124	80	60	44	14	9	4	4	3	2
Серые	Cd	W	Se	Fe	Cu	Te	Mn	Ni	V	U	Mo
	1.9	1.2	1.1	1.0	1.0	0.7	0.2	0.10	0.07	0.04	0.02
Бесцветные	Co	Pb	Bi	As	Tl	Sn	Se	Au	Sb	Ni	Cd
	89	44	24	22	16	14	2.7	2.6	2.4	2.1	2.0
Черные	Ag	Te	Zn	Fe	Cu	Ba	W	U	Mn	V	Mo
	1.8	1.7	1.5	1.0	0.9	0.6	0.2	0.03	0.03	0.005	0.002
Серые	Bi	As	Co	Pb	Sb	Tl	Te	Se	Ba	Au	V
	172811	2738	2216	1778	1491	1481	657	85	38	23	9.1
Бесцветные	Mo	W	Zn	Cd	Mn	U	Ni	Sn	Cu	Fe	Ag
	7.5	6.5	4.8	4.5	2.1	1.9	1.3	1.1	1.0	1.0	1.0

На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита гидротермальных труб Николаевского месторождения попадают в поле современных черных курильщиков COX (рис. 6.1.11). Особый интерес представляют высокие концентрации Se в халькопирите как в сфалерит-пирит-халькопиритовых, так и халькопирит-пирит-сфалеритовых трубах (см. табл. 6.1.1, 6.1.3 и 6.1.5). Однако в современных черных курильщиках так же, как и в древних палеокурильщиках, содержания этого элемента снижаются на 1–2 порядка в минералогическом ряду по мере нарастания в трубах содержания сфалерита или пирита и уменьшения относительных содержаний халькопирита [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. Ранее предполагалось, что уменьшение содержаний Se в халькопирите в данном ряду может быть обусловлено нарастанием соотношения морская вода/гидротермальный флюид. смешение с морской водой приводит к уменьшению температур и увеличению Eh в минералообразующих растворах [Масленникова, Масленников, 2007]. Количество Se в низкотемпературном халькопирите гораздо ниже, чем в высокотемпературном [Auclair et al., 1987]. Более того, при взаимодействии с морской водой Se²⁻ так же, как и Te²⁻, подвержены опережающему окислению по сравнению с S²⁻ [Maslennikov et al., 2017]. Очевидно, палеокурильщики Николаевского месторождения являются исключением из этого правила. Повышенные содержания Se и Te в халькопирите палеокурильщиков Николаевского месторождения так же, как и Сафьяновского месторождения, занимающего аналогичную позицию, скорее всего, связаны с влиянием органических веществ на редокс-потенциал ги-

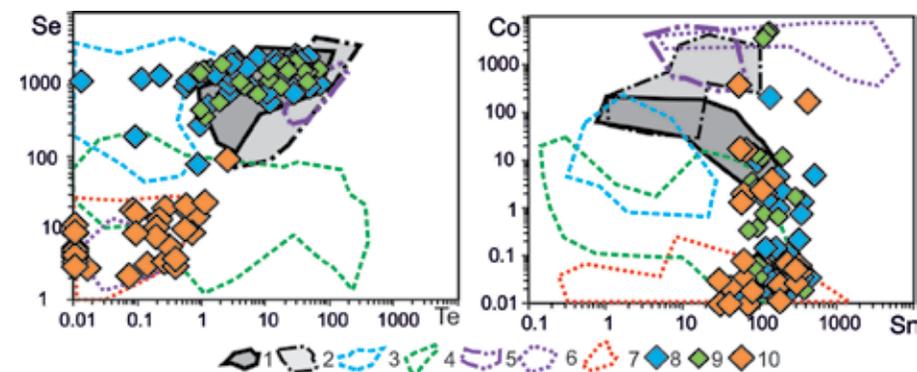


Рис. 6.1.11. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Николаевского (8–9) и Артемьевского (10) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8–9 — Николаевское месторождение: 8 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы, 9 — халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы; 10 — барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы Артемьевского месторождения.

дротермальных флюидов [Maslennikov et al., 2017]. На широкие вариации редокс-потенциала указывают значительные вариации содержания Co (см. рис. 6.1.11).

При этом халькопирит труб Николаевского месторождения содержит максимально возможные количества Sn. Исключением является лишь халькопирит и его производные ПТР в диффузерах, развивающихся на серпентинитовом основании [Evrard et al., 2015; Maslennikov et al., 2017] (см. рис. 6.1.11).

Высокие содержания Sn при низких содержаниях Au свидетельствует о сильно восстановительных кислых условиях минералообразования [Hannington et al., 1999].

Колломорфный пирит, наряду с типичными химическими элементами гидрогенной (U, V, Mo, Tl) и низкотемпературной (Mn, Tl) ассоциаций, характеризуется повышенными содержаниями Au, Ag, Te, Bi и Co, более свойственными средне- и высокотемпературным ассоциациям. Фрамбоидальный пирит близок по составу микроэлементов к колломорфному пириту, за исключением более высоких содержаний Co, Mo и Te. Апопирротиновый пирит по количеству и набору микроэлементов напоминает предыдущие две разновидности пирита.

Однако в этом пирите больше Co, Se и Ba, а также меньше Tl (см. табл. 6.1.1, 6.1.3 и 6.1.5). Марказит (по набору и количеству элементов-примесей, скорее всего, напоминает разновидности пирита-1. Для марказита характерны примеси элементов гидрогенно-литогенной (U, V, Ti) и низкотемпературной (Mn, Pb) ассоциаций, а также As. При этом состав марказита в различных зонах труб имеет сходные черты. Своеобразной особенностью марказита данного месторождения являются значительные вариации содержания Bi (2–1687 г/т) и Te (0.1–32 г/т). Ангдральный или субгдральный пирит в отличие от разновидностей пирита-1 имеет более низкие содержания большинства микроэлементов. Значительные вариации содержания отмечаются лишь для As (0.1–0.5 мас. %), Sb (4–2406 г/т), Tl (0–676 г/т) и W (0–18 г/т).

Эвгдральный пирит — незональный, иногда с пористым ядром, встречается во внутренних частях оболочек труб, редко в виде включений в слое халькопирита в канале труб. Эта разновидность пирита, в отличие от предыдущей, характеризуется низкими концентрациями микроэлементов при относительно высоких содержаниях Co, V и W (см. табл. 6.1.1, 6.1.3 и 6.1.5).

Колломорфный пирит гидротермальных труб Николаевского месторождения в сравнении с аналогичным пиритом современных курильщиков обогащен Bi, Sb, Sn, Tl, иногда Ba, Te, W, Au и Co на фоне устойчивого обеднения элементами гидрогенной группы (U, Mo, V) (табл. 6.1.11, рис. 6.1.12). Этим он напоминает халькопирит.

Колломорфный пирит Николаевского месторождения превосходит современный аналог с поля ВТП 9°50' с.ш. по содержаниям Tl и Mn, соответствуя колломорфному пириту серых курильщиков внутридуговых и задуговых бассейнов. Фигуративные точки колломорфного пирита труб Николаевского

Таблица 6.1.11

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту труб Николаевского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Пирит-сфалерит-халькопиритовые и сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы										
Черные	Bi	Sb	Ba	Sn	Tl	Au	Co	W	Ag	Pb	As
	58247	167	35	29	21	13	13	12	10	6.5	6.4
	Cd	Zn	Ni	Mn	Te	Se	Cu	V	U	Mo	
	4.9	3.0	2.6	1.4	0.8	0.8	0.5	0.3	0.08	0.06	
Серые	Bi	Sb	Sn	Te	Co	As	Au	Ag	Se	Cu	Pb
	202234	514	210	44	39	34	22	20	19	8.0	6.1
	Cd	Ba	Zn	W	Tl	Ni	V	Mo	Mn	U	
	3.9	3.8	3.6	2.6	2.4	0.9	0.4	0.2	0.10	0.01	
Бесцветные	Bi	Co	As	Sb	Te	W	Ba	Ag	Au	Cu	Se
	166125	1184	284	232	122	97	89	78	58	18	17
	Sn	Mn	Pb	Tl	Zn	Cd	Ni	V	Mo	U	
	16	15	12	8.0	2.7	2.1	0.6	0.6	0.04	0.02	
Пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы											
Черные	Bi	Sb	Au	W	Ba	Sn	Tl	Ag	Co	Pb	As
	32132	259	30	27	25	19	14	13	9	9	7.2
	Ni	Cd	Se	Mn	Zn	Te	Cu	U	V	Mo	
	5.0	2.8	2.0	1.7	1.1	0.8	0.7	0.4	0.4	0.11	
Серые	Bi	Sb	Sn	Au	Se	Te	As	Co	Ag	Cu	Pb
	111563	800	137	52	47	42	38	29	26	11	8.6
	W	Ba	Cd	Tl	Ni	Zn	V	Mo	Mn	U	
	6.0	2.7	2.2	1.6	1.6	1.3	0.5	0.3	0.1	0.05	
Бесцветные	Bi	Co	Sb	As	W	Au	Te	Ag	Ba	Se	Cu
	91643	866	361	320	221	137	118	100	63	42	23.8
	Mn	Pb	Sn	Tl	Ni	Cd	Zn	V	U	Mo	
	18.5	16.4	10.1	5.4	1.2	1.2	1.0	0.6	0.11	0.08	

месторождения занимают поля черных курильщиков высоко- и низкспрединговых СОХ. Интересно, что отношение Co/Ni во всех разновидностях пирита и в марказите больше 1–100, что является необычным для пирита колчеданных месторождений, ассоциирующих с кислыми вулканитами, а содержания Au и Ag немного выше, чем в колломорфном пирите современных черных курильщиков (см. рис. 6.1.12).

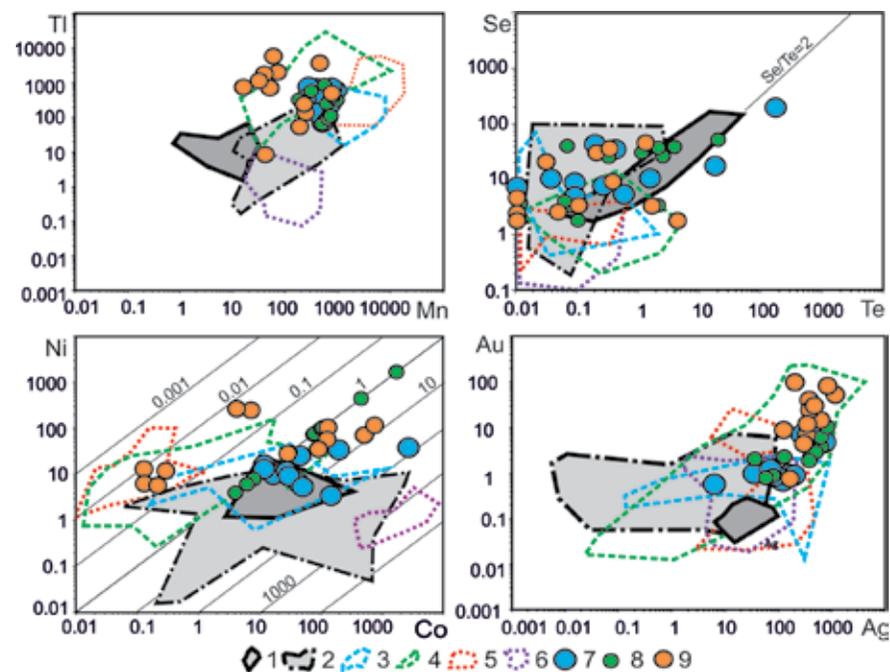


Рис. 6.1.12. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Николаевского (7–8) Артемьевского (9) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суййю, Пакманус, Сюэтта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7–8 — Николаевское месторождение: 7 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы, 8 — халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы; 9 — барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы Артемьевского месторождения

Сфалерит содержит микровкрапленность халькопирита, которая обеспечивает повышенные содержания Fe, Cu, Se и Sn. Для сфалерита характерны более высокие содержания Mo, Ba, чем в других сульфидах (см. табл. 6.1.1, 6.1.3 и 6.1.5). По сравнению со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. сфалерит труб Николаевского месторождения так же, как и другие сульфиды, содержит гораздо больше Bi, Sn, Tl и W при минимальных содержаниях элементов гидрогенной группы (U, V) и Mn (табл. 6.1.12).

По содержаниям Co сфалерит гидротермальных труб Николаевского месторождения соответствует сфалериту современных черных курильщиков, а по содержаниям Sn превосходит последние, приближаясь к сфалериту диффузеров, формирующихся на серпентинитовом основании (рис. 6.1.13).

Таблица 6.1.12

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту труб Николаевского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации																					
	Пирит-сфалерит-халькопиритовые и сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы																					
Черные	Bi	Sn	Tl	W	Cu	V	Pb	Au	Se	Sb	Ba	14518	155	139	27	11	8.4	8.0	3.6	2.8	2.8	2.6
	Co	Ni	Ag	Fe	Cd	Te	Mo	As	U	Mn	2.3	2.1	1.7	1.6	1.3	1.3	0.9	0.3	0.2	0.2		
Серые	Bi	Sn	W	Cu	Te	Pb	Se	Tl	V	Ni	Sb	3012	950	15	7.2	3.9	3.1	2.8	2.7	2.5	2.3	2.2
	Fe	Co	U	Cd	Au	Mo	Ag	As	Mn	Ba	1.4	1.3	0.9	0.9	0.7	0.7	0.6	0.3	0.1	0.1		
Бесцветные	Bi	Co	W	Tl	Te	Se	Pb	Ba	Cu	V	As	34786	5534	189	106	67	61	28	18	12	11	11
	Sn	Sb	Ni	U	Ag	Fe	Cd	Au	Mo	Mn	3.1	2.3	1.7	1.2	0.7	0.5	0.5	0.5	0.3	0.1		
Пирит-халькопирит-сфалеритовые и халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы																						
Черные	Bi	Tl	Sn	Ba	Cu	Sb	Au	W	Se	Pb	Co	8549	26	17	15	5.7	4.6	3.4	3.3	1.2	1.1	1.1
	Ag	Mo	Cd	Fe	Mn	Ni	As	Te	U	V	0.9	0.9	0.7	0.7	0.4	0.2	0.2	0.14	0.04	0.03		
Серые	Bi	Sn	Cu	Sb	W	Se	Au	Mo	Fe	Co	Tl	1773	102	3.8	3.7	1.8	1.2	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5
	Cd	Te	Pb	Ba	Ag	Mn	Ni	As	U	V	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.01		
Бесцветные	Bi	Co	Ba	Se	W	Tl	Te	Cu	As	Pb	Sb	20482	2555	105	26	23	20	7.4	6.7	6.0	3.9	3.8
	Au	Ag	Sn	Mo	Mn	Cd	Fe	U	Ni	V	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.04		

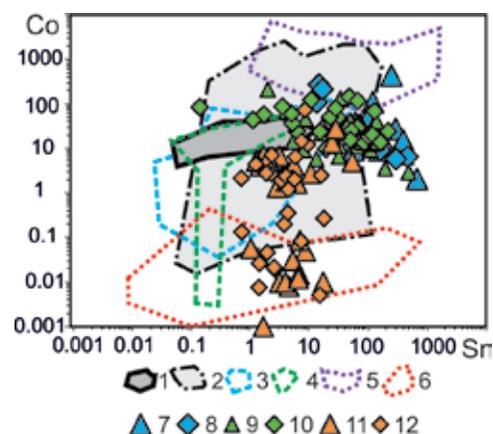


Рис. 6.1.13. Диаграмма Co–Sr для сфалерита гидротермальных труб Николаевского (7–10) и Артемьевского (11–12) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–10 — Николаевское месторождение: 7–8 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы; 9–10 — халькопирит-пирит-сфалеритовые трубы; 11–12 — барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы Артемьевского месторождения. Треугольник — сфалерит из оболочки, ромб — сфалерит из кристификации канала трубы.

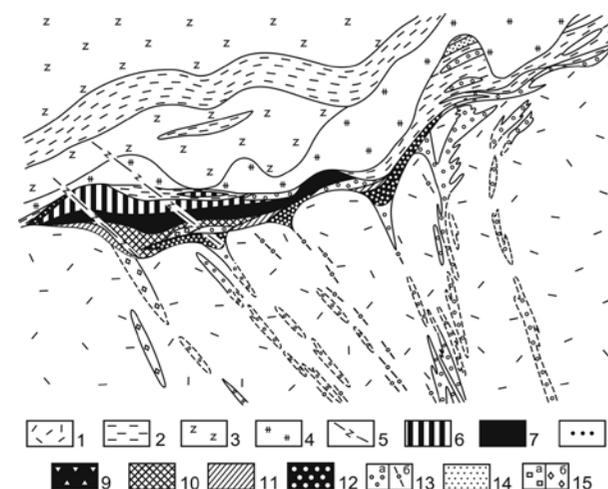


Рис. 6.2.1. Геолого-минералогический разрез Основной залежи Артемьевского месторождения [Геология и металлогения ..., 1997]: 1 — риолиты таловской свиты; 2 — алевропелиты гериховской свиты; 3 — базальты гериховской свиты; 4 — риолиты субвулканические; 5 — дайки диабазовые; 6–12 — руды: 6 — сплошные барит-полиметаллические, 7 — сплошные колчеданно-полиметаллические, 8 — вкрапленные колчеданно-полиметаллические, 9 — сульфидные брекчии, 10 — сплошные колчеданно-медно-цинковые, 11 — вкрапленные медно-цинковые, 12 — сплошные медно-цинковые; 13 — медно-колчеданные тела (а), жильные зонки (б); 14 — вкрапленность сульфидов с благородными металлами; 15 — вкрапленность пирита (а), халькопирита, сфалерита, галенита (б).

6.2. Артемьевское

6.2.1. Геологическая позиция. Артемьевское барит-колчеданно-полиметаллическое месторождение локализуется в пределах Камышинского рудного поля в юго-западном крыле Алейского антиклинория Рудного Алтая (см. рис. 6.1). Рудные тела Артемьевского месторождения приурочены к локальной вулканотектонической депрессии, заполненной кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями на границе таловской (эйфель-живет) и гериховской (живет-фран) свит. Результаты изучения геологического строения месторождения, морфологии рудных тел и состава руд обобщены в ряде работ [Геология и металлогения ..., 1997]. В основании подрудной толщи залегают фрагменты раннепалеозойского гнейс-мигматитового комплекса (рис. 6.2.1).

В подрудной толще месторождения в основном развиты серицитизированные и окварцованные риолиты, среди которых изредка встречаются прослои гиалокластитовых тефроидов и углеродистых алевропелитов. В риодацитах распространена жильная сульфидная минерализация. Рудная залежь приурочена к горизонту вулканогенно-осадочных пород, среди которых доминируют углеродистые алевропелиты и серицитолиты,

содержащие прослои сульфидных турбидитов, а также их диагенистов, включая пиритовые конкреции.

В рудоконтролирующем вулканогенно-осадочном горизонте, содержащем серицитолиты, гиалокластогенные тефроиды и черные сланцы, встречаются прослои преобразованных сульфидных турбидитов, а также пиритовые конкреции. В черных сланцах конкреции фрамбоидального пирита и марказита замещены пирротином и эвгедральными кристаллами пирита, ассоциирующими с аутигенными арсенопиритом, кобальтином, ульманитом, баритом, апатитом и рутилом [Токсичные ..., 2014].

6.2.2. Состав и строение рудных тел. На Артемьевском барит-колчеданно-полиметаллическом месторождении рудная залежь представлена рудокластической пластообразной линзой, содержащей реликты сульфидных холмов. Участками залежь имеет выпуклую и бугристую кровлю с различной крутизной склонов на их выклинивании (см. рис. 6.2.1). Такие участки могут интерпретироваться как сульфидные холмы, поскольку в их кровле отсутствуют вулканогенно-осадочные отложения, сосредоточенные в основном во впадинах между холмами.

Массивные руды, продукты гидротермального преобразования гидротермально-осадочных и рудокластических отложений, представлены в нижней части рудного тела со стороны рудоподводящих каналов. В верхней части

и особенно на выклинках развиты обломочные и слоистые колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические руды.

Основными ценными компонентами руд Артемьевского месторождения являются Cu, Pb, Zn, а попутными — S, Ba, Au, Ag. В качестве полезных компонентов присутствуют Cd, Bi, Hg, Se, Mo, вредных — As, Sb. Рудной залежи свойственна минералого-геохимическая зональность, выражающаяся в том, что от подошвы к кровле возрастает роль свинца, цинка, бария, золота, серебра, мышьяка, кадмия и ртути как в абсолютном содержании, так и относительно меди и пиритной серы [Геология и металлогения ..., 1997].

Главные рудные минералы месторождения представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом и баритом. Среди руд преобладают сульфидные и баритовые брекчии, среди которых выделяются пирит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые и барит-сфалеритовые разновидности. В пирит-халькопиритовых брекчиях присутствуют сульфосоли висмута и самородный висмут. В пирит-сфалерит-халькопиритовых брекчиях появляются аутигенный борнит, блеклые руды и галенит. В барит-сфалеритовых слоях доминируют галенит и блеклые руды, а среди редких минералов встречаются бурнонит, геокронит, самородное золото и серебро, электрум, акантит, сульфосоли серебра и аргиродит [Геология и металлогения ..., 1997].

В сульфидных брекчиях, содержащих баритовый цемент, нами обнаружены многочисленные фрагменты барит-пирит-халькопирит-сфалеритовых и галенит-пирит-баритовых труб палеокурильщиков (рис. 6.2.2).

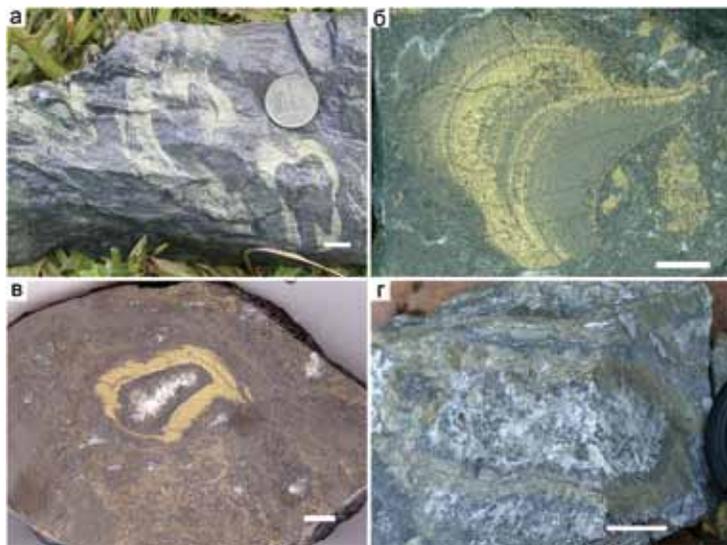


Рис. 6.2.2. Фрагменты барит-пирит-халькопирит-сфалеритовых (а-в) и галенит-пирит-баритовых труб (г). Артемьевское месторождение. Полированные образцы (масштаб линейки 1 см).

6.2.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

Сульфидные трубы Артемьевского месторождения отличаются от труб из Николаевского месторождения по ряду минералогических особенностей. Основой для обобщенного описания послужили пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. А-08-а), а также многочисленные фрагменты труб близкого состава, обнаруженные в сульфидных брекчиях месторождения (рис. 6.2.3а). Труба имеет диаметр 9 см, длину 20 см.

Зона А. Наружная часть оболочки сульфидной трубы (подзона А1) сложена обособлениями пористого криптозернистого пирита, заключенного в плотную галенит-халькопирит-сфалеритовую цементирующую массу, образующую слой мощностью 1 см (рис. 6.2.3б). Следующий слой (подзона А2) мощностью 2–3 см сложен пористыми последовательно образовавшимися агрегатами пирита, халькопирита и сфалерита и галенита. Многочисленные поры заполнены баритом (рис. 6.2.3в). Участками встре-

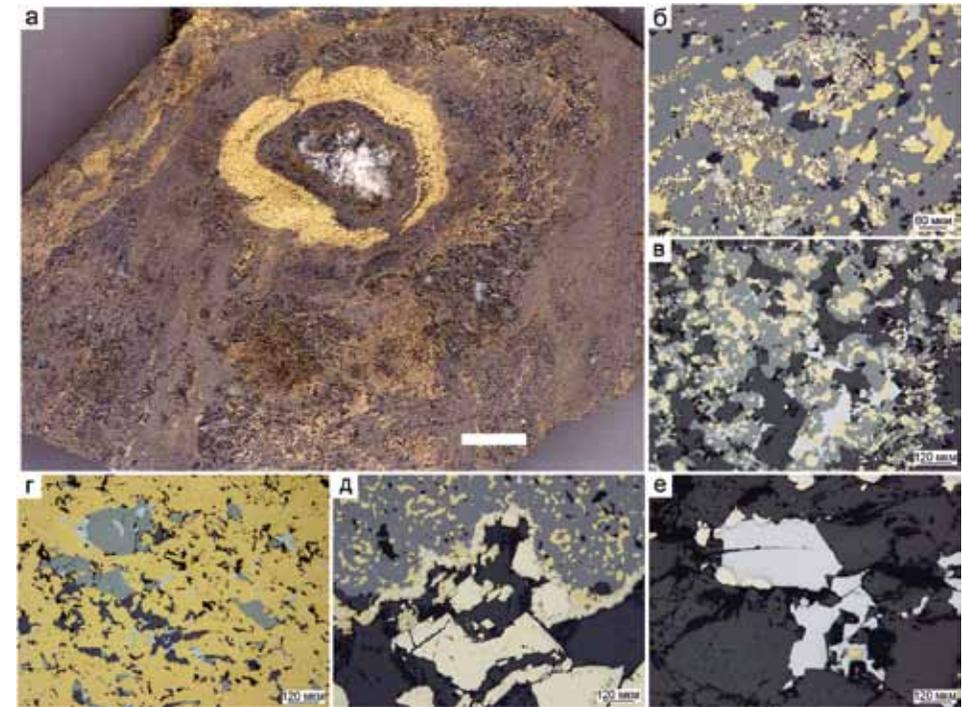


Рис. 6.2.3. Пирит-халькопирит-сфалеритовая труба, Артемьевское месторождение, обр. А-08-а: а — поперечный срез трубы; б — микрозернистый пирит в сфалеритовой оболочке трубы, содержащей включения халькопирита и галенита (подзона А1); в — последовательность роста: халькопирит→сфалерит-галенит→барит в оболочке трубы (подзона А2); г — халькопирит зернистый с включениями тетраэдрита, сфалерита и галенита (зона В); д — срастание сфалерита и халькопирита (вверху подзона С1) с обрастанием пиритом и баритом (подзоны С2 и С3); в — галенит, пирит, халькопирит в барите осевой части канала трубы. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

чаются более крупные каналы, заполненные в той же последовательности. Такие каналы напоминают по строению галенит-пирит-сфалерит-баритовые трубы, фрагменты которых встречаются в баритовых брекчиях месторождения. Количество псевдоморфного халькопирита и эвгедрального пирита обычно возрастает по направлению к внутренней части оболочки трубы (подзона А3). В других трубах эту же позицию занимает фрамбоидальный пирит или эвгедральные кристаллы пирита. В последнем случае оболочка трубы почти полностью превращена в крупнозернистые агрегаты эвгедрального пирита, сцементированные халькопиритом, галенитом и самородным золотом [Токсичные ..., 2014].

В оболочках сульфидных труб на Артемьевском месторождении обычно отсутствуют почковидный и ламинарный колломорфный пирит и псевдоморфозы марказита по пирротину, что характерно для сульфидных труб из колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа [Масленникова, Масленников, 2007].

Зона В. Внутренняя стенка трубы, как правило, инкрустирована копьевидными кристаллами халькопирита, интерстиции между которыми заполнены вкрапленниками тетраэдрита, галенита и сфалерита (рис. 6.2.3г). В других (пирит-сфалерит-халькопиритовых) трубах слои халькопирита переслаиваются со сфалеритом, содержащим эмульсию и дендритовидные агрегаты халькопирита. В подзоне В1 появляются обильные крупные (до 200 мкм) субгедральные кристаллы арсенопирита, содержания которого иногда достигают нескольких процентов. Арсенопирит замещает первичный тетраэдрит и часто находится в сростании с новообразованным галенитом и серебросодержащим тетраэдритом и самородным золотом. В галените иногда встречаются мелкие (до 5 мкм) включения висмутита и самородного висмута. В трубах, богатых сфалеритом, арсенопирит исчезает, среди акцессорных минералов преобладает галенит. Изокубанит, характерный для современных черных курильщиков, в этой зоне отсутствует, что является типичным для гидротермальных труб месторождений куроко типа [Масленникова, Масленников, 2007].

Зона С. Осевые каналы труб обычно последовательно заполнены агрегатами сфалерита, пирита, барита и галенита (рис. 6.2.3д, е). Сфалерит содержит многочисленные сростания дендритовидного халькопирита. В некоторых трубах зоне С встречаются многочисленные включения фрамбоидального пирита [Токсичные ..., 2014].

Несмотря на хорошо очерченные минеральные зоны изученной барит-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, геохимическая зональность не является контрастной по сравнению с зональностью труб современных черных курильщиков, что является типичным для гидротермальных труб, ассоциирующихся с кислыми вулканитами [Масленникова, Масленников, 2007].

Максимальные содержания химических элементов установлены в колломорфной и фрамбоидальной разновидности пирита [Токсичные ..., 2014], отсутствующих в данной трубе. Суб- и эвгедральные разновидности пирита, встречающиеся в оболочке, по сравнению с пиритом зоны

В обогащены, за исключением Se, многими элементами средне-низкотемпературной ассоциации: As (до 2 мас. % и более), Tl (до 255 г/т), Au (до 10 г/т), Co (до 66 г/т), Ni (до 26 г/т) и Mn (до 180 г/т) (табл. 6.2.1). Состав микропримесей в эвгедральном пирите зоны В несколько иной, по сравнению с пиритом оболочки: наряду с Co, Ni, в нем появляются Bi, Te, Sn, выше содержания Co. В этом же пирите отмечены максимальные для трубы концентрации Se (до 37 г/т против 9 г/т в халькопирите). Содержания этих элементов снижаются в субгедральном пирите зоны С при соответствующем нарастании концентраций As, Sb, Au, Mn, Pb, Tl и Mo (табл. 6.2.1; рис. 6.2.4).

Минимальный спектр элементов-примесей концентрирует халькопирит. Разница в составе халькопирита оболочки и крустификации канала незначительная. Халькопирит в оболочке содержит больше Ba. Следует отметить лишь повышенные содержания Sn (до 400 г/т) при низких содержаниях Se. Остальные микроэлементы (Pb, Ag, Bi, Te, U, V) выделяются единичными ураганными содержаниями. Сфалерит, содержащий повышенные концентрации Cd, Fe и Cu, наименее обогащен элементами-примесями за исключением Ag, Mn и Mo (рис. 6.2.4; табл. 6.2.1).

Анализ рядов коэффициентов концентрации, рассчитанных как отношение средних содержаний в сульфиде данной зоны к общему среднему содержанию по сульфидам трубы в целом, позволяет выявить регрессивный характер геохимической зональности изученной трубы (табл. 6.2.2). Количество элементов с повышенными содержаниями постепенно снижается по на-

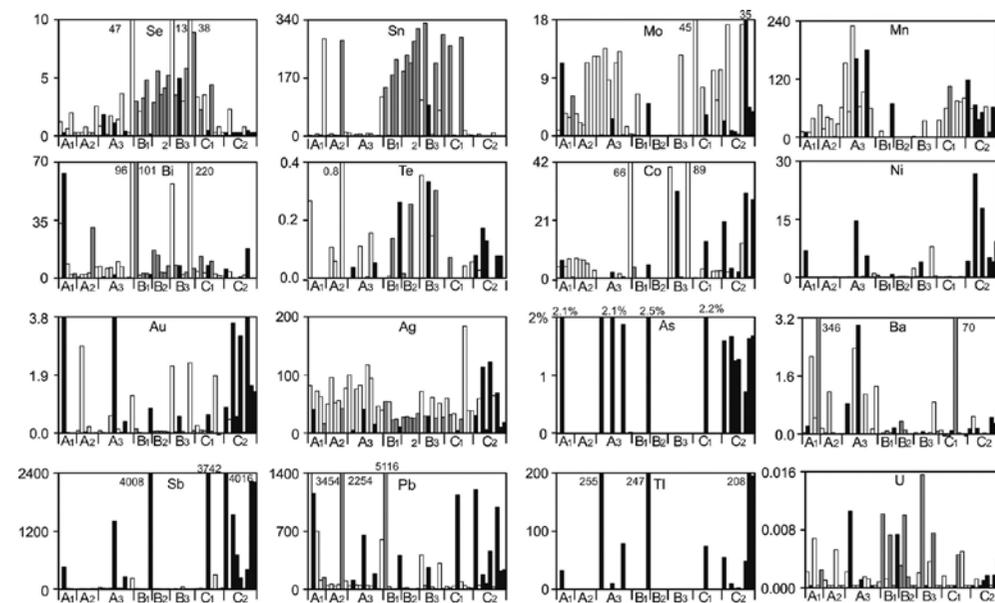


Рис. 6.2.4. Распределение химических элементов (г/т) в стенке пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Артемьевское месторождение, обр. А-08-а.

Таблица 6.2.1

Химический состав сульфидов барит-пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, Артемьевское месторождение, обр. А-08-а. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1.2	A	6	0.19	97	44.5	23	9	0.1	0.02	17623	8.5	3.7	39
		σ	0.23	79	1.3	32	10	0.1	0.02	8830	19	4.8	32
Py3	B	9	0.05	8.3	46.1	62	15	0.2	0.08	2864	22	0.7	152
		σ	0.07	23	1.3	51	30	0.2	0.07	8419	19	1.7	341
Py2	C	10	0.15	61	44.0	10	8.1	0.1	0.003	14473	0.3	5.1	47
		σ	0.16	31	1.1	12	8.7	0.1	0.003	3879	0.1	11	48
Chp	A	10	0.53	1.6	31.3	4.9	0.7	32.6	0.01	15	1.4	5.7	41
		σ	0.90	2.3	1.0	13	1.1	0.8	0.01	27	1.6	14	21
Chp	B	11	0.01	0.2	30.6	0.4	0.20	32.1	0.02	6.2	4.6	0.04	29
		σ	0.01	0.1	0.3	1.2	0.17	0.7	0.01	7.8	1.8	0.06	8.7
Chp	C	3	0.00	0.2	30.8	0.02	0.10	32.2	0.01	9.5	3.2	0.07	40
		σ	0.00	0.1	0.6	0.03	0.11	0.6	0.01	4.5	1.1	0.07	22
Sph	A1	6	0.26	21	0.8	10	0.31	0.8	65.8	711	0.8	8.34	316
		σ	0.31	14	1.1	10	0.44	1.0	2.0	1713	0.7	13	597
Sph	A	12	0.14	68	0.4	3.0	0.06	0.3	66.8	3.9	1.1	13	77
		σ	0.41	55	0.3	3.0	0.09	0.3	0.6	3.2	1.1	19	23
Sph	B	8	0.04	27	0.4	0.12	0.03	0.3	66.9	8.0	2.5	12	62
		σ	0.05	9.2	0.2	0.13	0.04	0.3	0.4	10	0.4	10	20
Sph	C	11	0.08	63	0.5	10	0.08	0.2	66.0	7.3	1.8	34	56
		σ	0.10	16	0.3	22	0.07	0.4	1.1	9.2	1.3	68	45
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1.2	A	6	2.4	19	767	0.10	1.0	1.02	3.9	72	646	30	0.002
		σ	3.6	47	868	0.18	1.1	2.03	4.1	94	456	41	0.004
Py3	B	9	14	131	454	0.17	0.3	0.52	1.7	28	824	327	0.002
		σ	12	109	1333	0.14	0.3	0.94	1.3	82	1106	779	0.002
Py2	C	10	0.3	0.0	1680	0.08	0.2	0.35	2.1	60	484	3.4	0.002
		σ	0.2	0.0	1348	0.07	0.2	0.38	1.7	79	446	5.7	0.001
Chp	A	10	2.7	256	10	0.35	38	0.10	0.05	0.2	2237	33	0.006
		σ	1.0	79	8.9	0.41	109	0.11	0.10	0.25	3805	41	0.005
Chp	B	11	3.9	238	4.7	0.07	0.1	0.01	0.05	0.03	478	15	0.005
		σ	1.7	60	2.7	0.11	0.1	0.01	0.04	0.04	1539	29	0.005
Chp	C	3	4.3	245	16	0.03	23	0.06	0.05	0.10	1758	42	0.002
		σ	1.4	57	10	0.04	41	0.08	0.05	0.05	2948	53	0.002

Продолжение таблицы 6.2.1

Sph	A1	6	4682	11	1016	0.09	13	0.10	0.04	0.08	905	17	0.003
		σ	296	12	2460	0.11	31	0.16	0.05	0.05	1298	15	0.004
Sph	A	12	4418	9.2	12	0.04	0.4	0.03	0.36	0.06	46	4.5	0.001
		σ	445	15	10	0.05	0.7	0.03	0.80	0.03	23	3.1	0.001
Sph	B	8	4326	4.9	20	0.07	1.7	0.06	0.11	0.04	108	3.4	0.002
		σ	92	5.7	27	0.11	3.2	0.08	0.15	0.04	200	3.4	0.001
Sph	C	11	4459	5.6	37	0.02	0.2	0.20	0.26	0.09	73	2.3	0.002
		σ	229	4.4	86	0.02	0.4	0.54	0.55	0.15	152	1.4	0.003

правлению от наружной стенки трубы к его каналу. Предполагается, что гидротермальные флюиды были недосыщены большинством химических элементов, за исключением Sn. Именно поэтому химические элементы фиксировались лишь в низкотемпературных условиях формирования оболочки трубы (табл. 6.2.2).

Таблица 6.2.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие химическую зональность пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы Артемьевского месторождения.

Минерал	Зона	n	ЛКК													
			As	Au	Tl	W	Ni	Mn	Fe	Sb	Se	Co	V	Pb	Sb	
Py1.2	A	6	5.4	4.8	4.8	4.6	2.8	2.7	2.0	2.0	1.9	1.9	1.3	1.0		
Py3	B	9	Bi	Co	Se	Ni	W	Fe	Au	Ag	Tl	Te	Sn	Pb	Sb	
			7.0	5.1	4.9	4.5	2.3	2.1	1.9	1.8	1.6	1.5	1.2	1.2		
Py2	C	10	Sb	As	Tl	Au	Ni	Fe	Mn	W	V					
			4.4	4.4	4.0	2.7	2.5	2.0	1.7	1.6	1.0					
Chp	A	10	Ba	Cu	V	Pb	Te	Sn	U	Fe						
			5.8	3.5	3.5	3.4	3.3	2.9	2.1	1.4						
Chp	B	11	Cu	Sn	U	Cr	Fe	Se								
			3.5	2.7	1.9	1.9	1.4	1.0								
Chp	C	3	Ba	Cu	Cr	Sn	Pb	Fe								
			3.6	3.5	3.4	2.8	2.7	1.4								
Sph	A1	6	Ag	Sb	Cd	Zn	Ba	Cr	V	Hg	Pb	U				
			4.0	2.7	2.4	2.3	2.1	1.8	1.7	1.5	1.4	1.2				
Sph	A2-3	12	Zn	Cd	Mn	Hg	Mo	Ag								
			2.3	2.3	1.9	1.7	1.4	1.0								
Sph	B	8	Hg	Zn	Cd	Mo	Cr									
			2.6	2.3	2.3	1.3	1.3									
Sph	C	11	Mo	Hg	Cd	Zn	Mn	Cr								
			3.5	2.8	2.3	2.3	1.7	1.1								

6.2.4. Второстепенные и редкие минералы. В гидротермальных трубах Артемьевского месторождения широко представлена разновозрастная вкрапленность галенита, блеклых руд и арсенопирита. В отличие от гидротермальных труб Николаевского месторождения, в трубах этого месторождения очень много включений самородного золота. Гораздо реже встречается самородный висмут (рис. 6.2.5).

Галенит наряду с вкрапленниками халькопирита чаще всего встречается в кристаллах сфалерита в виде включений или выполняет интерстиции между кристаллами. Обильные микровключения галенита можно найти в крустификационном халькопирите, иногда в ассоциации с блеклыми рудами, самородным золотом, сфалеритом и арсенопиритом или эвгедральными кристаллами пирита. Замечательная особенность галенита зоны В — присутствие микровключений самородного висмута. Наибольшее количество галенита установлено в пирит-баритовых трубах.

Блеклые руды чаще всего представлены железистым серебросодержащим тетраэдритом (табл. 6.2.3). Наибольшее количество тетраэдрита встречается в наружном слое халькопиритовой крустификации или в осевой части каналов труб. Наблюдаются признаки замещения тетраэдрита халькопиритом и арсенопиритом. С другой стороны, нередко встречаются сростки, где тетраэдрит цементирует кристаллы арсенопирита.

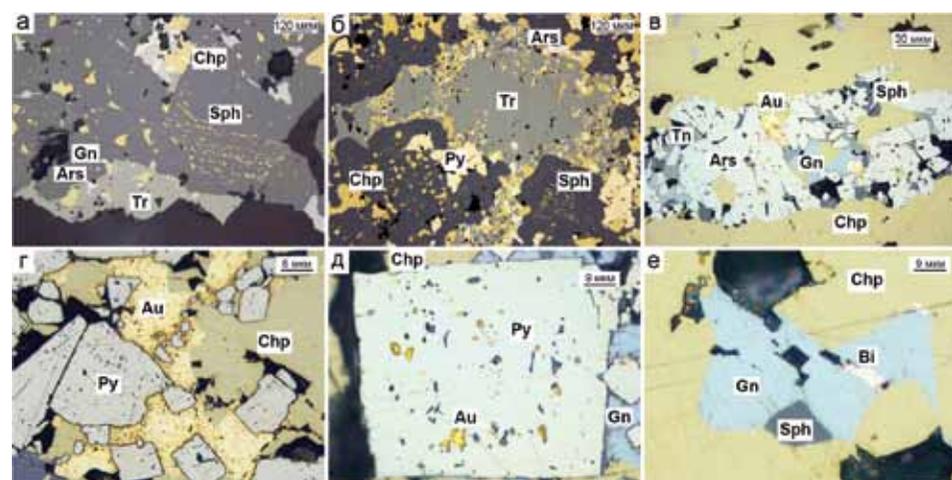


Рис. 6.2.5. Акцессорные минералы гидротермальных труб Артемьевского месторождения: а — нарастание тетраэдрита (Tr) с включениями галенита (Gn), халькопирита (Chp) и арсенопирита (Ars) на кристаллах сфалерита (Sph) в канале гидротермальной трубы; б — замещение тетраэдрита (Tr) халькопиритом (Chp) и арсенопиритом (Ars) в канале трубы (Зона С); в — сростки самородного золота (Au) с галенитом (Gn), сфалеритом (Sph), блеклой рудой (Tn), галенитом (Gn) и арсенопиритом (Ars) в халькопирите (Chp) (зона В); г — самородное золото (Au) в сростании с эвгедральным пиритом (Py) в оболочке трубы (зона А); д — включения самородного золота (Au) в эвгедральном пирите (Py) в ассоциации с галенитом (Gn) и халькопиритом (Chp) (зона В); е — включения самородного висмута (Bi), галенита (Gn) и сфалерита (Sph) в халькопирите (Chp) (зона В). Отраженный свет.

Таблица 6.2.3

Состав блеклых руд (мас. %) в гидротермальных трубах Артемьевского месторождения

S	Fe	As	Sb	Cu	Zn	Ag	Сумма	Формула
Ар-07-4г								
25.42	4.97	7.10	17.89	32.21	2.02	9.62	99.23	$(\text{Cu}_{8.31}\text{Ag}_{1.46})_{9.77}(\text{Fe}_{1.46}\text{Zn}_{0.51})_{1.97}(\text{As}_{1.55}\text{Sb}_{2.41})_{3.96}\text{S}_{13}$
24.87	5.20	5.56	20.47	31.75	1.93	10.27	100.05	$(\text{Cu}_{8.38}\text{Ag}_{1.60})_{9.98}(\text{Fe}_{1.56}\text{Zn}_{0.49})_{2.05}(\text{As}_{1.24}\text{Sb}_{2.82})_{4.06}\text{S}_{13}$
23.68	4.64	1.16	26.01	28.56	2.36	13.51	99.92	$(\text{Cu}_{7.91}\text{Ag}_{2.20})_{10.12}(\text{Fe}_{1.46}\text{Zn}_{0.64})_{2.10}(\text{As}_{0.27}\text{Sb}_{3.76})_{4.03}\text{S}_{13}$
Ар-07-0в								
23.19	4.37	0.33	26.43	29.80	2.32	13.47	99.91	$(\text{Cu}_{8.43}\text{Ag}_{2.24})_{10.68}(\text{Fe}_{1.41}\text{Zn}_{0.64})_{2.04}(\text{As}_{0.08}\text{Sb}_{3.90})_{3.98}\text{S}_{13}$
23.36	3.98	0.18	26.80	28.55	3.24	13.59	99.70	$(\text{Cu}_{8.02}\text{Ag}_{2.25})_{10.27}(\text{Fe}_{1.27}\text{Zn}_{0.88})_{2.16}(\text{As}_{0.04}\text{Sb}_{3.93})_{3.97}\text{S}_{13}$
Ар-07-4д								
26.15	3.83	8.53	16.12	37.91	3.15	4.18	99.87	$(\text{Cu}_{9.51}\text{Ag}_{0.62})_{10.13}(\text{Fe}_{1.09}\text{Zn}_{0.77})_{1.86}(\text{As}_{1.82}\text{Sb}_{2.11})_{3.93}\text{S}_{13}$
26.27	3.70	8.92	15.66	37.85	3.61	3.87	99.88	$(\text{Cu}_{9.45}\text{Ag}_{0.57})_{10.02}(\text{Fe}_{1.05}\text{Zn}_{0.88})_{1.93}(\text{As}_{1.89}\text{Sb}_{2.04})_{3.93}\text{S}_{13}$
23.60	4.19	0.00	27.26	27.90	2.43	14.29	99.67	$(\text{Cu}_{7.76}\text{Ag}_{2.34})_{10.10}(\text{Fe}_{1.33}\text{Zn}_{0.66})_{1.99}\text{Sb}_{3.96}\text{S}_{13}$
Ар-07-0а								
23.35	3.90	0.00	27.27	29.47	3.14	12.81	99.94	$(\text{Cu}_{8.28}\text{Ag}_{2.12})_{10.40}(\text{Fe}_{1.25}\text{Zn}_{0.86})_{2.10}\text{Sb}_{4.00}\text{S}_{13}$
23.69	3.67	0.04	27.40	29.58	3.01	12.49	99.88	$(\text{Cu}_{8.19}\text{Ag}_{2.04})_{10.23}(\text{Fe}_{1.16}\text{Zn}_{0.80})_{1.97}(\text{As}_{0.01}\text{Sb}_{3.96})_{3.97}\text{S}_{13}$
23.77	3.84	0.62	25.95	29.64	3.59	12.33	99.74	$(\text{Cu}_{8.18}\text{Ag}_{2.00})_{10.18}(\text{Fe}_{1.21}\text{Zn}_{0.96})_{2.17}(\text{As}_{0.15}\text{Sb}_{3.74})_{3.89}\text{S}_{13}$

Примечание. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН), аналитик В.А. Котляров.

Арсенопирит образует друзовые агрегаты, заполняющие поры в халькопирите гидротермальных труб. Взаимоотношения арсенопирита с блеклыми рудами и другими сульфидами противоречивые. С одной стороны, арсенопирит совместно с халькопиритом замещает тетраэдрит, с другой — встречается в виде включений в тетраэдрите или корродируется халькопиритом. Очевидно, что во многих случаях арсенопирит образовался позже первичного тетраэдрита, не исключено, что при метаморфизме или в процессе локального автономного разогревания гидротермальных труб. Для арсенопирита характерна примесь Sb (табл. 6.2.4).

Самородное золото относится к низкопробной разновидности $(\text{Au}_{0.54}\text{Ag}_{0.46} \rightarrow \text{Au}_{0.41}\text{Ag}_{0.59})$. Выделяется как минимум два парагенезиса самородного золота с другими минералами. В единичных случаях самородное золото встречается в сфалеритовых оболочках труб. Чаще всего самородное золото можно обнаружить в ассоциации с галенитом, тетраэдритом, сфалеритом и арсенопиритом в крустификационном халькопирите. Наиболее крупные выделения самородного золота являются цементом для эвгедральных кристаллов пирита в оболочках гидротермальных труб. В халькопирите включения самородного золота встречаются в кристаллах эвгедрального пирита, то есть являются более ранними.

Таблица 6.2.4
Состав арсенипирита (мас. %) в палеогидротермальных трубах
Артемьевского месторождения

	As	Fe	Zn	Sb	S	Сумма	Формула
Ар-07-4г	43.14	34.58	0.00	0.27	21.91	99.90	Fe _{0,91} As _{0,84} S
	44.15	34.25	0.00	0.30	21.04	99.74	Fe _{0,93} As _{0,90} S
	43.82	34.38	0.00	0.55	20.82	99.57	Fe _{0,95} (As _{0,90} Sb _{0,01}) _{0,91} S
	43.34	34.58	0.00	1.33	20.71	99.96	Fe _{0,96} (As _{0,90} Sb _{0,02}) _{0,92} S
	43.28	35.09	0.00	0.64	20.88	99.89	Fe _{0,96} (As _{0,89} Sb _{0,01}) _{0,90} S
42.23	34.74	0.00	1.08	21.33	99.38	Fe _{0,94} (As _{0,85} Sb _{0,01}) _{0,86} S	
Ар-07-0в	46.69	33.53	0.00	0.00	19.60	99.82	Fe _{0,98} As _{1,02} S

Примечание. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН), аналитик В.А. Котляров.

6.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути по анализам, представленным всеми сульфидами руд Артемьевского месторождения, выявлены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+Hg) + II(Mo+Ba+Ag+Cr) + III(U+Ti+V) + IV(Ni+Co+Te+Se+Fe) + V(As+Tl+Sb) + VI(Mn+Pb) + VII(Bi+Au) — W — VIII(Cu+Sn). Традиционной является первая ассоциация химических элементов, принадлежащая сфалериту и его изоморфным примесям. Вторая ассоциация связана с фрамбоидальным пиритом, обычно обогащенным Mo, Ba, Ag и Cr. Третья ассоциация является литогенно-водородной. Четвертая ассоциация, вероятно, соответствует парагенезису пирротина с эвгедральным пиритом-4. Пятая ассоциация включает тетраэдрит, а шестая, вероятно, галенит. Однако корреляция Pb и Mn пока не разгадана. В седьмую ассоциацию попал парагенезис самородного золота с самородным висмутом, характерный для халькопирита гидротермальных труб.

Для пирита рассчитаны следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd) + II(Ag+Au+Bi) + III(Te+Se) + IV(U+Cr) + V + V(Co+Ni) + VI(Sb+Tl+Hg+As+Cu) + W + VII(Pb+Mo+Mn+Ba) — Sn — Fe — Ti. Первая ассоциация принадлежит сфалериту, вторая — парагенезису самородного золота с самородным висмутом, третья — пириту, который, по сравнению с халькопиритом и сфалеритом, обогащен как Se, так и Te. Четвертая ассоциация — водородная. В пятую ассоциацию попадает пирит оболочки трубы, обогащенный как Co, так и Ni. В шестой ассоциации объединены элементы, характерные для блеклых руд. Седьмая ассоциация выделяет фрамбоидальную и колломорфную разновидности пирита.

Халькопирит отличается следующими ассоциациями: I(Bi+Pb) + II(Ag+Tl+Sb+Au+As) + IV(Co+Mn) + V(U+Mo) + W + VI(Cd+Zn) — Ti — VII(Se+Te) — VIII(V+Ni+Fe) — Co — Cr — Sn — IX(Ba+Hg) — Cu. Первые две ассоциации объединяют электрум-висмут-галенит-тетраэдритовый парагенезис, характерный для халькопирита гидротермальных труб. Остальные ассоциации, за исключением сфалеритовой (VI), пока остаются без объяснений.

В сфалерите присутствуют следующие ассоциации: I(Ti+U+Cr) + II(Tl+Pb+Bi) + Te + III(Ba+Ag+As+Sb) + Ni + IV(Fe+Cu) + V(Cd+Se) — VI(Mo+Co) — Au — Zn — VII(Hg+Mn). Первую ассоциацию слагают литогенные элементы, объединенные во включения вулканокластиков в диагенетическом сфалерите-2. Вторую ассоциацию представляет галенит, третью — барит-тетраэдритовый парагенезис, четвертую — халькопирит, пятую и седьмую — изоморфные примеси в сфалерите.

6.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. В отличие от Николаевского месторождения в подрудной риолитовой толще Артемьевского месторождения присутствуют в ограниченном количестве углеродистые алевропелиты. Базальты и черные сланцы локализуются в надрудной толще. Минералогические признаки руд типичны для месторождений, ассоциирующихся с кислыми вулканитами: дефицит колломорфных разновидностей пирита, отсутствие псевдоморфоз пирита по первичному пирротину, а также изокубанита — свидетелей высокожелезистых гидротермальных флюидов, характерных для современных черных курильщиков. На высокую зрелость рудогенерирующей гидротермальной системы, достигшей стадии разложения полевых шпатов указывают низкие содержания Co при высоких содержаниях Ba, Pb, Tl [Масленников, 2013; Дифференциация ..., 2016].

В гидротермальных трубах Артемьевского месторождения доминирует халькопирит, представленный копьевидными сростками тетраэдров и дендритовыми сростаниями со сфалеритом в ассоциации с баритом [Токсичные ..., 2014]. Для халькопирита характерно наименьшее, по сравнению с другими сульфидами, разнообразие химических элементов, имеющих повышенные содержания. Халькопирит обогащен лишь Sn, Pb и Bi. Участками присутствует As и Sb, очевидно, в форме арсенипирита и блеклых руд.

Халькопирит гидротермальных труб Артемьевского месторождения по сравнению с халькопиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. содержит гораздо больше Bi, Pb, As, Au, Sb, Ba и Tl. Это может указывать на более высокую степень зрелости рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системы, сформировавшей Артемьевское месторождение на стадии разложения полевых шпатов [Масленников, 2013]. Большинство этих элементов являются летучими, что может обеспечить им поступление из магматических камер кислого состава вместе с другими магматическими газами.

Этот халькопирит обеднен Se и Te — элементами высокотемпературной ассоциации, обычно изоморфно входящими в структуру халькопирита в условиях формирования современных черных курильщиков [Aucclair et al., 1987]. На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита труб Арте-

мьевского месторождения попадают в поле перекрытия серых и бесцветных курильщиков (см. рис. 6.1.11). По сравнению с другими курильщиками халькопирит труб содержит значительные количества Sn. Высокие содержания Sn при низких содержаниях Au свидетельствует о сильно восстановительных кислых условиях минералообразования из флюидов обогащенных SnCl₂ [Hannington et al., 1999]. Однако содержания Au в сульфидах Артемьевского месторождения относительно высокие. Не исключено, что Sn и Au одновременно переносились в слабоокислительных условиях при варьирующих pH в виде SnCl₄⁰ и AuHS₂⁻, соответственно [Hannington et al., 1999]. Широкий разброс содержаний Co, вероятно, свидетельствует в пользу значительных вариаций редокс-потенциала, что может способствовать обогащению флюидов Au. С одной стороны, высокие концентрации Sn в халькопирите — характерная черта богатых сфалеритом белых или бесцветных курильщиков и их диффузеров, особенно тех, которые сформированы на серпентинитовом основании [Maslennikov et al., 2017].

С другой стороны, халькопирит гидротермальных труб Артемьевского месторождения так же, как и халькопирит труб Николаевского месторождения, обеднен элементами гидрогенной группы, такими как Mo, V, U и Ni, а также Mn (табл. 6.2.5), что может быть связано с особенностями состава девонской морской воды рудолокализирующего бассейна, которая служит основой для циркулирующих гидротермальных флюидов.

Колломорфный пирит поступил в обломочные руды при разрушении в основном барит-сфалерит-пиритовых труб. Пирит-халькопирит-сфалеритовые обломки труб являются поставщиками фрамбоидального пирита. Пи-

Таблица 6.2.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту труб Артемьевского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Pb	As	Au	Sb	Ba	Tl	Sn	Cd	Ag	Zn
Черные	205	143	59	37	26	19	8	4	2.2	1.9	1.5
	W	Fe	Co	Ni	U	Mn	Mo	V	Te	Se	
	1.3	1.0	0.3	0.09	0.05	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	
Серые	Pb	As	Sn	Bi	Au	Ba	Cd	Tl	Co	Ni	Ag
	51	29	17	15	11	3.2	2.4	2.2	1.8	1.7	1.2
	Zn	Fe	Sb	W	U	Te	Se	Mn	Mo	V	
	1.1	1.0	0.8	0.2	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	
Бесцветные	Bi	As	Pb	Sb	Tl	Ba	Au	Co	Mo	Te	W
	110419	3666	2049	475	198	197	95	45	14	11	6.9
	Cd	Zn	V	U	Sn	Ni	Fe	Se	Ag	Mn	
	5.4	3.4	3.1	2.4	1.3	1.1	1.0	0.7	0.6	0.5	

Таблица 6.2.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту труб Артемьевского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Ba	Sb	Au	Tl	W	Pb	As	Ag	Ni	Cd
Черные	33765	3828	659	258	87	61	54	37	17	10	4.3
	Sn	Co	Cu	Zn	Mn	U	Se	Te	V	Mo	
	3.7	2.9	0.9	0.9	0.4	0.4	0.3	0.2	0.1	0.10	
Серые	Bi	Sb	Au	Ba	As	Pb	Ag	Sn	Cu	W	Tl
	117233	2032	444	423	199	51	35	27	15	14	10
	Te	Co	Se	Cd	Ni	Zn	Mo	V	U	Mn	
	9.5	9.1	6.5	3.5	3.3	1.0	0.3	0.2	0.04	0.03	
Бесцветные	Bi	Ba	As	Au	Sb	W	Co	Ag	Pb	Tl	Cu
	96301	9824	1666	1170	918	507	274	132	98	33	32
	Te	Se	Mn	Ni	Sn	Cd	Zn	V	U	Mo	
	27	5.8	4.8	2.5	2.0	1.9	0.8	0.2	0.09	0.08	

рит обеих разновидностей содержит много Tl, Au, Ag, Pb, As, W и Sb при низких содержаниях элементов высокотемпературной ассоциации, как Co, Se и Bi [Токсичные ..., 2014].

По сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. колломорфный и фрамбоидальный разновидности пирит труб Артемьевского месторождения обогащены Bi, Pb, As, Au, Sb, Ba и Tl (табл. 6.2.6). Такой же спектр элементов установлен при сравнении халькопирита. Дополнением является W, отражающий геохимическую специализацию пирита Артемьевского месторождения.

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки пирита Артемьевского месторождения попадают в поле серых курильщиков задуговых бассейнов и подводных вулканов островных дуг, что соответствует максимальным содержаниям Tl в современных курильщиках. На диаграмме Se–Te отчетливой дискриминации не наблюдается. Часть анализов фрамбоидального пирита имеет значения Co/Ni < 0.1. Это может свидетельствовать о низких температурах и высоком окислительном потенциале среды минералообразования. Фрамбоидальный пирит так же, как и колломорфная гидротермально-осадочная разновидность, является концентратором Au (см. рис. 6.2.12).

Сфалерит — доминирующий минерал в трубах Артемьевского месторождения обогащен Cd, Mo, Pb, Ag и Ba. Сфалерит труб этого месторождения, по сравнению со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., так же как и предыдущие сульфиды, содержит гораздо больше Bi, Ba, Tl и W (табл. 6.2.7). Дополнением к этой группе является Mo, концентрирующийся в сфалерите Артемьевского месторождения. С другой стороны, в сфалерите это-

Таблица 6.2.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту труб Артемьевского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Ba	Tl	W	Mo	Pb	Sn	Au	Cd	Sb	Ag
Черные	18354	2243	65	7.7	6.8	5.7	4.1	3.8	2.6	1.7	1.4
	Cu	Ni	Mn	As	Fe	Co	V	Te	U	Se	
	1.0	0.7	0.6	0.5	0.3	0.2	0.14	0.10	0.05	0.04	
Серые	3807	55	25	5.1	4.2	2.2	1.7	1.4	1.3	0.8	0.7
	Cu	As	Mn	Ag	Te	Fe	U	Co	V	Se	
	0.69	0.60	0.49	0.45	0.29	0.23	0.19	0.10	0.04	0.04	
Бесцветные	43975	15365	447	54	49	20	19	5.0	2.3	1.4	1.2
	Cd	Se	Ag	Ni	Au	Mn	U	V	Sn	Fe	
	0.93	0.85	0.56	0.54	0.49	0.47	0.24	0.19	0.08	0.08	

го месторождении гораздо меньше элементов высокотемпературной (Se, Te) и водородной (V, U) групп. На диаграмме Co–Sn виден широкий диапазон вариаций содержаний Co, при умеренных содержаниях Sn (см. рис. 6.2.13).

В сульфидных трубах Николаевского и Артемьевского месторождений на основе ЛА-ИСП-МС анализа выявлены особенности минералого-геохимической зональности, свидетельствующие о гидротермально-осадочной и гидротермально-метасоматической дифференциации микроэлементов и зависимости их концентраций от состава породных эффузивов и органических осадков. На Николаевском месторождении, подстилаемом риолитами и углеродистыми алевропелитами, наружные части оболочек труб сложены колломорфным и фрамбоидальным пиритом, внутренние псевдоморфозами пирита и сфалерита по пирротину. Каналы труб последовательно заполнены халькопиритом и минералом, подобным цинкистому изокубаниту. В колломорфном пирите и псевдоморфозах пирита по пирротину отмечаются повышенные концентрации большинства изученных микроэлементов: Ag, As, Au, Ba, Bi, Co, Ni, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb и Tl с небольшой вариацией в содержаниях. Во фрамбоидальном пирите U, V и W встречаются в относительно большем количестве. Во внутренних частях оболочек труб по мере увеличения кристалличности пирита уменьшаются содержания почти всех микроэлементов за исключением Co (до 830 г/т) и Se (до 1760 г/т). В сфалерите в качестве микропримеси можно отметить только Sn (до 485 г/т). В составе халькопирит-

товой кристаллизации доминируют Se (до 2000 г/т), а также Ag (до 227 г/т), Co (870 г/т), Bi (до 1200 г/т), Pb (до 4000 г/т) и Te (до 70 г/т). Следует заметить, что содержания Se в халькопирите не зависят от общего минерального состава труб, как это наблюдается на месторождениях других типов.

Оболочки труб Артемьевского месторождения сложены сфалеритом с включениями эвгдральных кристаллов пирита. Реже встречаются фрамбоидальные колломорфные разновидности пирита. Каналы последовательно заполнены халькопиритом, сфалеритом и баритом. В отличие от труб Николаевского месторождения трубы Артемьевского месторождения не содержат псевдоморфоз пирита по пирротину и «изокубанита». В породной толще развиты в основном риолиты с второстепенными прослоями углеродистых алевропелитов. Халькопирит характеризуется крайне низкими содержаниями Se (до 50 г/т) и Te (до 3 г/т) при аномально высоких содержаниях Sb, As, Pb, Bi и Ag за счет многочисленных микровключений эвгдрального пирита, галенита, самородного золота, серебросодержащего тетраэдрита, арсенипирита и самородного висмута. Предполагается, что при формировании Николаевского месторождения углеродистые алевропелиты добавляли в гидротермальные флюиды такие элементы, как U, V, W, Mo, Co и Ni. Это отличает алтайские курильщики от курильщиков месторождений типа Куроко, сформированных исключительно на риолитах.

Сульфиды гидротермальных труб обоих месторождений содержат гораздо больше Bi, Tl, Ba, Pb, As, Sb, а также эпизодически W, при минимальных содержаниях элементов водородной группы (U, V, Mo, Ni), также Mn, по сравнению с курильщиками ВТП 9°50' с.ш. Предполагается, что рудогенерирующие гидротермально-метасоматические системы Николаевского и Артемьевского месторождений, в отличие от системы ВТП 9°50' с.ш., достигли стадии разложения полевых шпатов. Все это позволяет предполагать, что трубы Николаевского месторождения являются необычными представителями черных курильщиков, а трубы Артемьевского месторождения относятся к специфическим серым или бесцветным курильщикам. Возможными аналогами, как тех, так и других, являются современные курильщики трога Окинава.

ГЛАВА 7

Палеозойские курильщики колчеданных месторождений островодужной системы Уральского Палеоокеана

Общие данные по закономерностям, геологическому строению и условиям формирования колчеданных месторождений Южного Урала приводятся в монографиях П.Ф. Сопко [1975], м.Б. Бородаевской и др., [1977], И.Б. Серавкина [1986], В.В. Зайкова [1991], Е.С. Контаря, [1997], В.А. Прокина с соавторами [Медноколчеданные, 1995, 1988, 1992; Prokin, Buslaev, 1999] и др. В результате были предложены рудно-формационные классификации колчеданных месторождений, учитывающие генеральные особенности химического состава рудовмещающих формаций и колчеданных руд.

Урал характеризуется высокой плотностью локализации колчеданных месторождений в вулканических поясах (рис.7.1). Геодинамическим реконструкциям колчеданосных зон Южного Урала посвящены работы С.Н. Иванова и др. [Формирование ..., 1986], К.С. Иванова [1998], К.С. Иванова и др. [1989], В.А. Прокина и В.М. Нечеухина [1992], В.М. Нечеухина [1996], В.А. Коротеева и др. [1985, 1986], Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [1993], И.Б. Серавкина и др. [Вулканизм ..., 1992], А.С. Бобохова [1991], В.А. Маслова [1980], В.В. Зайкова и др. [1993], В.Г. Кориневского [1987], м.Б. Бородаевской и др. [1977], Т.Н. Сурина [1993, 1997], Р.Г. Язевой [1982], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998] и многих других. В последние годы развиваются в основном плитотектонические модели [Металлогения ..., 1982], позволяющие использовать актуалистический подход для реконструкции геотектонических условий развития Урала и других колчеданосных регионов. Наиболее полной и обоснованной представляется модель С.Н. Иванова с соавторами [Формирование ..., 1986], впоследствии развитая К.С. Ивановым [1998], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [1998]. В соответствии с последними моделями история формирования Южного Урала выглядит следующим образом.

Начавшиеся в позднем протерозое процессы диасхизиса и континентального рифтогенеза, сменились в позднем кембрии разрывами континентальной коры, формированием грабенов и заполнением их мощными терригенными молассоидными осадками. В позднем тремадоке–арениге эти осадки сменились пестрыми по составу вулканогенно-осадочными толщами. Разрыв верхней части земной коры произошел в нескольких зонах, где, начиная со среднего ордовика, формировались мощные однородные толщи толеитовых базальтов. Фрагментом субокеанической коры, возникшей в Центральном разрыве, считаются Кимперсайский и некоторые другие габбро-гипербазитовые массивы. Западнее главного разрыва между блоками континентальной коры формировалась Сакмарская и восточнее — Заураль-

ская (Денисовская) рифтогенные зоны. Раздвижение завершилось возникновением позднеордовикско-силурийского Уральского палеоокеана. На склонах микроконтинентов отлагались вначале терригенные, а затем кремнистые, углеродисто-кремнистые и глинисто-сланцевые толщи.



Рис. 7.1. Карта-схема распространения морфогенетических типов колчеданных месторождений Урала, с указанием месторождений, на которых обнаружены фрагменты гидротермальных труб палеокурильщиков (составлена с использованием карт [Контарь, Либарова, 1997]): 1 — метаморфизованные палеозойские комплексы; 2 — вулканогенные палеозойские комплексы; 3 — вулканогенно-осадочные и осадочные верхнепалеозойские комплексы; 4-6 — морфогенетические типы колчеданных залежей: 4 — сульфидные холмы слабо разрушенные, 5 — сульфидные холмы сильно разрушенные; 6 — рудокластические линзы с реликтами сульфидных холмов, 7 — пластообразные залежи, сложенные сульфидными турбидитами и их диагенитами.

Островодужный этап охватывал интервал от позднего ордовика до позднего девона [Иванов, 1998]. Колчеданное оруденение формировалось в основном в узком временном интервале — от верхнего силура до среднего девона в различных палеогеографических обстановках: Сакмарском окраинном море, Западно- и Восточно-Магнитогорской дугах, Сибайском междуговом, Орско-Домбаровском и Западно-Мугоджарском задуговых бассейнах [Зайков, 1991] (см. рис. 7.1).

Предполагается, что в этот период на Урале могло существовать не менее трех-четырёх зон субдукции, имевших разное падение. Формационный анализ вулканизов не исключает возможности проявления самостоятельной раннеостроводужной стадии развития и в Сакмарской палеовулканической зоне [Вулканизм ..., 1992]. Вероятно, зоны субдукции противоположного падения существовали и в Зауральской мегазоне. В среднем девоне на окраине палеоокеана формировалась наиболее выраженная островная дуга (ныне хребет Ирэндык) [Коротеев и др., 1986]. Считается, что в это же время началось закрытие Уральского палеоокеана с погружением океанической коры по зоне косой субдукции, положение которой трассируется Главным уральским разломом. Восточнее островной дуги в результате вторичного спрединга развивалось тыловодужное расширяющееся глубокое море (ныне основная часть Магнитогорского погружения). Некоторые исследователи считают, что в результате внутридугового спрединга первоначально единая вулканическая дуга расщепилась на два фрагмента: Западно-Магнитогорский и Восточно-Магнитогорский, с формированием соответствующего междугового бассейна [Зайков, 1991]. Не исключено, что Восточно-Магнитогорская дуга появилась в результате перескока зоны субдукции к востоку от Западно-Магнитогорской дуги [Прокин, Нечеухин, 1992], либо развивалась автономно [Вулканизм..., 1992]. Предполагается, что значительная часть колчеданных месторождений формировалась в зонах внутридуговых, междуговых и задуговых зонах локальных растяжений [Формирование ..., 1986; Серавкин, 1991; Масленников, 1991, 1997; Вулканизм ..., 1992; Зайков и др., 1993]. В этот же период в связи с базальтовым вулканизмом сформировалось большинство марганцевоносных низкотемпературных палеогидротермальных полей.

Формирование океанической и островодужной структур Южного Урала завершилось в позднем девоне и перми коллизионной стадией развития. Более молодые терригенные отложения тылового моря свидетельствуют о его обмелении с проявлением трахириолитового и трахибазальтового вулканизма во время пароксизмов растяжения [Иванов и др., 1992].

В карбоне в коллизионных рифтовых структурах формировались магнетитовые стратиформные месторождения. В триасе на Урале проявилась незначительное пост-коллизионное растяжение. Начиная с юры Урал вступил в платформенный этап развития.

Уральская колчеданносная провинция содержит почти все возможные рудно-формационные типы колчеданных месторождений, среди которых выделяются следующие: атлантический, кипрский, уральский с тремя подтипами, куроко или баймакский и рудноалтайский. Каждый рудно-форма-

ционный тип характеризуется своими особенностями геологической позиции и специфическими составами руд. В рудах месторождений всех этих типов нами обнаружены разнообразные по составу фрагменты гидротермальных труб [Масленников, 1999, 2006; Масленников, Масленникова, 2007; Maslennikov et al., 2013, 2017; Herrington et al., 1998].

Атлантический тип колчеданных месторождений впервые выделил В.В. Зайков с соавторами [2001] по аналогии с черными курильщиками, формирующимися на ультрамафитовом основании Срединно-Атлантического хребта. На Урале к этому типу отнесены Дергамышское, Ишкининское и Ивановское кобальт-медноколчеданные месторождения, которые приурочены к офиолитовому комплексу южного фланга Главного Уральского разлома Присакмарской структурно-формационной зоны. При анализе геодинамической позиции кобальт-медноколчеданных месторождений сделан вывод об островодужной природе колчеданосных рудовмещающих ультрамафитовых комплексов Урала [Мелекесцева, Зайков, 2001; Симонов и др., 2002; Tessalina et al., 2003; Jonas, 2003; Nimis et al., 2004; Дунаев, Зайков, 2005; Зайков, Мелекесцева, 2005; Зайков, 2006; Nimis et al., 2008, 2010; Melekestseva et al., 2013]. И.Б. Серавкин [2002], учитывая особенности этих месторождений, предложил отнести их к ивановскому типу. Это является не совсем удачным, поскольку руды Ивановского месторождения в значительной мере регенерированы [Зайков и др., 2001]. В данной книге мы предлагаем оставить название «атлантический тип» для выделения кобальт-медноколчеданных месторождений, ассоциирующих в основном с ультрамафитовыми породами.

К настоящему времени месторождения детально охарактеризованы минералогическими методами [Зайков, 2006; Мелекесцева, 2007]. Первые образцы сульфидных песчаников и диагенизов kernового материала и отобранные в карьере Дергамышского месторождения показали интересные результаты. Благодаря находкам гидротермально-метасоматических руд, фрагментов черных курильщиков, диффузеров и оруденелых трубок червей в карьере нами продолжается минералогическое изучение рудных фаций Дергамышского месторождения.

Прототипом колчеданных месторождений *кипрского* типа являются медноколчеданные месторождения о. Кипр. Они известны также в Турции, Филлипинах, Аппалачах и на о. Ньюфаундленд [Колчеданные ..., 1979; Медноколчеданные ..., 1992; Серавкин, 2010; Контарь, 2013]. Колчеданные месторождения кипрского типа охватывают большую группу месторождений, залегающих среди натровых базальтов, иногда ассоциирующих с дунит-гарцбургитовыми и дунит-лерцолитовыми интрузивами. Месторождения приурочены к внутриконтинентальным и окраинно-континентальным рифтовым зонам, проникающим до коры океанического типа [Колчеданные ..., 1979]. В последние годы стало очевидным, что месторождения этого типа формируются на разнообразных по составу толитах в современных СОХ и задуговых бассейнах и даже над горячими точками. В целом, большинство колчеданных месторождений кипрского типа сложено медноколчеданными рудами. Однако имеются и те, на которых встречаются медно-цинко-

во-колчеданные руды. В отличие от собственно атлантических и кипрских месторождений, ассоциирующих с офиолитами, на объектах *оманского типа или подтипа* ультраосновные породы отсутствуют. На Урале представителем оманского типа является домбаровский тип (месторождение Летнее) [Медноколчеданные..., 1992]. Рудно-фациальные и минералого-геохимические особенности древних и современных колчеданных месторождений этого типа могут существенно отличаться в зависимости от геодинамических обстановок, режимов вулканизма и зрелости гидротермальных и гидротермально-гипергенных систем [Масленников, 2012; 2014]. Сульфидные холмы сохраняются в условиях интенсивного вулканизма. Слоистые колчеданные залежи, нередко относящиеся к *типу бесси*, ассоциируют с тефротурбидитовыми комплексами. К этому типу, вероятно, относится Маукское медноколчеданное месторождение. В целом, вероятно, месторождения атлантического, кипрского и оманского (домбаровского) типов образуют единый рудно-формационный ряд. В то же время можно построить непрерывный ряд от сульфидных холмов месторождений кипрского типа к слоистым пластам сульфидных турбидитов месторождений типа бесси [Масленников, 2012]. В качестве возможного представителя современных месторождений кипрского (оманского) типов в данной главе рассмотрено гидротермальное поле Брокен Спур.

Уральский рудно-формационный тип колчеданных месторождений объединяет уральский-1 .-2 и — 3 подтипы. Выделение рудно-формационного подтипа уральский-1 связано с выявленной недавно особенностью его геологической позиции и с доминированием в нем медной минерализации над цинковой [Серавкин, 2010; Прокин и др., 2011]. Месторождения этого подтипа, к которому относятся Юбилейное и Бурибайское месторождения, а также, вероятно, Султановское месторождение, формировались до основного объема кислых вулкаников, залегающих над рудными телами. Месторождения залегают на подушечных лавах, представленных островодужными толитами, а также субщелочными и магнезиальными базальтами и бонинитами. Судя по геологической позиции и петрогеохимическим данным эти месторождения формировались в предостроводужных трогах, зарождающейся островной дуги [Серавкин, 2010, 2013]. К подтипу уральский-2 отнесены месторождения Яман-Касы и Сибайское. К подтипу уральский-3 отнесены Молодежное, Узельга и Октябрьское месторождения.

Медноколчеданные месторождения бимодальных комплексов, сформированных в обстановке зрелых островных дуг, относятся к типу *куроко* или *баймакскому*. Типичными представителями данного типа являются месторождения рудного района Хокуроко в Японии. Характерная черта месторождений этого рудно-формационного типа — присутствие сплошных халькопиритовых, сфалеритовых, борнитовых, баритовых и ангидритовых отложений. С месторождениями куроко типа весьма сходны месторождения понтийского и баймакского типов. На этих месторождениях широко представлены халькопиритовые, сфалеритовые и борнитовые разновидности сплошных колчеданных руд. Гораздо реже, чем в уральском типе колчеданных месторождений, встречаются пиритовые руды, особенно их колло-

морфные разновидности. Находки пирротиновых руд и псевдоморфоз пирита по пирротину на месторождениях этих типов не известны. На многих месторождениях встречаются баритовые отложения. В отличие от месторождений уральского типа в подрудной толще таких месторождений широко представлена вкрапленная и штокверковая минерализация, имеющая промышленное значение. Вместе с тем островные дуги, вмещающие эти месторождения, образовались на земной коре, имеющей различное происхождение. В основании энсиалических островных дуг, вмещающих месторождения куроко типа, залегает континентальная кора. Энсиматические островные дуги, вмещающие месторождения баймакского типа формировались на океаническом основании [Медноколчеданные..., 1992; Серавкин, 2010]. Наконец, островные дуги месторождений понтийского типа — на гетерогенном основании [Колчеданные ..., 1979].

Баймакский тип так же, как и месторождения куроко типа, подразделяется на два подтипа. В первом подтипе сплошные халькопиритовые фации доминируют над сфалеритовыми. Барит имеет незначительное распространение. К месторождениям баймакского типа-1 могут быть отнесены Валенторское месторождение и месторождения Таш-Тау и Бакр-Тау. В месторождениях баймакского подтипа-2 значительное место занимают сплошные сфалеритовые и баритовые руды. Типичными представителями этого подтипа являются барит-медно-цинково-колчеданные месторождения Александринское и Балта-Тау, содержащие обильный галенит. Из современных обстановок месторождения баймакского типа сравнимы с сульфидными проявлениями Идзу-Бонинской островной дуги в Тихом океане [Серавкин, 2010]. В целом, месторождения баймакского типа, скорее всего, являются продолжением единого уральского ряда колчеданных месторождений, в котором уменьшается роль базальтов и габбро и нарастает роль кислых вулкаников и плагиогранитов. В этом же направлении нарастает степень зрелости не только островных дуг, но и гидротермальных систем.

Сопоставляя месторождения алтайского типа и куроко, нетрудно убедиться, что, несмотря на явные различия, они принадлежат к близкому рудно-формационному типу. Эти месторождения сближает обилие вулкаников кислого состава и значительное количество вулканогенно-осадочных отложений [Еремин, 1983]. Вместе с тем, одним из главных отличий является ассоциация не с яшмами, а с углеродистыми алевропелитами (черными сланцами), что позволяет отнести их к особой черносланцево-риолитовой ассоциации [Масленников, 2006]. Более того, наличие подрудных черных сланцев накладывает отпечаток на состав некоторых месторождений *алтайского типа*. Например, среди таких месторождений выделяются медно-цинково-колчеданные месторождения алтайского подтипа-1 (Николаевское на Рудном Алтае, Сафьяновское на Урале). В том случае, когда подрудные черные сланцы не зафиксированы и в подрудной толще доминируют риолиты, колчеданные месторождения представлены барит-колчеданно-полиметаллическим подтипом-2 (Артемьевское, Заречное). Оба эти типа характеризуются своими минералого-геохимическими особенностями гидротермальных труб.

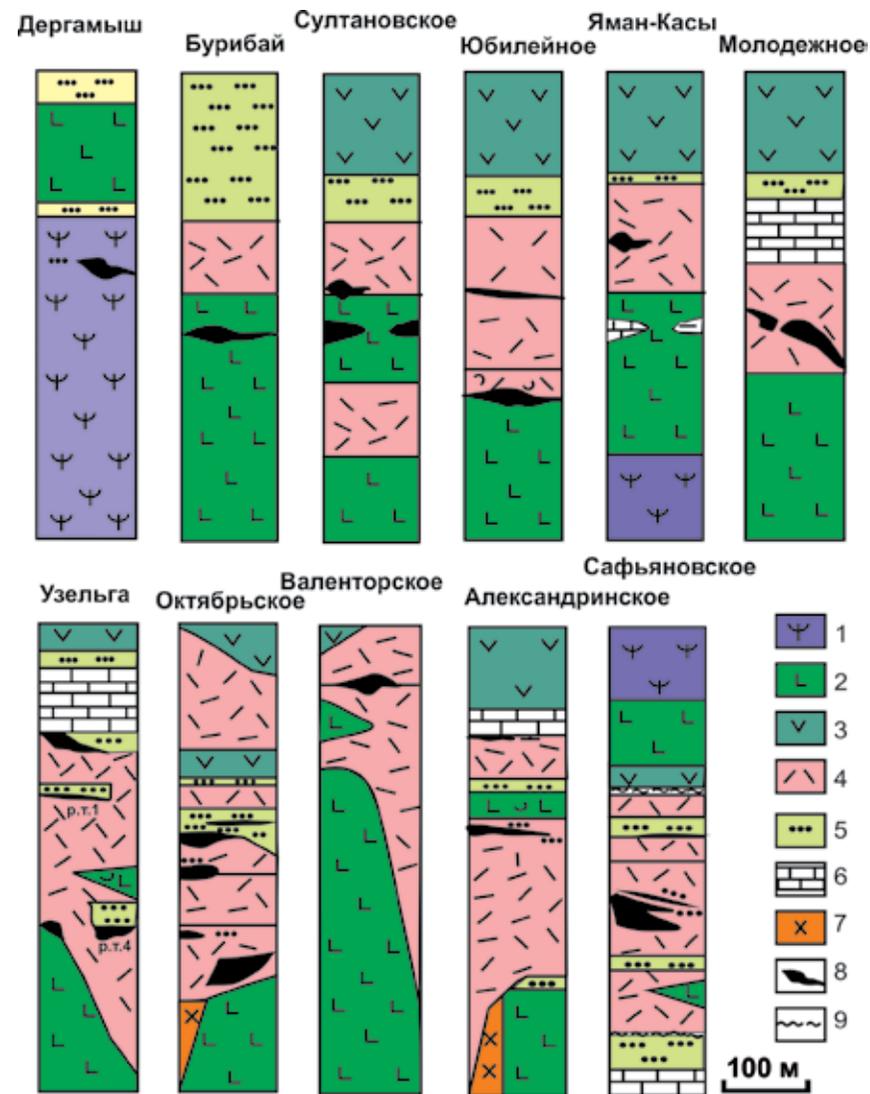


Рис. 7.2. Схематические геологические разрезы колчеданных месторождений Урала: 1 — серпентиниты; 2 — базальты; 3 — базальты, андезибазальты и андезиты нерасчлененные; 4 — риолиты, дациты, андезидациты нерасчлененные; 5 — слоистые вулканогенно-осадочные породы; 6 — известняки, 7 — плагиограниты; 8 — рудные тела; 9 — шарьяжи.

Таким образом, на Урале большинство медно-цинково-колчеданных месторождений уральского и баймакского типов локализуется среди кислых вулканитов на различном удалении от базальтового основания (рис. 7.2). В зависимости от расстояния до подрудных базальтов представленные в данной статье месторождения образуют последовательный ряд: Юбилейное (0 м) → Яман-Касы (50–100 м) → Валенторское (50–100 м) → Молодежное (50–100 м) → Октябрьское (150–250 м) → Узельга-4 (150–250 м) → Алексан-

дринское (200–250 м) [Масленников, 2006]. В этом же ряду в рудных залежах уменьшается количество пирита и марказита, разнообразие и встречаемость теллуридной и арсенидной минерализации, нарастают содержания сфалерита, галенита, барита, борнита, самородного золота и блеклых руд.

В этот ряд не вписывается Сафьяновское свинецсодержащее медно-цинково-колчеданное месторождение, рудовмещающая толща которого сложена вулканитами риодацитово-формации, содержащей не яшмы, а слоистые пачки углеродистых пелитолитов («черных сланцев»). По составу руд и рудовмещающей формации оно образует единый ряд с изученными месторождениями Рудного Алтая: Николаевское → Сафьяновское → Артемьевское. Так же, как и в предыдущем случае, в этом ряду в подрудных риодацитах уменьшаются объемы черных сланцев, в рудах снижается роль пирит-марказитовых руд и увеличивается значение золото-галенит-сфалерит-баритовых ассоциаций, содержащих обильные блеклые руды.

Линзообразные рудные залежи изученных колчеданных месторождений реконструируются как слабо и сильно разрушенные сульфидные холмы [Масленников, 2006]. «Ядра» холмов сложены массивными зернистыми пиритовыми рудами, содержащими вкрапленность халькопирита, реликты колломорфных агрегатов пирита, сфалерита, труб палеокурильщиков. На склонах сульфидных холмов залегают линзы сульфидных брекчий, которые на выклинках сменяются тонкослоистыми сульфидными турбидитами и их диагенитами, переслаиваемыми кремнисто-гематитовыми (уральский тип), либо углеродистыми (алтайский тип) алевропелитами [Масленников, 2006]. Большинство фрагментов сульфидных труб хорошей сохранности обнаружено главным образом в слабо разрушенных сульфидных холмах (см. рис.7.2), имеющих шлейфы грубообломочных сульфидных брекчий. В ядрах холмов они преобразованы в массивные руды гидротермальными просачиваниями, в сульфидных турбидитах изменены процессами субмаринного гипергенеза или диагенеза [Тесалина и др., 1997; Масленников, 1999, 2006; Сафина, Масленников, 2008; Maslennikov et al., 2019].

В следующих разделах будет показано, что гидротермальные трубы каждого рудно-формационного типа колчеданных месторождений характеризуются своими минералогическими и геохимическими признаками, позволяющими говорить об особенностях гидротермальных систем Урала.

7.1. Дергамышское

7.1.1 Геологическая позиция. Месторождение приурочено к западному крылу региональной синформы, сложенной тектоническими пластинами серпентинитов, базальтов и вулканогенно-осадочных пород [Бучковский, 1966ф; Зайков и др., 2001; Зайков, Мелекесцева, 2005; Зайков, 2006; Мелекесцева, 2007; Зайков и др., 2009]. Подрудная толща месторождения представлена пластиной брекчированных серпентинитов, в кровле которых рас-

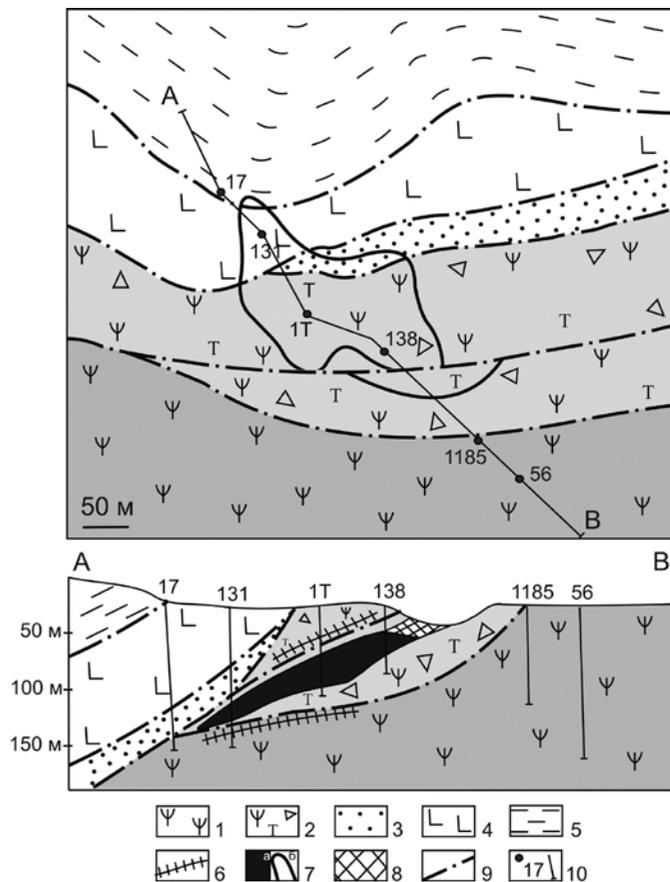


Рис. 7.1.1. Геологическая карта и разрез Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения по [Зайков и др., 2009]: 1 — серпентиниты (O2-S1?); 2 — брекчированные серпентиниты с зонами тальк-карбонатных метасоматитов и силлами диабазов и габбро; 3 — сакмарская свита (?) (S sk): вулканомиктовые и полимиктовые песчаники с прослоями кремней и пластинами серпентинитов; 4 — баймак-бурибайская толща (D1b-br): базальты с линзами углеродистых алевролитов; 5 — мукасовский горизонт (D3): силициты; 6 — тела габбро, габбро-диабазов (внемасштабный знак); 7 — руда: а — рудное тело, б — его проекция на поверхность; 8 — зона окисления рудного тела; 9 — разлом; 10 — разведочные скважины.

полагается сульфидное линзообразное тело с массивными и обломочными рудами (рис. 7.1.1). В нижней части пластины выявлен прослой серпентинитовых песчаников и гравелитов, а в средней присутствуют несколько тел габбро-пегматитов. Подрудная толща подстилается олистостромовой пластиной, состоящей из фрагментов серпентинитов, базальтов, кварц-плагиоклазовых риолитов, пироксенитов, офикальцитовых брекчий. Надрудная толща также представлена пластиной брекчированных серпентинитов с линзами тальк-карбонатных пород, блоков габброидов и диабазов.

Серпентиниты перекрываются пластиной вулканомиктовых и полимиктовых песчаников с прослоями углеродистых алевролитов, силицитов и те-

лами серпентинитов. На вулканомиктовой толще залегает пластина эффузивных тел андезитового, базальтового и андезибазальтового состава, перемежающихся с линзами углеродистых алевролитов. Базальты и андезибазальты района месторождения принадлежат как к толеитам, так и к породам известково-щелочной серии [Симонов и др., 2002]. Геологический разрез завершается флишоидными отложениями зилаирской свиты с фтанитами и силицитами в основании разреза (мукасовский горизонт).

Рудная залежь залегает на контакте серпентинитовой и маломощной пироксенитовой пластин. Рудовмещающие породы подвержены оталькованию, карбонатизации и хлоритизации. Действительно, по ассоциации пород (серпентиниты, габбро и диабазы) Дергамышское месторождение напоминает гидротермальные поля Атлантического СОХ (Рейнбоу, Ашадзе, Семенов, Логачев) [Melekestseva et al., 2013], отличаясь от них отсутствием окисных железистых отложений, место которых занимают углеродистые алевролиты и фтаниты.

Ультрамафиты ГУР по составу не соответствуют перидотитам СОХ, а имеют островодужные характеристики со свойственными им высокохромистыми шпинелями [Зайков и др., 2009]. Базальты силурийского офиолитового комплекса по химизму близки к E-MORB — обогащенным толеитам как срединно-океанических, так и задуговых бассейнов. Предполагается, что образование южно-уральских кобальт-медноколчеданных месторождений могло происходить в условиях доостроводужного спрединга [Jonas, 2003; Nimis et al., 2004] или аккреционной призмы, сложенной пластинами ультрамафитов, базальтов и олистостромами [Зайков, Мелекестцева, 2005]. Также можно предположить, что месторождение, как и современные черные курильщики САХ, сформировалось на периферии Западно-Магнитогорского рифта, который затем превратился в палеостровную дугу.

7.1.2. Состав и строение рудного тела. Рудное тело имеет северное падение под углом 30–35°, выклиниваясь на глубине 130 м [Бучковский, 1966ф]. Форма тела линзовидная, мощность варьирует от 6.5 до 40 м в раздуве, поперечник 150–200 м. На флангах тело расщепляется на 2–3 пластины, разделенные серпентинитами, габбро и пироксенитами. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие; в лежачем боку залежи они сопровождаются маломощной зоной дробления и рассланцевания, а в висячем — рудокластитами. Внутри залежи наблюдаются линзы и отдельные обломки тальк-хлоритовых пород. Вмещающие породы подвержены метасоматическим изменениям в виде оталькования, окварцевания, карбонатизации и хлоритизации. Запасы месторождения по категории C₁+C₂ составляют: руды — 2 млн т, Cu — 26 тыс. т, Zn — 18 тыс. т, Co — 1.7 тыс. т, Au — 1.2 т, Ag — 3.8 т [Татарко и др., 2004ф].

При геологоразведочных работах руды месторождения подразделены на сплошные и вкрапленные. По минеральному составу в них выделено два типа: халькопирит-марказитовые и халькопирит-пиритовые (в основном сплошные разновидности) и пирит-марказитовые (зафиксированы в центральной части в виде прослоя и широкого распространения не имеют). Главные рудные минералы — пирит, марказит, халькопирит; второстепенные — пирро-

тин, магнетит, ильменит, хромит, минералы группы линнеита, сфалерит, кубанит; редкие — золото, валлериит, кобальтин, герсдорфит, никелин [Исмагилов, 1962; Зайков, 2006; Мелекесцева, 2007]. Скважиной 1Г (1999 г.) в центральной части рудного тела вскрыты агломератовые обломочные руды в ассоциации с псаммитовыми и псефитовыми разностями. В разрезе скважины выделено 5 рудных интервалов, разделенных брекчиями серпентинитового или смешанного состава (обломки руды и серпентинитов), «перетертыми» рудами, а также кластогенными слоями [Зайков и др., 2006].

Судя по распределению и соотношению рудных фаций, залежь может быть реконструирована как сильно разрушенный сульфидный холм. Подрудные серпентиниты содержат вкрапленность пирита и халькопирита, а также редкие жилы этих минералов. Нижняя часть рудной линзы сложена гидротермально-метасоматическим серным колчеданом, образовавшимся по серпентинитам, а в ядре холма появляются ячеистые плиты, сложенные перепончатыми агрегатами колломорфного пирита (рис. 7.1.2). Среди последних иногда встречаются многочисленные включения трубок «червей» диаметром 0.8 мм, сложенных колломорфным пиритом. Полости трубок заполнены агрегатами мелкозернистого пирита.

Верхняя часть рудной залежи сложена грубообломочными пиритовыми брекчиями, состоящими из обломков массивного и ячеистого серного колчедана. В карьере на восточном склоне сульфидного холма участками появляются относительно мощные (до 1 м) слои сульфидных брекчий, почти полностью состоящие из фрагментов пирит-халькопиритовых труб. Стратиграфически выше нарастает количество тонких (1–10 реже до 20 см) прослоев сульфидных гравелитов и песчаников, переслаивающихся с алевролитами. Аналогичные слои образуют пластообразные выклинки рудной залежи, встречающиеся в керне скважин в виде слоев мощностью до 40 см. Для флангов месторождения характерны руды обломочной, брекчиевой, колломорфной текстур.

На Дергамышском месторождении выделяются гидротермально-метасоматические, донные гидротермальные, биоморфные, рудокластические и диагенетические рудные фации [Зайков, 2006, Мелекесцева, 2007; Токсичные ..., 2014; Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Почти сплошные гидротермально-метасоматические пирититы, слагающие нижнюю часть сульфидного холма, содержат реликты серпентинитов и талька. В большинстве своем они образуют эллипсовидные реликтовые обособления ультрамафитов (будины), частично замещенные пиритом в рудоподводящей зоне. Донные гидротермальные фации представлены двумя разновидностями — диффузными плитами и трубами черных курильщиков. Диффузные плиты обнаружены *in situ* в верхней части сульфидного тела непосредственно под рудокластитами. Они образованы ажурными агрегатами колломорфного и фрамбоидального пирита, изредка реликтами трубок червей, заполненных зернистым пиритом. Поры в диффузерах заполнены либо кварцем, либо баритом и кальцитом. Основное количество фрагментов труб сконцентрировано в сульфидных брекчиях. В диффузерах встречаются мелкие каналы, стенки которых также инкрустированы халькопиритом.

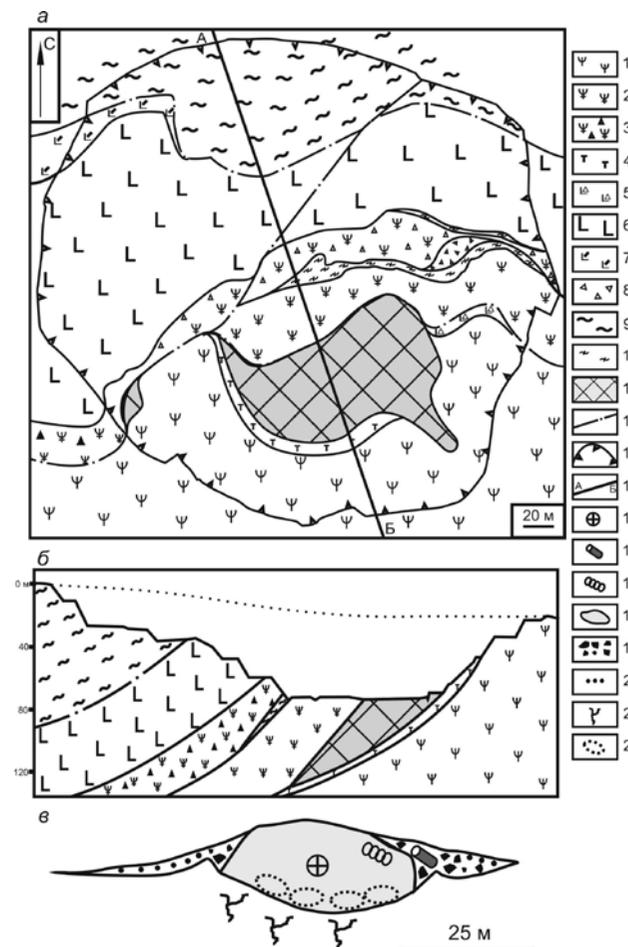


Рис. 7.1.2. Геологическая схема карьера (а), геологический разрез (б) [Артемьев и др., 2016] и сильно разрушенный сульфидный холм (в) [Масленников и др., 2017] Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения: 1 — апогарцбургитовые серпентиниты подрудной зоны; 2 — меланжированные серпентиниты надрудной зоны; 3 — серпентинитовые брекчии; 4 — талькиты; 5 — вулканогенно-обломочная пачка с линзами хлоритолитов, алевролитов; 6 — надрудная вулканогенная пачка (бониниты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты); 7 — вулканокластиты с прослоями кремней и алевролитов; 8 — полимиктовые брекчии и песчаники с линзами алевролитов; 9 — серые алевролиты с прослоями кремней; 10 — лиловые алевролиты с кремнями; 11 — рудное тело; 12 — тектонические разломы; 13 — контуры карьера; 14 — линия разреза; 15 — сульфидные «кондуиты»; 16 — сульфидные трубы; 17 — оруденелая фауна; 18 — массивные руды; 19 — сульфидные брекчии; 20 — сульфидные турбидиты; 21 — сульфидный подрудный штокверк; 22 — замещенные пиритом базальты и гарцбургиты.

7.1.3. Минеральная и химическая зональность гидротермальных труб.

На месторождении в основном доминируют халькопиритовые, реже встречаются пирит-изокубанит-халькопиритовые фрагменты труб (рис. 7.1.3). Единичными являются фрагменты пирит-сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-пирит-кальцитовые разновидности гидротермальных труб. Каждая

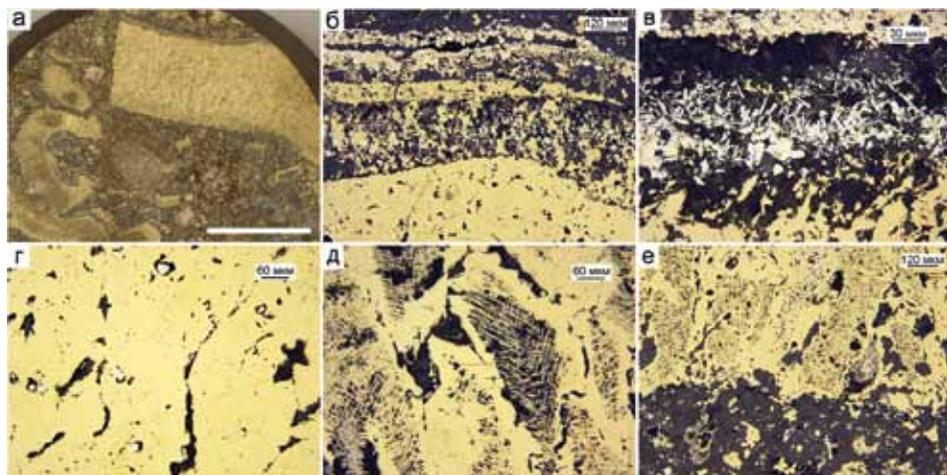


Рис. 7.1.3. Фрагменты пирит-халькопиритовой трубы, Дергамышское месторождение, обр. D-13-6-7: а — сульфидная брекчия с параллелепипедальными и полукольцевыми фрагментами палеокурильщиков; б — колломорфный пирит (подзона А1); в — псевдоморфозы пирита по субгедральному пирротину; г, д — эвгедральный пирит в халькопирите (зона В1); е — обрастание изокубанита халькопиритом с вкрапленностью эвгедрального пирита. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

труба характеризуется своей минерально-геохимической зональностью.

Пирит-халькопиритовые встречаются лишь в виде отдельных черепитчатых и полукольцевых фрагментов. Типичным представителем являются (обр. D-13-6-7) — параллелепипедальный обломок трубы (рис. 7.1.3а), в котором распознается определенная классическая минеральная зональность, характерная для черных курильщиков.

Зона А. Зона представлена слоем колломорфного пирита, обычно образующим внешнюю часть оболочки, вероятно, крупной трубы. Колломорфный пирит частично замещен зернистым марказитом (рис. 7.1.3б). По мере перехода вовнутрь оболочки появляются псевдоморфозы пирита по субгедральным кристаллам пирротина-1. Псевдоморфозы в данном случае сложены не тонкодисперсным пиритом-1ар, а кристаллическим пиритом-1,2ар (рис. 7.1.3в). Кристалличность пирита нарастает по направлению внутрь оболочки предполагаемой трубы, достигая максимума в следующей зоне.

Зона В. В начале халькопиритовой зоны в подзоне В1 наблюдаются скопления мелких зерен эвгедрального пирита и мелкие микровключения сфалерита (рис. 7.1.3г), которые в подзоне В2 встречаются значительно реже (рис. 7.1.3д). Ниже по слою у границы с окружающей массой халькопирит встречается совместно с изокубанитом. Халькопирит образует каймы на копьевидных кристаллах изокубанита (рис. 7.1.3е).

Каждая разновидность сульфидов характеризуется своими химическими особенностями. Обращают на себя внимание необычно высокие максимальные содержания Со (до 1.5 мас. %), Ni (до 869 г/т) и Те (до 194 г/т), определенные во всех разновидностях сульфидов (табл. 7.1.1).

Таблица 7.1.1

Химический состав сульфидов пирит халькопиритовой трубы палеокурильщика Дергамышское месторождение, обр. D-13-6-7. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo
Py1c	A1	10	2.6	11	2.5	271	45.2	2330	438	0.3	0.02	133	28	21
		σ	1.2	2.2	0.9	278	0.6	816	107	0.2	0.02	39	11	4.5
Py2ар	A2	5	6.4	9.0	3.4	410	44.3	2288	258	0.3	0.1	101	45	12
		σ	3.2	2.9	2.6	249	1.7	2190	342	0.2	0.1	111	15	16
Py3	B1	4	3.5	0.1	2.0	4.6	45.1	996	28	0.6	0.3	0.8	731	0.04
		σ	0.5	0.1	0.7	4.0	0.8	544	16	0.2	0.01	1.0	91	0.04
Chp	B1	4	7.8	0.7	3.2	25	31.7	224	13	33	0.9	5.2	256	0.84
		σ	10	0.7	4.5	43	1.6	295	13	2.8	1.4	6.5	244	0.79
Chp	B2	20	2.4	0.6	0.6	13	30.7	889	34	34	0.4	0.8	463	0.09
		σ	1.1	1.1	0.5	14	0.3	763	34	0.9	0.2	0.7	81	0.16
Py3	B3	4	3.2	0.2	2.5	3.1	45.5	677	13	0.3	0.3	0.7	881	0.03
		σ	2.2	0.2	1.7	1.3	0.00	815	3.3	0.1	0.1	0.4	83	0.04
ISS	B3	15	3.3	0.3	0.7	16	41.2	9077	401	22	0.5	206	721	4.0
		σ	1.2	0.2	0.5	15	1.5	2782	99	1.9	0.3	62	70	3.8
Минерал	Зона	n	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	10	14	0.8	2.8	108	32	0.20	0.09	1.3	14	118	12	0.13
		σ	6.4	0.7	3.5	31	24	0.24	0.06	0.3	4.4	58	8.7	0.13
Py2ар	A2	5	18	2.7	17	106	98	1.05	0.03	2.4	4.5	247	55	0.59
		σ	17	1.3	6.4	93	56	0.74	0.04	0.5	5.9	127	28	0.27
Py3	B1	4	19	8.3	49	8.3	53	0.15	0.04	0.1	0.04	50	1.3	0.01
		σ	6.8	1.2	2.7	5.3	16	0.24	0.03	0.1	0.04	25	0.7	0.01
Chp	B1	4	16	22	32	8.3	28	0.04	0.04	2.1	0.04	88	2.3	0.05
		σ	21	29	20	9.2	40	0.07	0.04	3.7	0.03	37	3.5	0.09
Chp	B2	20	42	11	29	5.6	73	0.05	0.02	6.8	0.02	54	1.3	0.40
		σ	26	4.6	7.4	4.5	31	0.07	0.03	9.3	0.02	21	1.4	1.23
Py3	B3	4	37	8.4	25	7.4	60	0.08	0.02	2.5	0.02	36	1.2	0.02
		σ	22	3.4	5.0	4.3	28	0.16	0.00	4.9	0.01	11	0.9	0.03
ISS	B3	15	26	13	65	90	111	0.09	0.02	0.8	0.54	334	26	0.14
		σ	4.8	7.1	21	32	22	0.13	0.02	1.2	0.35	78	8.8	0.11

Примечание. Пирит: Py1c — колломорфный, Py2ар — апопирротинный, Py3е — эвгедральный; Chp — халькопирит; ISS — продукт распада твердого раствора CuFe₂S₃ (ПТР). Здесь и далее в табл. к главе 7. n — количество анализов, σ — стандартное отклонение.

В оболочке трубы, представленной колломорфным пиритом и псевдоморфозами пирита и марказита, по субгедральному пирротину концентрируется большинство элементов средне- (Sb, As) и низкотемпературной (Mn, Pb, Tl, Ba), а также гидрогенной (Mo, V, U, W) ассоциаций. Содержания некоторых микроэлементов (Bi, Mo, Pb, Ba) выше в апопирротинном пирите по сравне-

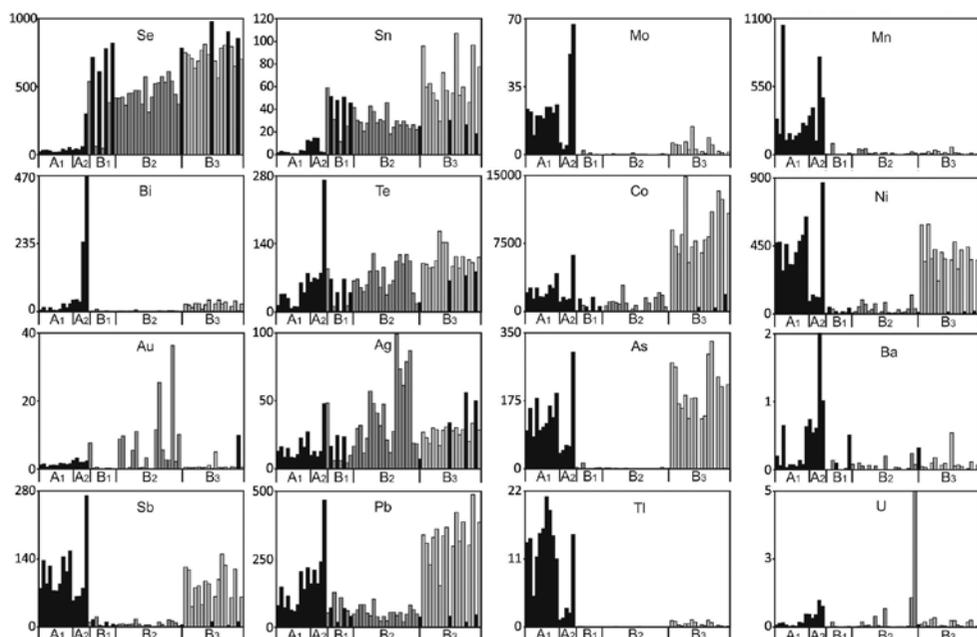


Рис. 7.1.4. Распределение микроэлементов (г/т) в стенке трубы пирит-изокубанит- халькопиритового палеокурильщика по данным ЛА-ИСП-МС. Дергамышское месторождение, обр. D-13-6-7. Черное – пирит, темно-серое халькопирит, светло-серое — ПТР группы изокубанита.

нию с колломорфным пиритом (рис. 7.1.4, см. табл. 7.1.1). Содержания этих элементов резко снижаются при переходе к крустификации (зона В) внутренней стенки трубы. Особенно мало их в субгедральном халькопирите и в эвгедральных кристаллах пирита. В этом же направлении возрастают содержания Se, Sn, Ag, Au и Te. В халькопирите присутствуют микровключения низкопробного золота. В изокубаните подзоны В3, по сравнению с халькопиритом подзон В1 и В2, проявляются максимальные содержания Pb, Sn, Co, Ni, As и Sb. Здесь же встречаются микровключения касситерита, а также, возможно, сульфиды меди и олова. Формы нахождения других микроэлементов не разгаданы. Таким образом, для зоны В2 характерны минимумы концентраций почти всех элементов-примесей, за исключением Se — элемента высокотемпературной ассоциации, концентрирующегося в халькопирите в виде изоморфной примеси при высоких температурах минералообразования [Auclair et al., 1987].

Визуальные представления о химической зональности трубы подтверждаются расчетами локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) (табл. 7.1.2). В данном случае ЛКК представляется собой отношение среднего содержания элемента по данной зоне к среднему содержанию этого же элемента во всех сульфидах. В колломорфном пирите оболочки трубы отмечаются максимальные ЛКК для Tl, V, Mo и Mn при минимальных количествах элементов средне- и высокотемпературной ассоциации. В псевдоморфозах пирита по пирротину на первое место, как обычно, выступают Ba, Mn и Bi. В подзоне В1 эвгедральный пирит так же, как и в подзоне В3, обогащен Se, что свидетельствует

о его высокотемпературном происхождении [Auclair et al., 1987]. Интересно, что в халькопирите подзоны В2 первое место занимают Au, Ag, Cd, Zn, очевидно, связанные с микрострастаниями электрума и сфалерита, отложившимися на участках взаимодействия гидротермального флюида с морской водой (индикатор — U). Изокубанит по количеству высоких ЛКК мало уступает колломорфному пириту. Однако в начале ряда ЛКК изокубанита находятся Co и As. Можно предположить, что в продуктах распада изокубанита присутствуют многочисленные микровключения включения кобальтового пирита.

Таблица 7.1.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-халькопиритовой трубы, месторождение Дергамыш, обр. D-13-6-7

Минерал	Зона	n	ЛКК												
			Tl	V	Mo	Mn	W	Ni	Sb	As	Cr	Fe	Ba	Bi	
Py1c	A1	10	5.1	3.9	3.9	3.1	2.5	2.2	2.1	1.6	1.6	1.2	1.1	0.9	
			Pb	Co	U	Ag	Te	Au	Sn	Cd	Se	Zn	Cu		
			0.8	0.7	0.5	0.5	0.4	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02		
Py2ap	A2	5	6.1	4.7	4.1	3.1	2.5	2.2	2.2	2.1	1.7	1.6	1.4	1.3	
			As	Fe	W	Au	Co	Ag	Sn	Zn	Cd	Se	Cu		
			1.2	1.1	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.3	0.3	0.1	0.01		
Py3	B1	4	1.6	1.4	1.3	1.3	1.2	0.9	0.9	0.9	0.7	0.7	0.3	0.3	
			Sb	Ni	Bi	Mn	V	U	Au	Cu	Tl	As	Mo		
			0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01		
Chp	B1	4	2.5	2.3	2.1	1.8	1.2	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.4	
			Mn	V	Ba	U	Bi	Sb	Mo	Co	As	Ni	Tl		
			0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.01		
Chp	B2	20	2.2	1.8	1.7	1.5	1.2	1.1	1.0	1.0	0.9	0.8	0.6	0.4	
			Pb	Co	Ba	V	Ni	Mn	Sb	Bi	Mo	As	Tl		
			0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.02	0.01	0.01		
Py3	B3	4	1.9	1.6	1.3	1.2	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.5	0.5	0.2	
			Co	Sb	Bi	U	V	Ni	Mn	Cu	As	Tl	Mo		
			0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01		
ISS	B3	15	2.9	2.5	2.3	2.0	2.0	1.9	1.8	1.6	1.5	1.4	1.3	1.2	
			Fe	Ag	Mo	U	Ba	W	Cr	Au	Tl	Mn	V		
			1.1	0.9	0.7	0.6	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1		

Примечание. Условные обозначения минералов см. табл. 7.1.1.

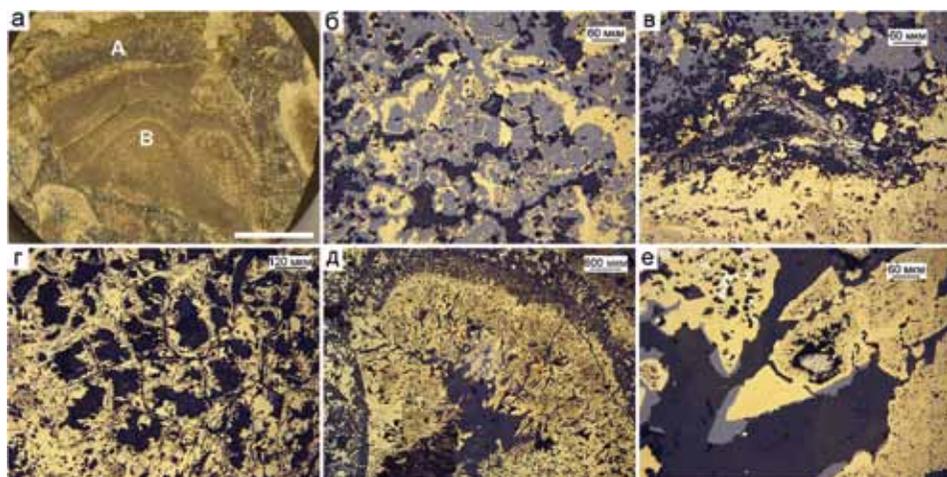


Рис. 7.1.5. Сфалерит-халькопиритовые трубы, Дергамышское месторождение, обр. D-13: а — обломок трубы; б — почковидные агрегаты сфалерита и халькопирита (подзона А1); в — псевдоморфозы криптозернистого пирита по кристаллам пирротина (граница зон А и В); г — футляровидные псевдоморфозы халькопирита по пирротину (зона В); д, е — последовательное заполнение каналов труб халькопиритом с включениями пирита, сфалеритом и кальцитом. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Сфалерит-халькопиритовые трубы. Фрагменты сфалерит-халькопирит-изокубанитовых труб встречаются в составе сульфидных брекчий на склоне реконструированного сульфидного холма. Выделяется два варианта фрагментов сфалерит-содержащих труб. Первый вариант включает сфалеритовую оболочку и халькопирит-«изокубанитовую» крустификацию трубы. Во втором варианте сфалерит присутствует в осевой части канала. При реконструкции полная минеральная зональность соответствует первому и второму варианту (обр. D-13) на рис. 7.1.5а).

Зона А. В первом варианте фрагмента наружная часть оболочки трубы сложена почковидными агрегатами сфалерита и халькопирита подзоны А1 (рис. 7.1.5б). По направлению внутрь оболочки возрастает количество сфалерита, встречаются удлиненные включения, похожие на псевдоморфозы криптозернистого пирита по кристаллам пирротина (рис. 7.1.5в).

Зона В. Крустификация внутренней стенки канала трубы сложена халькопиритом и пирит-халькопиритовыми продуктами его распада группы Cu-Fe-S (ПТР), которые мы условно называем «изокубанитом» в соответствии с часто получающимся ЛА-ИСП-МС составом. Однако состав ПТР варьирует от халькопиритового до пиритового. Участками встречаются футляровидные псевдоморфозы халькопирита по пирротину с образованием своеобразных ячеистых агрегатов, каждая ячейка которых заполнена кальцитом (рис. 7.1.5г).

Зона С. Эту зону представляет второй вариант фрагментов труб — последовательные крустификации осевых частей каналов труб халькопиритом, сфалеритом и кальцитом (рис. 7.1.5д, е). Местами в ПТР встречаются

Таблица 7.1.3

Химический состав сульфидов сфалерит-халькопирит-изокубанитовой трубы Дергамышское месторождение, обр. D-13. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Chp2	A1	7	9	31	31.4	4665	422	30.8	0.2	28	314	18	18
		σ	10	34	1.7	4272	387	2.3	0.1	23	45	20	10
Sph	A2	16	0.2	1718	4.7	1452	36	2.3	57.8	17	97	1.9	63
		σ	0.3	1697	1.8	784	80	1.8	4.8	25	46	2.1	80
Py3a	B1	5	0.7	14	42.5	8160	2715	0.4	1.8	42	401	18	36
		σ	0.3	5.8	1.4	2987	926	0.1	1.3	12	79	12	2.9
Cph1	B1-3	9	1.3	28	31.1	1337	98	32.9	1.5	9	463	0.4	16
		σ	1.0	15	1.5	1367	103	2.0	1.4	11	104	0.3	10
ISS	B1-3	17	4.7	97	33.2	6730	690	22.2	8.9	37	461	11	64
		σ	2.9	87	4.2	3281	339	5.1	6.1	20	87	8.9	50
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Chp2	A1	7	6.4	51	48	43	0.5	0.02	0.5	0.06	217	21	2.9
		σ	2.6	28	36	33	0.5	0.02	1.0	0.04	117	20	3.6
Sph	A2	16	1014	169	1252	2.1	0.1	0.01	26	0.02	384	2.2	0.1
		σ	73	227	1254	2.8	0.1	0.01	82	0.02	515	1.8	0.1
Py3a	B1	5	35	24	116	166	0.1	0.03	0.9	0.02	567	512	0.4
		σ	26	2.7	43	44	0.1	0.02	0.1	0.02	69	175	0.2
Cph1	B1-3	9	33	43	17	65	0.1	0.02	0.6	0.12	135	111	0.2
		σ	33	70	17	79	0.1	0.02	1.3	0.19	91	125	0.1
ISS	B1-3	17	203	50	74	148	3.9	0.03	13	0.10	559	569	0.4
		σ	141	16	39	84	16	0.1	41	0.05	244	460	0.4

Примечание. Py3e — пирит ангедральный; Chp1 — халькопирит крустификационный; Chp2 — халькопирит псевдоморфный; Sph — сфалерит; ISS — изокубанит.

крупные, частично растворенные включения кристаллов или агрегатов пирита (рис. 7.1.5е).

Сульфиды сфалерит-халькопиритовой трубы характеризуются аномально высокими промышленно-значимыми содержаниями Co и Ni при минимальных количествах As. Содержания Se в халькопирите — умеренно-высокие. Наибольшее количество Sn сконцентрировано в сфалерите (табл. 7.1.3).

По данным ЛА-ИСП-МС сульфидов стенки трубы угадывается геохимическая зональность. Следует отметить, что халькопирит оболочки трубы, ассоциирующий со сфалеритом, содержит гораздо меньше Se, Te, Bi по сравнению с халькопиритом, запечатавшим канал трубы. В халькопирите оболочки фиксируется лишь U, повышенные содержания которого показывают сорбцию из морской воды на поверхности окислившихся сульфидов [Butler, Nesbitt, 1999]. Сфалерит оболочки показывает минимальные содержания для большинства химических элементов, за исключением Sn, Sb и Mn (рис. 7.1.6).

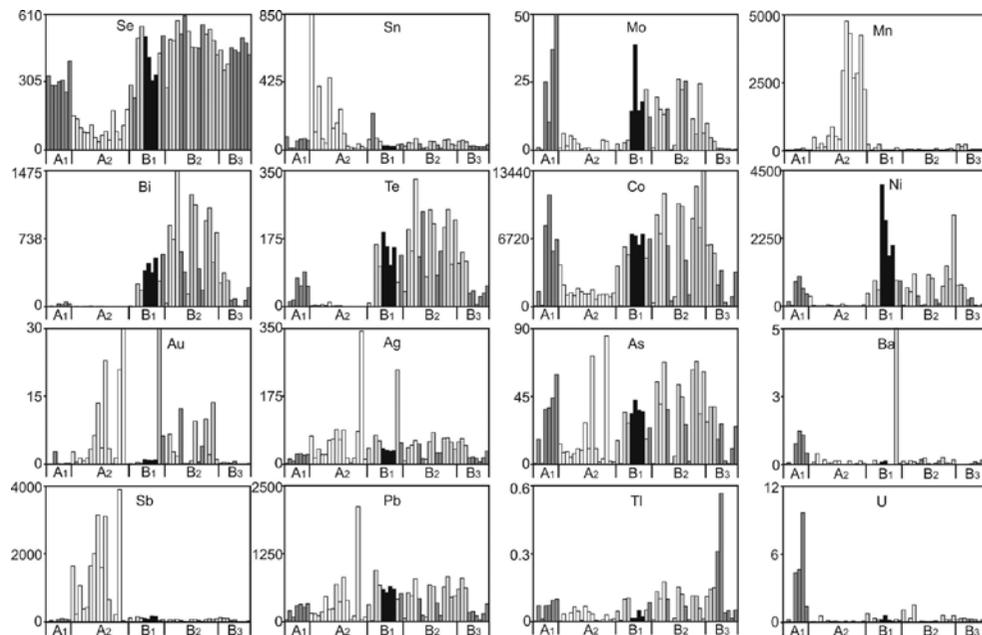


Рис. 7.1.6. Распределение микроэлементов в стенке трубы пирит-изокубанит- халькопиритового палеокурильщика по данным ЛА-ИСП-МС. Дергамышское месторождение, обр. обр. D-13. Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, светло-серое — изокубанит, белое — сфалерит.

Халькопирит-пирит-кальцитовые трубы. Этот тип палеокурильщиков встречается в единичных случаях. Обычно халькопирит-кальцитовые крустификации встречаются в многочисленных мелких каналах диффузных линз. В нашем образце (обр. D-13-60) на рис. 7.1.7а) халькопирит-кальцитовая крустификация заполнила полость трубки полихеты [Масленников и др., 2016]. В целом, такие трубы имеют своеобразное строение, образующее закономерную зональность.

Зона А. На первично органогенную трубку биоморфозы, сложенную в настоящее время ламинарным пиритом, с внешней стороны вырос кружевной пирит вмещающей диффузной плиты (рис. 7.1.7б). Это доказывает, что трубка, по крайней мере, некоторое время, свободно стояла на морском дне. На стенки отслоений ламинарного пирита выросли субгедральные кристаллы пирита и халькопирита. При шлифовке образца полости заполнились алевритистым сульфидным материалом. Нередко встречаются псевдоморфозы фрамбоидального пирита по ламинарному (рис. 7.1.7в).

Зона В. С внутренней стороны стенка трубки покрыта тонкослоистым микрозернистым пиритом, который по направлению к осевой части трубки последовательно переходит в субгедральный пирит и затем в кальцитовое заполнение (темно-серое) (см. рис. 7.1.7б). На границе пиритовой и кальцитовой крустификаций встречаются субгедральные кристаллы халькопирита (рис. 7.1.7г). Они имеют решетчатое строение — срастание изокубанита с халькопиритом. Присутствие решетчатой структуры, скорее всего, свидетельствует

в пользу гидротермального происхождения крустификации, характерной для мерцающих курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. На некоторых участках изокубанит частично замещен сфалеритом и пиритом (рис. 7.1.7д). Рядом с биоморфозой расположены запечатанные микроканалы, напоминающие по строению микроканалы современных диффузеров. Наблюдается последовательность заполнения микроканалов псевдоморфозами пирита по субгедральному пирротину, кальцитом и халькопиритом (рис. 7.1.7е).

По данным ЛА-ИСП-МС, ламинарный пирит, образующий эпитеку (оболочку) халькопирит-пирит-кальцитовой трубки палеокурильщика (полихеты), по сравнению с кристаллически-зернистым пиритом, характеризуется высокими содержаниями V, Co, Mn, Ni, Mo, Ag, Sn, Te, Bi и U (табл. 7.1.4). С ними конкурируют лишь сажистый (тонкодисперсный) и фрамбоидальный разновидности пирита, входящие в состав этой же оболочки.

Состав сажистого пирита осложнен микропримесью тонкодисперсных включений халькопирита и сфалерита. Особенно много в нем V и U — элементов, часто ассоциирующих с органическим веществом (см. табл. 7.1.4). Содержания V и U элемента показывают отчетливую прямо-пропорциональную зависимость [Гидротермальные ..., 2014]. Аналогичная зависи-

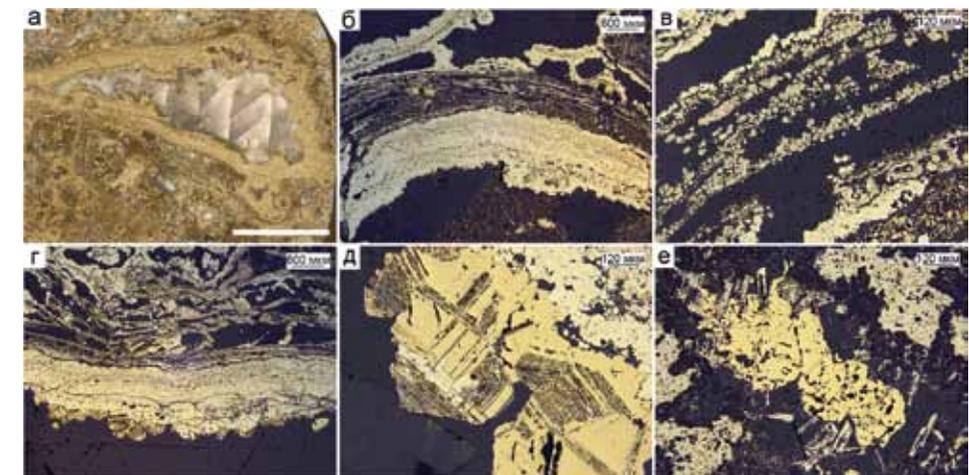


Рис. 7.1.7. Халькопирит-кальцит-пиритовая трубка, образовавшаяся по крупной полихете, Дергамышское месторождение, обр. D13-60: а — косой срез через пиритовую трубку, заполненную кальцитом; б — органогенная трубка, сложенная ламинарным пиритом (коричнево-серое) с внешней стороны (вверх) обросла кружевным пиритом, с внутренней стенки тонкослоистым микрозернистым пиритом, который переходит в субгедральный пирит и затем в кальцитовое заполнение (темно-серое) с участками сульфидного алевролита (коричневое); в — псевдоморфоза фрамбоидального пирита по ламинарному; г — субгедральные кристаллы халькопирита (желтое) на границе пиритовой и кальцитовой крустификации; д — то же, деталь: решетчатое срастание изокубанита (коричневый) с халькопиритом (желтый), изокубанит частично замещен сфалеритом (светло-серый) и пиритом; е — последовательное заполнение микроканала в биоморфной диффузной плите пиритом, псевдоморфозами пирита по субгедральному пирротину, кальцитом и халькопиритом. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Таблица 7.1.4

Химический состав разновидностей пирита халькопирит-кальцит-пиритовой трубки по крупной оруденелой полихете во вмещающей диффузной пиритовой плите, Дергамышское месторождение, обр. обр. D13-60. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1lam	A	12	18	100	43.0	1313	173	1.1	0.05	119	42	25	26
		σ	4	80	2.2	380	38	1.5	0.07	61	16	7.8	9.2
Py1d+Chp+Sph	A	5	151	946	36.4	1586	206	13.7	2.08	61	111	17	15
		σ	96	256	2.3	730	89	2.9	1.37	30	27	10	4
Py1f	A	3	15	185	45.5	1099	103	0.6	0.02	51	28	21	17
		σ	11	74	0.0	255	6.4	0.4	0.01	16	14	11	4.7
Py2a	A	8	8	24	45.5	170	53	0.2	0.01	18	73	5.4	1.8
		σ	10	25	0.0	63	54	0.2	0.01	14	57	9.0	1.7
Py12c	B1	9	3.4	36	45.2	396	122	0.6	0.02	17	14	7.3	7.0
		σ	0.7	17	0.7	165	83	0.3	0.03	3.5	7.7	3.8	3.7
Py2a	B2	5	6.3	59	45.5	174	29	0.4	0.01	12	9.4	3.4	2.5
		σ	5.5	80	0.0	121	15	0.4	0.01	6.9	6.0	1.9	2.1
Py2s	B3	7	0.2	2.5	45.5	78	9	0.1	0.002	6	171	0.02	0.3
		σ	0.2	3.8	0.0	66	12	0.3	0.01	2.5	66	0.02	0.5
Py1por	A0	14	7.7	43	45.5	1760	132	0.4	0.01	35	40	19	14
		σ	3.9	26	0.0	495	26	0.2	0.01	12	13	19	6.3
Py12a	A0	7	4.8	142	45.1	1178	92	1.0	0.01	42	14	11	13
		σ	3.0	92	1.1	538	33	0.8	0.01	26	4.6	5.5	8.6
Py2por	A0	8	1.5	52	45.5	188	12	0.02	0.002	10	116	0.4	0.3
		σ	3.6	119	0.0	313	19	0.05	0.003	8.0	54	1	0.4
Py2s	A0	7	3.0	27	45.3	319	27	0.1	0.01	40	11	3.9	1.6
		σ	4.0	23	0.6	335	21	0.2	0.01	22	5.0	4.5	1.6
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1lam	A	12	1.5	20	120	2.8	0.5	0.02	0.9	0.9	349	2.6	1.05
		σ	1.1	8.2	43	3.4	0.5	0.02	0.2	1.4	102	3.0	1.16
Py1d+Chp+Sph	A	5	40	80	95	11	4.2	0.27	1.2	0.5	183	43	15.7
		σ	27	25	5	4.0	1.7	0.14	0.7	0.4	40	8.5	7.2
Py1f	A	3	0.6	17	93	0.9	0.3	0.01	0.7	2.4	273	1.2	0.63
		σ	0.1	3.7	23	0.6	0.1	0.01	0.1	0.7	32	0.5	0.11
Py2a	A	8	0.2	1.6	25	0.2	0.04	0.02	0.3	1.4	42	0.2	0.12
		σ	0.2	1.3	28	0.3	0.04	0.01	0.3	2.4	40	0.2	0.25
Py12c	B1	9	0.7	4.3	70	0.1	0.09	0.04	0.7	17	184	0.1	0.10
		σ	0.4	2.2	29	0.1	0.06	0.03	0.5	13	77	0.1	0.08
Py2a	B2	5	0.1	1.6	23	0.1	0.04	0.02	0.4	2.1	58	0.1	0.09
		σ	0.1	1.7	12	0.1	0.04	0.02	0.2	1.5	39	0.05	0.08

Продолжение таблицы 7.1.4

Py2s	B3	7	0.1	0.4	0.7	0.1	0.04	0.01	0.01	0.004	2.0	0.003	0.01
		σ	0.2	0.8	1.1	0.1	0.04	0.01	0.01	0.003	3.4	0.003	0.01
Py1por	A0	14	0.6	11	100	1.5	0.18	0.04	0.9	0.3	267	1.3	0.98
		σ	0.4	4.7	46	0.7	0.28	0.03	0.2	0.3	88	0.4	1.36
Py12a	A0	7	0.5	11	96	1.1	0.08	0.14	0.8	7.7	253	3.4	0.36
		σ	0.3	6.2	36	0.4	0.08	0.10	0.4	5.8	98	1.1	0.12
Py2por	A0	8	0.1	0.2	3.6	0.1	0.04	0.01	0.1	0.2	6.8	0.1	0.02
		σ	0.1	0.2	6.2	0.2	0.04	0.01	0.2	0.4	10	0.1	0.03
Py2s	A0	7	0.1	0.6	25	0.7	0.03	0.01	0.2	1.9	52	0.2	0.21
		σ	0.1	0.6	39	0.5	0.04	0.01	0.2	2.8	54	0.2	0.32

Примечание. Py1lam — ламинарный; Py1d — тонкодисперсный; Py1f — фрамбоидальный; Py2a — ангедральный; Py2s — субгедральный; Py12c — микрозернистый слоистый, Py1por — криптозернистый пористый (губчатый); Py12por — тонкозернистый пористый.

мость установлена и для зернистого пирита диффузной плиты (рис. 7.1.8). Минимальные содержания этих и других микроэлементов свойственны субгедральному пириту, заполнившему осевую часть трубки крупной полихеты. Агрегаты зерен ангедрального пирита по содержаниям элементов-примесей занимают промежуточное положение. Таким образом, выстраивается ряд по убыванию количества большинства элементов-примесей в морфогенетических разновидностях пирита: сажистый — ламинарный — фрамбоидальный — ангедральный — субгедральный.

Коричневый колломорфный пирит образует как инкрустации поверхности трубок, так и крустификации полостей трубок мелких полихет. По сравнению с кристаллически-зернистыми пиритом и марказитом он характеризуется высокими содержаниями V, Co, Mn, Ni, Mo, Ag, Sn, Te, Bi и U (табл. 7.1.5). Этими же элементами обогащен и ассоциирующий с ним фрамбоидальный пирит. В целом, содержания большинства элементов-примесей невысокие, за исключением Co, Ni, V и U. Обращает на себя внимание низкое содержание As в колломорфном пирите, что характерно для аналогичного пирита курильщиков, сформированных на серпентинитах [Maslennikov et al., 2017]. Низкие содержания As в современных черных курильщиках, сформированных на серпентинитах, связывают с процессами серпентинизации [Keith et al., 2016].

На месторождении Дергамыш халькопирит проявился в биоморфных пиритовых плитах, как в виде крустификаций мелких каналов, так и в трубках вестиментифер. Субгедральные кристаллы халькопирита встречаются в отслоениях в ламинарном пирите, образующем оболочку вестиментиферы (зона А), а также на пиритовых стенках геопетальной полости (зона В3). Халькопирит оруденелых вестиментифер, в сравнении с гидротермальным халькопиритом и продуктами распада твердых растворов Zn-Fe-Cu в палеокурильщиках, имеет на 1–3 порядка ниже содержания большинства гидро-

Таблица 7.1.5.

Химический состав халькопирита халькопирит-пирит-кальцитовых трубок и каналов, Дергамышское месторождение, обр. D13-60. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Chp1s	A1	10	12	5	32.6	19	35	32.7	0.06	0.8	173	0.2	5.5
		σ	21	7	2.4	23	91	2.3	0.08	1.2	26	0.3	4.2
Chp1s	B3	13	1.8	9	31.3	20	5.2	33.2	0.05	0.6	193	0.3	6.4
		σ	3.4	26	1.7	49	12	2.7	0.07	0.9	64	0.5	15.2
Chp1s	A0	19	6.6	23	32.1	86	9.3	33.0	0.04	2.7	174	1.1	4.9
		σ	9.1	67	2.3	243	18	2.1	0.01	7.6	32	3.6	6.0
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Chp1s	A1	10	1.6	109	7.2	0.04	0.2	0.09	0.02	0.01	12	0.01	2.1
		σ	2.4	53	8.8	0.04	0.2	0.17	0.02	0.01	6.4	0.0	3.9
Chp1s	B3	13	2.0	138	15	0.07	0.1	0.04	0.01	0.2	4.5	0.1	1.1
		σ	1.3	53	36	0.05	0.1	0.09	0.01	0.5	7.7	0.2	2.4
Chp1s	A0	19	1.0	164	6	0.17	0.1	0.05	0.04	0.02	22	0.1	0.4
		σ	0.3	112	11	0.43	0.1	0.14	0.09	0.03	37	0.5	0.6

Примечание. Разновидности халькопирита: Chp1s — субгедральный.

термальных элементов колчеданной ассоциации. Особенно отчетливы отличия при сравнении с продуктами распада твердых растворов (Zn-Fe-Cu), характерных для черных курильщиков. Существенными выглядят отличия в содержаниях Bi, Pb, Au и Ag (табл. 7.1.5). Низкие содержания Co, Se и Te при относительно высоких содержаниях Sn свидетельствуют о том, что фоссилизация вестиментифер и формирование соседствующих диффузеров происходили, хотя и в сильно восстановительных условиях, но при меньших температурах по сравнению с условиями роста друзового халькопирита палеокурильщиков Дергамыша и современных черных курильщиков, ассоциирующихся с ультрамафитами [Maslennikov et al., 2017]. Напротив, халькопирит крупной трубки полихеты содержит гораздо больше U и V — типичных органфильных гидрогенных элементов [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Псевдоморфозы халькопирита по пирротину и колломорфному пириту, встречающиеся в рудокластитах, характеризуются промежуточными значениями содержаний соответствующих элементов.

7.1.4. Акцессорные минералы. В халькопиритовой крустификации изученных гидротермальных труб обнаружены микровключения касситерита и редкого неопределенного сульфида олова. Особенно много в халькопирите рассеяно мелких (1–3 мкм) включений низкопробного самородного золота [Maslennikov et al., 2017]. Особенно часто самородное золото встречается в ПТР–CuFe₂S₃ в ассоциации с пиритом и катьерит-пиритом (Co_{0.5}Fe_{0.5})S₂ (рис. 7.1.8). В некоторых трубах обнаружены магнетит и борнит.

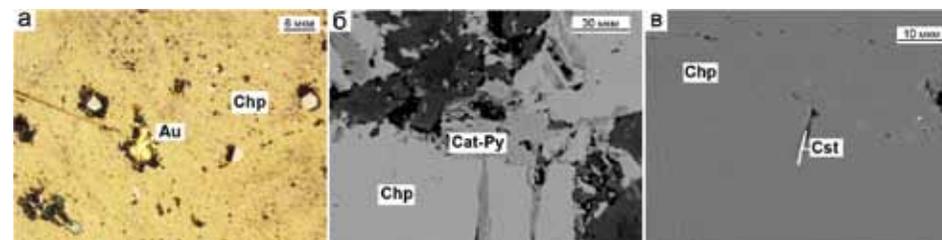


Рис. 7.1.8. Акцессорные минералы в гидротермальных трубах, Дергамышское месторождение: а — самородное золото (Au) в халькопирите (Chp); б — катьерит-пирит (Cat-Py) в халькопирите (Chp); в — касситерит (Cst) в халькопирите (Chp). а — отраженный свет, б-в — СЭМ-фото.

7.1.5. Минерально-геохимические ассоциации. Метод максимального корреляционного пути позволяет распознать минерально-геохимическую специализацию каждого из главных сульфидов палеокурильщиков при расчетах по всей совокупности ЛА-ИСП-МС анализов применительно к месторождению.

Расчеты, выполненные по анализам халькопирита пирит-сфалерит-халькопиритовых труб показывают своеобразные минералого-геохимические ассоциации (табл. 7.1.6). Первая ассоциация соответствует микровключениям сфалерита, вторая — свидетельствует в пользу теллуридов висмута и свинца. Третья и четвертая ассоциации, вероятно, принадлежат микровключениям пирита и, возможно, тетраэдрита. Связь с молибденом может указывать на участие морской воды в процессах роста кристаллов пирита. Пятая ассоциация соответствует парагенезису электрума и барита. В шестой ассоциации проявляется одинаковое поведение типичных гидрогенных элементов — U и V, которое проявляется и в современных системах черных курильщиков [Butler, Nesbitt, 1999].

Для халькопирита диффузерных линз, распространенных на месторождении Дергамыш, в первой и второй ассоциациях угадывается парагенезис сафлорита, иорданита-геокронита и теллурида висмута с самородным золотом. Эти минералы еще предстоит определить. Третья ассоциация отражает концентрацию гидрогенных элементов в барите, четвертая — выделения сфалерита, образующие решетчатые срастания с халькопиритом.

Минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные для халькопирита пирит-сфалерит-халькопиритовых труб, существенно отличаются от таковых для халькопирита современных черных курильщиков. В последних, например, отсутствует связь Pb, Bi и Te, свидетельствующая о присутствии микровключений соответствующих теллуридов. В халькопирите черных курильщиков полей Рейнбоу, судя по положительной связи, Te совместно с Se находятся в изоморфной форме, а Bi локализуется вместе с сульфосолями. Однако в черных курильщиках поля Логачев Te коррелирует как с Bi, так и с Se, и не исключена двойственная природа форм нахождения Te и Bi. Тем не менее в халькопирите труб месторождения Дергамыш и современных черных курильщиков, залегающих на ультрамафитах, выявляются аналогичные связи Co и Ni. В халькопирите диффузеров более очевидными выглядят ассоциации литогенно-гидрогенных элементов.

Таблица 7.1.6

Минерально-геохимические ассоциации химических элементов в халькопирите труб Дергамышского месторождения

Месторождение	Минеральная фация	Ассоциации элементов
Дергамыш	Пирит-халькопиритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы	$I(Cd+Zn+Mn) + II(Pb+Bi+Te) + III(Mo+Ni+Sb+Co) + IV(As+Tl) + Se + V(Ag+Au+Ba) - VI(V + U) - Sn - W$
	Халькопирит-пиритовые диффузные плиты	$I(Co+As+Pb+Au+Bi+Te) - II(Sb+Tl+Ag) + III(Ba+U+V+W) - Fe - IV(Sn+Se) - (Mn+Zn+Cd) - Ni - Mo$

Первая ассоциация, рассчитанная для *сфалерита* сфалерит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения, соответствует халькопиритовой микровкрапленности в сфалерите (табл. 7.1.7). Вторая ассоциация включает теллуриды висмута. В современных черных курильщиках, например с поля Логачев, такая связь менее отчетлива. Чаще всего теллур коррелирует с Se и Cu, что обусловлено доминированием изоморфных форм. Третья объединяет типичные литогенно-водородные элементы, поведение которых совпадает при взаимодействии морской воды с окисляющимися сульфидами [Butler, Nesbitt, 1999]. Эта ассоциация характерна и для сфалерита современных черных курильщиков, а для диффузеров она является еще более отчетливой и расширенной. В четвертой ассоциации, вероятно, отражается парагенезис микровключений пирита и барита. Интересной представляется корреляция Cd и Se, подтверждающая возможность совместного изоморфизма с Zn и S, соответственно. В шестую ассоциацию, скорее всего, попали микровключения сульфосоли свинца или сростания галенита и блеклых руд. В седьмой ассоциации присутствует электрум. Интересно, что олово либо не образует каких-либо связей с другими элементами, поскольку присутствует в виде микровключений касситерита, либо так же, как и в современных курильщиках поля Рейнбоу, коррелирует с Cd. Для современных курильщиков более характерна загадочная связь Sn и Sb.

Методом максимального корреляционного пути по выборке, включающей все проанализированные разновидности пирита палеокурильщиков месторождения Дергамыш, получены следующие ассоциации химических элементов: $I(Cd+Zn+Mn) + II(Pb+Sb) + Ni + III(Mo+Bi+Te) + Co + IV(As+Tl) + Se + V(Ag+Au+Ba) - V - U - Fe - Sn - W$ (табл. 7.1.7). Первая ассоциация соответствует микровключениям сфалерита, вторая — галенита или иорданита, третья — теллурида висмута. Четвертая ассоциация, вероятно, отражает микровключения пирита, пятая — парагенезис электрума с микровключениями барита. Все эти минералы, кроме сфалерита, барита и электрума не обнаружены.

Таблица 7.1.7

Минерально-геохимические ассоциации в сульфидах цинка Дергамышского месторождения

Месторождение	Минеральная фация	Ассоциации элементов
Дергамыш	Сфалерит-халькопиритовые трубы («черные курильщики»)	$I(Cu+Fe) + II(Te+Bi) + III(Mo+U+V) + IV(Ni+Co+Ba+Tl) - V(Cd+Se) - Sn - VI(As+Pb+Sb) - VII(W+Ag+Au) - Mn$
	Пирит-сфалеритовые брекчии	$I(Sb+Ag+Au+Pb) + As + II(Bi+Co+Te+Ni) + III(Fe+Cu) - IV(V+Se) - V(Mn+Tl) - VI(Cd+Sn+Mo) - Ba - W - U$
	Сфалерит-пирит-халькопиритовый турбидит	$I(Fe+Cu) + Cd + (Te+Bi+Co+Se+V) - U - W - Mo - II(Tl+Pb+As) + III(Ag+Sb) + Mn + IV(Sn+Ni) - Ba - Au - W$

В целом, расчеты по пириту из оболочек сфалерит-пирит-халькопиритовых труб из месторождения Дергамыш показывают пять минерально-геохимических ассоциаций: $I(Cd+Zn) + II(Sb+Pb+Bi+Te+Se) + III(Co+Cu+Ag+W) - IV(Au+Mo+V+Tl+Ni+As) - V(U+Ba+Mn) - Sn$. Первая ассоциация отвечает сфалериту, вторая — микровключениям галенита или теллуридов Pb и Bi. Третья ассоциация связана с микровключениями халькопирита, четвертая показывает связь микровключений золота с элементами водородной ассоциации. Вероятно, осаждение золота происходило при участии морской воды. Пятая ассоциация свидетельствует в пользу микровключений барита, а также о возможной сорбции U на гидроксидах марганца. Традиционная ассоциация Zn и Cd является наиболее отчетливой. Другая сходная ассоциация — Bi и Te с Se. С последней ассоциацией в обоих случаях коррелируют содержания Cu. Не исключено, что все эти элементы входят в структуру микровключений халькопирита, хотя присутствие теллуридов висмута как в древних, так и в современных курильщиках, сформированных на ультрамафитах, вполне вероятно, но пока обнаружена лишь в рудах полей Семенова (СХ), залегающего как на базальтах, так и на серпентинитах [Melekestseva et al., 2017].

Расчеты по анализам колломорфного пирита тех же сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения во многом дают минерально-геохимические ассоциации, сходные с предыдущими: $I(Cd+Zn) - II(Pb+Sn+Ag) + III(Te+Bi+Se) + IV(Sb+As+Cu+Co+Au) + W + V(Mn+Ba) - VI(U+Mo+V+Tl) - Ni$. Первая ассоциация традиционно принадлежит примеси сфалерита, вторая — галениту и касситериту, третья — теллуридам висмута в халькопирите, четвертая — принадлежит микровключениям блеклых руд (Sb+As+Cu), характерна лишь для золотоносного колломорфного пирита. В кристаллическом пирите она не выявлена. Пятая ассоциация свидетельствует о совместном отложении гидроксидов марганца и барита в окислительных условиях. Интересно, что в шестой ассоциации, которая считается

гидрогенной, присутствует таллий, вероятно, входящий в состав слюдистой глинистой составляющей морской воды.

Интересными представляются расчеты результатов ЛА-ИСП-МС анализа апопирротинового пирита (зона А2): I(Cd+Zn+Sb) + Se + II(Co+Ni+ Tl+ Mo+As) + III(Ag+Pb) + IV(Te+Bi) + V(W+Au+V+U+Ba) — Sn — Mn. Сурьма в первой ассоциации, вероятно, изоморфно входит в состав сфалерита [Ciobanu, Cook, 2006]. Кобальт и Ni, характерные элементы гидротермальных флюидов, прошедших через серпентиниты, находятся во второй ассоциации совместно с элементами гидрогенной группы. Третья ассоциация отражает присутствие галенита, четвертая — теллуридов висмута. В пятой ассоциации сконцентрированы элементы сорбированные из окружающих растворов при замещении пирротина пиритом.

Пористые зернистые продукты перекристаллизации колломорфного и тонкодисперсного апопирротинового пирита имеют как черты сходства с эдуктами, так и свои особенности минерально-геохимических ассоциаций: I(Cd+Zn) + Pb + II(Sn+Co) + Ag + III(Sb+V+As) + Mo + IV(Bi+Te) + V(Tl+U+Ba+Se) — VI(Mn+W) — Ni — Au — Cu. Устойчивыми являются первая и четвертая ассоциации, свидетельствующие о присутствии включений сфалерита и теллурида висмута. Вторая ассоциация отражает средне- и высокотемпературные восстановительные условия минералообразования. Это существенно отличает данный пирит от предыдущих разновидностей, где Co ассоциировал с элементами низкотемпературной группы. Третья ассоциация предполагает признаки включений блеклых руд. В пятой ассоциации, странной выглядит связь селена с элементами, относящимися к низкотемпературной или к гидрогенной группам.

Минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные по ЛА-ИСП-МС анализам микровключений эвгедрального пирита в халькопиритовой крустификации сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения, существенно отличаются от ассоциаций, полученных для колломорфного пирита: I(Cd+Zn+Sn) — II(Mn+U+Ni+Co+Cu+Ag+W+Mo) + III(Tl+Bi+Pb+Sb+V) — IV(Te+Se) — As — Au — Ba. К ассоциации Zn+Cd добавляется Sn, скорее всего, связанное с широко распространенными включениями касситерита в сфалерите. Во второй ассоциации наблюдаются противоречивые смеси элементов высокотемпературной и гидрогенной групп. Отчетливая корреляция Se и Te обязана совместному изоморфизму в пирите при высоких температурах минералообразования [Maslennikov et al., 2013].

Существенные отличия имеют минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные по ламинарным, колломорфным, субгедральным и эвгедральным разновидностям пирита полихеты — одного из каналов диффузной плиты: I(Bi+Te+U+Cu) + II(Cd+Zn) + III(Co+Ag+Pb) + IV(As+Sn+Sb+Au) + Ni + V(Mo+V) + VI(Mn+Ba) — VIII(W+Tl) — Se. В первой ассоциации теллуриды висмута ассоциируют с халькопиритом, отложившимся не без участия морской воды, которое фиксируется корреляцией с U. Такая корреляция не характерна для труб — аналогов черных курильщиков. Вторая ассоциация характерна для сфалерита. Остальные ассоциации показывают обогащение колломорфного пирита относительно зернистого. Шестая ассо-

циация однозначно соответствует парагенезису барита и марганцевых гидроксидов, отлагавшихся в окислительных условиях морской воды.

Минерально-геохимические ассоциации, рассчитанные для ЛА-ИСП-МС анализов ламинарного, колломорфного и фрамбоидального пирита диффузеров, за исключением кристаллически-зернистых разновидностей, почти не отличаются от расчета по всему пириту полихет: I(Bi+Te+U+Cu+W+Tl) — II(Au+Sb+Pb+Ag+As) + III(Sn+Co) + IV(V+Mo) + V(Se+Cd+Zn) — Ni — VI(Ba+Mn). В первой ассоциации лишь добавляются W—Tl — элементы гидрогенно-литогенной ассоциации, что еще раз подтверждает выпадение теллуридов висмута и халькопиритов в присутствии морской воды. Вторая ассоциация укрепляет представления о сильном золото-галенит-блекловорудном парагенезисе, находящемся на наноуровне. Интересно появление ассоциации Se со сфалеритом, хотя в предыдущем случае Se находится в конце корреляционного пути.

Ассоциации, рассчитанные по анализам кристаллически-зернистого пирита диффузера-полихеты, существенно отличаются от предыдущих. Интересно, что несмотря на ассоциацию этого пирита с халькопиритом, Cu ведет себя независимо от других ассоциаций.

7.1.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Первоначально кобальт-медно-колчеданное месторождение Дергамыш было отнесено к атлантическому типу по аналогии с черными курильщиками, формирующимися на ультрамафитовом основании Срединно-Атлантического хребта [Зайков и др., 2001]. Позже в результате анализа хромшпинелидов и благодаря находкам бонинитов был сделан вывод об островодужной природе колчеданосных рудовмещающих ультрамафитовых комплексов Урала [Мелекесцева, Зайков, 2001; Симонов и др., 2002; Tesalina et al., 2003; Jonas, 2003; Nimis et al., 2004; Дунаев, Зайков, 2005; Зайков, Мелекесцева, 2005; Зайков, 2006; Nimis et al., 2008, 2010; Melekestseva et al., 2013]. Не вдаваясь в дискуссию по этому сложному вопросу, отметим лишь, что термин «атлантический» является удачным, так как может быть применен к группе месторождений, локализующихся в серпентинитах.

Следует отметить, что изученные трубы по минеральному составу и зональности напоминают трубы черных курильщиков гидротермального поля Рейнбоу. В трубах Рейнбоу, богатых халькопиритом, отмечен дефицит пирита, количество которого возрастает в диффузерах. Отличие пирит-халькопиритовых труб от диффузерных плит месторождения Дергамыш менее отчетливое, но все же наблюдается. Другое сходство — обилие псевдоморфоз пирита по пирротину, присутствие ПТР группы изокубанита, касситерит и магнетит, что не характерно для серых внутридуговых подводных вулканов и спрединговых бассейнов Западной Пацифики, за исключением сульфидных построек, связанных со зрелыми задуговыми бассейнами (поле Центральный Лау). С другой стороны, в оболочке пирит-халькопиритовых труб из месторождения Дергамыш отсутствуют борнит и дигенит — характерные минералы оболочек труб черных курильщиков поля Рейнбоу. В трубах Дергамыш-

ского месторождения вместо кобальт-пентландита развит катьерит-пирит, а в халькопирите труб распространены микровключения электрума в парагенезисе с баритом, что отражается соответствующей связью Ag и Au с Ba. Для современных черных курильщиков более характерно высокопробное самородное золото [Леин и др., 2002; Богданов и др., 2015; Лазарева и др., 2003, Murphy, Meyer, 1998], а электрум встречается лишь в единичных анализах.

Применительно к месторождению Дергамыш отношения средних содержаний элементов-примесей в халькопирите труб к халькопириту из диффузерных плит образуют следующий концентрационный ряд: Bi 23312 → Te 912 → Au 212 → Co 91.6 → Zn 67.2 → Cd 48.3 → As 35.9 → Ni 24.3 → Ba 7.9 → Mo 7.4 → Ag 7.1 → Sb 4.9 → Tl 2.8 → Se 2.8 → Mn 2.6 → Sn 0.3 → U 0.3 → V 0.3 → W 0.3. Таким образом, разновидности халькопирита из пирит-сфалерит-халькопиритовых труб сильно отличаются от халькопирита диффузерных плит по повышенным содержаниям большинства элементов высоко- и среднетемпературных ассоциаций (см. табл. 7.1.1).

Концентрационный ряд, построенный для отношения средних содержаний элементов в халькопирите труб черных курильщиков месторождения Дергамыш и Рейнбоу, выглядит следующим образом: Bi 38.5 → Sb 34.2 → Zn 30.5 → Pb 20.8 → Cd 19.7 → Mn → 17.2 → V 9.5 → As 4.8 → Ba 4.3 → Sn 2.6 → Co 2.2 → Ag 2.1 → Te 1.3 → Au → 1.3 Tl 1.2 → Mo 0.5 → Se 0.5 → Ni 0.3 → U 0.1 → W 0.02. Повышенные содержания Bi, Sb, As, Pb и Ba свидетельствуют о большей зрелости гидротермальной системы, формировавшей месторождение Дергамыш [Дифференциация ..., 2016], по сравнению с гидротермальной системой Рейнбоу. Повышенные содержания Zn, Cd и Mn, свидетельствуют о доминировании цинковистых разновидностей ПТР, по сравнению с Cu-Fe ПТР поля Рейнбоу. Обращают на себя внимание пониженные содержания элементов гидрогенной группы (U, Ni, W) при повышенных содержаниях Pb. Скорее всего, количество U уменьшилось за счет длительного радиоактивного распада.

На диаграмме Se–Te позиция фигуративных точек халькопирита из богатых изокубанитом и халькопиритом труб из месторождения Дергамыш почти полностью совпадает с полем черных курильщиков гидротермальной системы Рейнбоу (рис. 7.1.9).

Халькопирит типичных черных курильщиков поля Рейнбоу, связанных с серпентинитами, характеризуется повышенным содержанием как Se (300–3000 г/т и выше), так и Te (7–285 г/т) [Maslennikov et al., 2017]. Низкое содержание Se (1–12, до 20 г/т) и Te (0.01–0.14 г/т) типично для халькопирита современных бесцветных мерцающих курильщиков или их диффузеров. Наблюдается прямо пропорциональная зависимость содержаний Se и Te, указывающая на разнотемпературные условия минералообразования. Ожидается, что высокотемпературные соединения, в которых преобладают халькопирит и изокубанит, будут иметь повышенную концентрацию Se и Te, поскольку Te^{2-} и Se^{2-} замещают S^{2-} при высоких температурах [Auclair et al., 1987; Huston et al., 1995]. Общее обогащение зависит от температуры гидротермального флюида с высокой растворимостью Se при температурах более 350°C [Auclair et al., 1987; Hannington et al., 1991, 1995; Butler and Nesbitt,

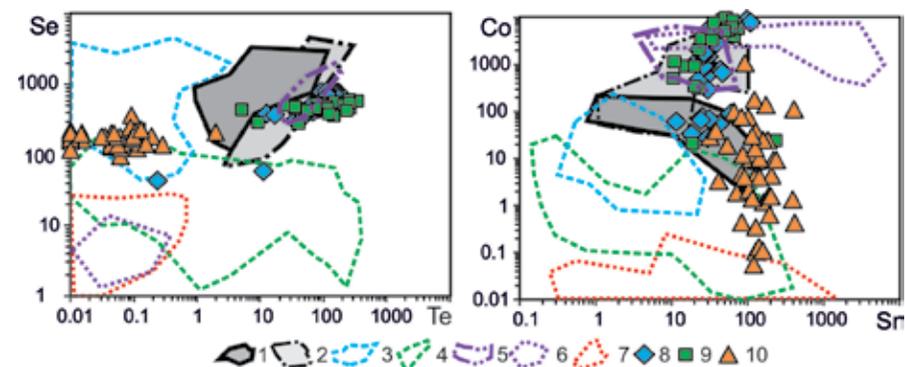


Рис. 7.1.9. Диаграммы Se–Te и Co–Sr для халькопирита и «изокубанита» гидротермальных труб из Дергамышского месторождения (8–10) в сравнении с курильщиками СОХ (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюэзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; Дергамышское месторождение (8–10): 8 — пирит-изокубанит-халькопиритовые трубы, 9 — сфалерит-пирит-халькопирит-изокубанитовые трубы; 10 — халькопирит-пирит-кальцитовые трубы.

1999]. При этом изоморфное вхождение Se^{2-} раздвигает решетку, что способствует вхождению и Te^{2-} , который при низких температурах из-за слишком большого ионного радиуса обычно не входит в структуру халькопирита [Урусов, 1987]. Напротив, обнаружен осадок халькопирита, обедненный Se, который формировался при средних и низких температурах [Rouxel et al., 2004]. Низкое содержание Se (<10 г/т) типично для диагенетического халькопирита из месторождения Яман-Касы (Maslennikov et al., 2009). Более высокое содержание Se в высокотемпературных сульфидах может отражать сильную зависимость константы диссоциации H_2Se от температуры и pH [D'yachkova, Khodarkovskiy, 1968]. Этот выраженный контраст в вариациях содержания Se между халькопиритом из разных типов труб свидетельствует о снижении температуры осаждения халькопирита в диапазоне от халькопиритовых труб к халькопирит-пиритовым диффузерным плитам. В целом, вмещающие породы так же, как и температура, контролируют относительную концентрацию Se и Te в халькопирите. Положительная корреляция между Se и Te наблюдается только в курильщиках, ассоциирующихся с базальтами, ультрамафитами и органическими илами, которые обеспечивают сохранение Se^{2-} и Te^{2-} в гидротермальных растворах [Maslennikov et al., 2017]. Халькопирит каналов халькопирит-пиритовых диффузерных линз и плит из месторождения Дергамыш так же, как и халькопирит пирит-халькопирит-пирит-сфалеритовых диффузеров поля Рейнбоу, характеризуется низкими содержаниями Te. Однако Se в нем на порядок выше. С одной стороны, это может быть объяснено чуть более низкими температурами формирования свободно стоящих остывающих столбов-диффузеров на поле Рейнбоу. Чуть более высокие температу-

ры, вероятно, свойственны погребенным каналам придонных диффузных линз Дергамышского месторождения. С другой стороны, в халькопирите, ассоциирующем со сфалеритом, содержания Se всегда ниже, чем в халькопирит-пиритовом парагенезисе [Масленникова, Масленников, 2007].

Для халькопирита труб Дергамышского месторождения установлена обратная зависимость содержаний Co и Sn (см. рис. 7.1.9). Повышенные содержания Sn отмечаются в халькопирите диффузных линз месторождения и диффузеров из поля Рейнбоу. Наибольшие концентрации Sn были обнаружены в халькопирите поля Логачева (от 1 до 2 мас. %), залегающего на серпентинитах. Наивысшие концентрации Sn измерены на сканирующем электронном микроскопе вдоль границ агрегатов сфалерита и халькопирита с включениями станнина [Evrard et al., 2015]. При высоких температурах в структуру халькопирита и сфалерита может быть введено ограниченное количество (до 0.6 мас. %) Sn, так как структура станнина (Cu_2FeSnS_4) похожа на $CuFeS_2$ и, соответственно, на ZnS [Evrard et al., 2015]. Касситерит найден в сфалерите курильщиков поля Ашадзе-1 [Beltenev et al., 2003, Mozgova et al., 2008]. В халькопирите изокубанит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения нами определены проблематичный сульфид меди и олова, близкий по составу к станнину, а также касситерит [Maslennikov et al., 2017]. Предполагается, что олово поставлялось кислыми гидротермальными флюидами сильно восстановленными при взаимодействии с ультрамафитами [Maslennikov et al., 2017]. Вероятно, растворенное Sn достигало насыщения при низкой температуре. Этим обусловлено обогащение оловом диффузеров и диффузных плит.

По высоким содержаниям Ni в халькопирите и изокубаните пирит-изокубанит- халькопиритовые и пирит-сфалерит-изокубанитовые трубы соответствуют ангидрит-дигенит-борнит-халькопиритовым черным курильщикам поля Рейнбоу (см. табл. 7.1.1 и табл. 3.1.1). Гораздо ниже содержания Co и Ni в халькопирите диффузных линз Дергамышского месторождения. В халькопирите диффузеров из поля Рейнбоу содержания Co такие же высокие, как и в черных курильщиках. Хотя и наблюдается положительная корреляция Co и Ni, формы нахождения этих элементов различны в современных и древних черных курильщиках, сформированных на серпентинитах. В первых халькопирит содержит микровключения кобальтового пентландита и миллерита, гораздо реже сафлорита [Викентьев и др., 20005], во вторых — доминирует кобальтовый никелистый пирит. Особенно много такого мелкого (<2 мкм) эвгедрального пирита рассеяно в продуктах распада изокубанита. Получается, что высокие содержания Co и Ni могут свидетельствовать о высоких температурах богатых халькопиритом и изокубанитом труб. Однако в ПТР современных пирит-изокубанит-сфалеритовых диффузерах поля Рейнбоу отмечаются низкие содержания Ni, при высоких содержаниях Co. Корреляция Co с As отсутствует, что свидетельствует не пользу присутствия кобальтина.

В халькопирите и изокубаните гидротермальных труб месторождения Дергамыш содержания Bi на порядок выше по сравнению с халькопиритом черных курильщиков поля Рейнбоу. Судя по корреляции Bi и Te, в продуктах распада изокубанита могут быть встречены теллуриды висмута, напри-

мер пильзенит (Bi_4Te_3), встреченного ранее в рудах Дергамышского месторождения [Мелекестцева, 2007; Melekestseva et al., 2013]. В халькопирите современных и древних диффузеров так же, как и в случае с диффузерами поля Рейнбоу и месторождения Дергамыш, содержания Bi крайне низкие. Это наводит на мысль, что содержания Bi могут быть индикаторами температур минералообразования. Действительно, висмутсодержащие минералы, встречающиеся в донных гидротермальных колчеданных отложениях, имеют низкую растворимость, за исключением температур выше 350°C и солености, по крайней мере, 5 моль/кг NaCl [Wood et al., 1987].

Расчеты выявляют прямо пропорциональные зависимости Pb и Sb, Pb и As, а также As и Sb. Не исключено, что вместо галенита и блеклых руд, в халькопирите как древних, так и современных курильщиков присутствуют нановключения серии иорданита-геокронита. Минералы серии иорданит-геокронит ($(Pb,Ag,Tl)_{14}(Sb,As)_6S_{23}$ ранее были обнаружены в курильщиках, локализующихся почти во всех геологических обстановках, за исключением COX с ультрамафитовым основанием [Monecke et al., 2016].

На Дергамышском месторождении *колломорфный пирит* является основным концентратом большинства химических элементов (Tl, Co, Ni, Te, Bi, Au и Ag). Для сравнения колломорфного пирита пирит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения относительно колломорфного пирита диффузеров гидротермального поля Рейнбоу (СAX) по средним содержаниям химических элементов рассчитан следующий ряд коэффициентов концентрации: Bi 2332 → Ni 342 → Te 284 → Sb 23 → Se 19 → Cu 14 → V 12 → As 7.4 → Pb 2.8 → Tl 2.1 → Au 2.1 → Co 1.4 → Fe 1.0 → Ba 0.6 → U 0.5 → Mo 0.4 → Pb 0.4 → Ag 0.3 → Cd 0.11 → Sn 0.07 → Zn 0.04 → W 0.007. Таким образом, типохимизм колломорфного пирита пирит-халькопиритовых труб Дергамышского месторождения заключается в концентрации Bi, Ni, Sb, Te, V и As, что свидетельствует в пользу более высокой зрелости рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системы по сравнению с системой поля Рейнбоу [Третьяков, 2015]. Аналогичный ряд установлен при сравнении колломорфного пирита сфалерит-халькопирит-пирит-кальцитовых труб Дергамышского месторождения и диффузеров поля Рейнбоу: Bi 458 → Ni 124 → Cu 49 → Sb 25 → Te 22 → Se 19 → V 18 → As 5.9 → U 4.0 → Au 1.4 → Ba 1.4 → Pb 1.1 → Fe 1.0 → Co 0.8 → Mo 0.5 → Sn 0.5 → Pb 0.4 → Ag 0.3 → Cd 0.19 → Tl 0.17 → Zn 0.09 → W 0.002. В обоих рядах колломорфный пирит Дергамышского месторождения показывает дефицит W. Содержания As в колломорфном пирите труб месторождения выше, чем в аналогичном пирите курильщиков COX, но ниже в курильщиках задуговых бассейнов. Низкая мышьяковистость — характерная черта колломорфного пирита современных черных курильщиков, формирующихся на серпентинитах СAX [Keith et al., 2016].

Гидротермальные флюиды просачивались через ультрамафиты, видоизменяли их с образованием тальковых метасоматитов. Это не могло не сказаться на геохимических особенностях колчеданных руд. Так, крайне низкие содержания Tl (рис. 7.1.10) связаны с отсутствием в ультрамафитах полевых шпатов — основных источников этого элемента. По содержаниям и соотноше-

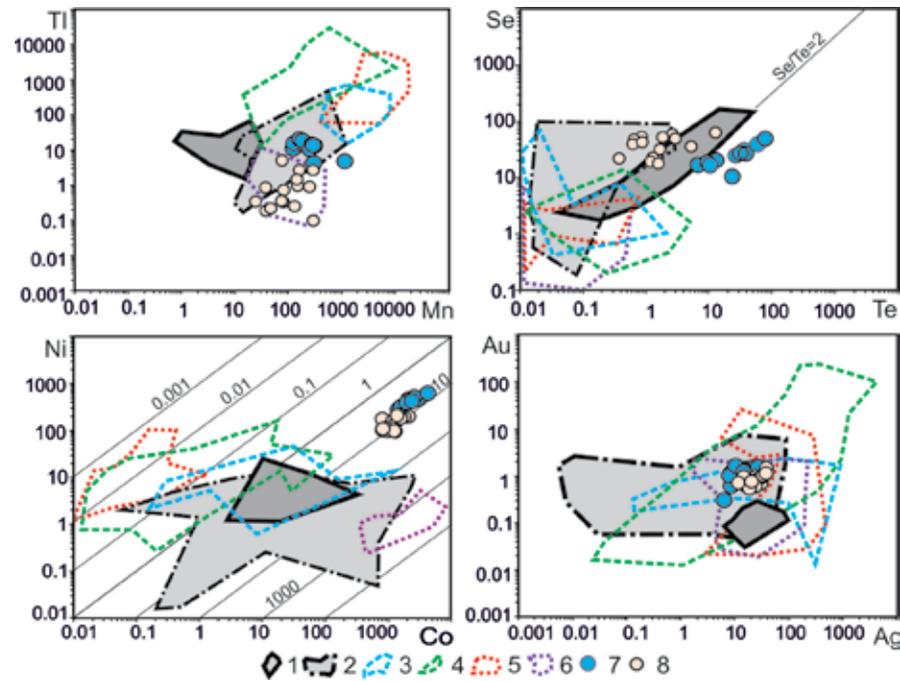


Рис. 7.1.10. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Дергамышского месторождения (7–8) в сравнении с курильщикоидными современными гидротермальными полями САХ (1–6): 1 — черные курильщикоидные поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщикоидные поля Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщикоидные горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая), 4 — серые и белые курильщикоидные поля Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщикоидные и диффузоры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщикоидные и диффузоры поля Рейнбоу; 7–8 — Дергамышское месторождение: 7 — пирит-халькопиритовые трубы; 8 — халькопирит-сфалерит-пирит-кальцитовые трубы.

ниям Se и Te колломорфный пирит Дергамышского месторождения соответствует колломорфному пириту черных курильщикоидных СОХ.

Очевидно, что колломорфный пирит обогатился Co и особенно Ni за счет взаимодействия гидротермальных флюидов с ультрамафитами. Хотя провести однозначные прямые аналогии Дергамышского месторождения с гидротермальными постройками черных курильщикоидных САХ не удастся. Тем не менее так же, как и в черных курильщикоидных САХ, изученные обломки труб характеризуются повышенными содержаниями Co (до 8000 г/т) и Ni (до 700 г/т) в колломорфном и апопиритовом пирите. Судя по ровным трендам ЛА-ИСП-МС, Co и Ni, входят в структуру колломорфного пирита. Умеренные содержания Au — типичная черта колломорфного пирита курильщикоидных СОХ. Максимальные содержания Au в колломорфном пирите островодужных бассейнов на 1-2 порядка выше (см. рис.7.1.10).

Сфалерит относится к низкокадмиевой и высокомарганцевой разновидности. Так же, как и в современных курильщикоидных, сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, что обеспечивает значимые количе-

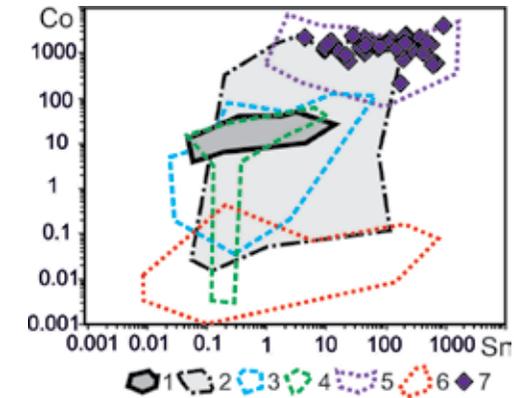


Рис. 7.1.11. Диаграмма Co–Sn сфалерита труб Дергамышского месторождения (7) в сравнении с современными курильщикоидными (1–6): 1 — черные курильщикоидные поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщикоидные поля Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщикоидные горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщикоидные поля Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщикоидные и диффузоры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщикоидные и диффузоры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Дергамышского месторождения.

ства Fe (4.7 мас. %) и Cu (2.3 мас. %). Преобладание Fe над Cu свидетельствует в пользу микровключений «изокубанита» или изоморфного вхождения Fe²⁺ в структуру сфалерита. Такие соотношения Fe и Cu характерны для сфалерита современных черных курильщикоидных [Maslennikov et al., 2017]. Другая черта — повышенные содержания Sn (рис. 7.1.11), что характерно для курильщикоидных САХ, формирующихся на серпентинитовом основании [Evrard et al., 2015].

Однако, несмотря на это сходство, для сфалерита гидротермальных труб Дергамышского месторождения свойственны гораздо более высокие содержания Te, Au и Sb, свидетельствующие в пользу высокой зрелости гидротермально-метасоматической системы [Третьяков, 2015]. Соответствующий ряд коэффициентов концентрации относительно сфалерита диффузера поля Рейнбоу выглядит следующим образом: Se 101 → Mn 51 → Te 50 → Au 22 → Sb 14 → V 7 → Bi 6.6 → Ni 4.5 → Cu 2.6 → Co 1.7 → Fe 0.8 → U 0.7 → Sn 0.65 → Mo 0.52 → Cd 0.5 → As 0.2 → Ba 0.1 → Ag 0.05 → Tl 0.02 → W 0.01. Нахождение W в конце рядов разных сульфидов наводит на мысль о вольфрамовой специализации курильщикоидных САХ, формирующихся на серпентинитовом основании. Природа такой концентрации требует дальнейших интерпретаций, например, таких как влияние сиалических блоков на состав гидротермальных флюидов.

7.2. Бурибайское

4.2.1. Геологическая позиция. Бурибайское медноколчеданное месторождение локализуется в бонинит-базальтовом основании в западной части Западно-Магнитогорской палеовулканической зоны, которая, по данным

многих исследователей, является эталоном для реконструкций островодужных обстановок вулканизма [Формирование ..., 1986; Коротеев и др., 1986; Зайков, 1991; Вулканизм ..., 1992 и др.]. В пределах зоны выделяются две структурно-формационные подзоны: Баймак-Бурибайская и Ирендыкская. Баймак-Бурибайская подзона, сложенная дифференцированными риолит-базальтовым и андезит-дацитовым комплексами, сформировалась на ранне-островодужной стадии развития. В Ирендыкской подзоне, которая реконструируется как примитивная островная дуга, преобладают эффузивные и вулканокластические породы андезит-базальтовой формации. Ранне-островодужные условия формирования Баймак-Бурибайской подзоны подтверждаются присутствием вулканитов, сходных с марианитами и бонинитами энсиматических островных дуг западного обрамления Тихого океана [Кабанова, Зайков, 1987]. Каждая подзона характеризуется своими особенностями вулканизма и осадконакопления. В обеих подзонах присутствуют стратовулканы базальтового и андезит-базальтового состава. Однако если в Ирендыкской подзоне преобладал андезито-базальтовый вулканизм центрального типа с широким развитием грубообломочных вулканокластических отложений и дистальных тефротурбидитов [Коротеев и др., 1986; Фролова, Бурикова, 1977], то в Баймак-Бурибайской подзоне базальтовые вулканические постройки в значительной степени связаны с каркасными дайковыми комплексами, характеризующими условия рассеянного спрединга [Зайков и др., 1993]. В межгрядовых впадинах и на равнинах развиты дистальные отложения гиалокластогенных турбидитов, кремнистые пелитолиты и реже яшмы и джаспериты. В пределах Восточно-Магнитогорской зоны локализуется три колчеданосных района: Гайский, Бурибайский и Баймакский.

Геологическое строение *Бурибайского* месторождения рассмотрено в работе В.А. Прокина и др. [1969, 1977]. Рудные залежи залегают в узкой полосе шириной около 1 км и протяженностью не менее 7 км (рис. 7.2.1). Эта полоса была реконструирована как колчеданосная рифтовая долина, имеющая габбро-диабаз-базальтовое основание [Рудницкий, Папулов, 1985]. Западный борт рифтовой долины отсутствует — рифт относится к асимметричным структурам типа полуграбенов. Рудные залежи залегают среди базальтов, однако, к югу от месторождения на рудоносном уровне встречены переотложенные ксенолавокластиты дацитового состава, содержащие многочисленные ксенокласты гидротермальных метасоматитов по миндалекаменным базальтам. В этой же части структуры, кроме редких прослоев гиалокластитов основного состава, встречаются типичные эдафогенные брекчии, содержащие обломки базальтов, габбро и карбонатно-базальтовых брекчий [Масленников, 1999].

7.2.2. Состав и строение рудных тел. Рудные залежи имеют форму линз, эродированных в стадию наземного гипергенеза. Основное рудное тело — Южная линза, сложено в основном массивным медным колчеданом. Расположенная к югу слепая Новобурибайская залежь характеризуется микробрекчиевыми текстурами руд. Содержание металлов в рудах: Cu 3.5 мас. %, Zn 0.5–1 мас. %, Co 0.03 мас. %, Au до 5.5 г/т. Кроме основ-

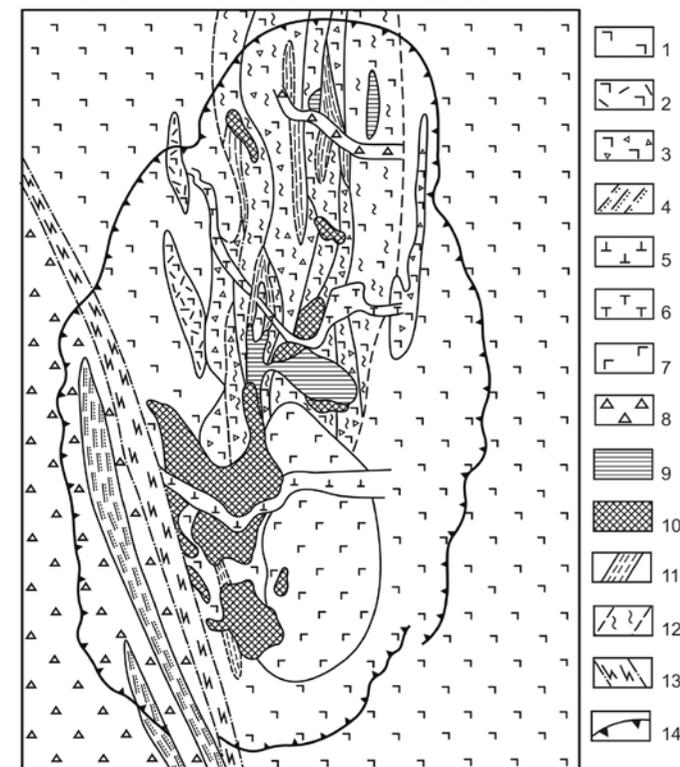


Рис. 7.2.1. Геологическая карта Бурибайского медноколчеданного месторождения [Прокин, 1977]: 1 — базальты; 2 — вулканокластиты базальтового состава; 3 — базальтовые вулканокластиты; 4 — тефропесчаники; 5 — кварцевые риолиты; 6 — плагиоклазовые риодациты и дациты; 7 — субвулканические диабазы; 8 — габбро-диабазы; 9 — вкрапленные руды; 10 — массивные руды; 11 — зоны рассланцевания; 12 — зона грубого рассланцевания; 13 — зона дробления и милонитизации (Бурибайский разлом); 14 — контур карьера.

ных минералов — пирита, халькопирита и сфалерита, в рудах отмечаются пирротин, мельниковит-пирит, блеклая руда, борнит, энаргит, магнетит [Прокин, 1977]. В отвалах месторождения можно собрать образцы выщелоченных массивных и брекчиевых серноколчеданных руд, сульфидных песчаников, гематит-сульфидных ритмитов и апопелитовых микрокварцитов, а также единичные трубочки оруденелых окварцованных вестиментифер (диаметр 5 см). В рудах сохранились халькопиритовые фрагменты трубок черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017], губчатый пирит, псевдоморфозы пирита по пирротину, фрамбоидальный и колломорфный пирит. В пирит-кремнистых алевропелитах встречаются отпечатки двустворчатых моллюсков [Масленников, 1999]. В последнее время в рудах отвала месторождения нами обнаружены тонкие трубочки оруденелых полихет, заполненные гидротермальными сульфидами и кварцем [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016].

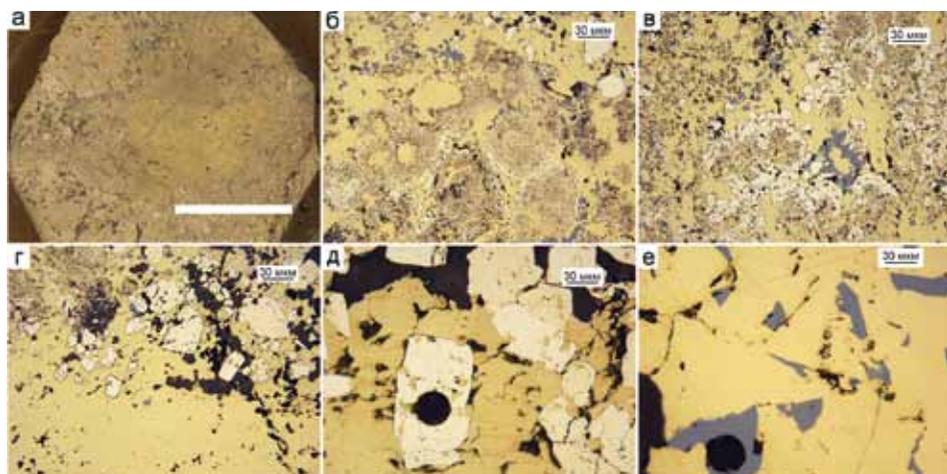


Рис. 7.2.2. Фрагмент сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. Bur13-13-3), месторождение Бурибай: а — халькопиритовый обломок трубы в сфалерит-пиритовой брекчии; б — колломорфный пирит, частично замещенный халькопиритом (подзона А2); в — реликты колломорфного пирита в зернистом пирите и халькопирите в ассоциации со сфалеритом (подзона А2); г — субгедральный и эвгедральный пирит (граница зон А и В); д — включения халькопирита в эвгедральном пирите (подзона В1); е — срастания кристаллов халькопирита и сфалерита (граница подзоны В3 и зоны С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

7.2.3. Минералого-геохимическая зональность труб. На месторождении широко представлены продукты разрушения черных курильщиков. Судя по составу рудокластов, богатые халькопиритом сульфидные трубы месторождения Бурибай, формировались подобно современным черным курильщикам СОХ и задуговых бассейнов. Встречаются фрагменты оболочек труб, среди которых распространены колломорфные разновидности пирита (аналоги подзоны А1) и псевдоморфозы пирита по субгедральным кристаллам пирита (аналоги подзоны А2), а также обломки эвгедрального пирита, сцементированные халькопиритом (подзона А3), друзовые агрегаты кристаллов халькопирита (зона В) и более редкие агрегаты субгедральных кристаллов сфалерита (зона С) (рис. 7.2.2).

Колломорфный пирит концентрирует Au и Pb, а также характеризуется повышенными содержаниями Bi, Se, Te и Co — элементов более свойственных высокотемпературной ассоциации (табл. 7.2.1). Значения Co/Ni > 1 при низких содержаниях As — характерная черта колломорфного пирита современных черных курильщиков. Содержания Co и Se постепенно нарастают, а As убывают по направлению к внутренней части оболочки по мере нарастания кристалличности пирита. Содержания Se и Mo в крустификационном халькопирите аномально высокие, что является типичным для халькопирита современных черных курильщиков. Содержания Se существенно ниже в халькопирите оболочки трубы, что объясняется более низкими температурами минералообразования [Auclair et al., 1987].

Таблица 7.2.1

Химический состав сульфидов палеогидротермальных сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы (обр. Bur13-13-3) Бурибайского месторождения. Данные ЛА-ИСП-МС анализа в г/т; Fe, Zn, Cu — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	16	2.1	80	44.3	226	18	0.6	0.16	273	63	8.1	57
		σ	2.1	49	3.4	167	7.4	0.6	0.20	79	28	3.9	17
Py2por	A2	12	10	34	45.2	242	9.1	0.5	0.10	178	96	50	28
		σ	13	46	2.5	284	6.5	0.4	0.15	82	93	90	20
Py2,3s	A3	12	0.8	22	46.5	621	29	0.1	0.00	138	117	16	2.3
		σ	1.3	71	0.0	688	68	0.1	0.01	119	97	12	4.2
Py3e	B	13	1.4	5.2	46.3	290	6.9	0.5	0.05	216	342	32	14
		σ	0.7	7.0	0.6	373	5.5	0.5	0.16	197	323	37	16
Py2,3C	C	3	0.6	1.7	46.5	40	4.1	0.1	0.00	533	51	6.1	3.5
		σ	0.3	1.1	0.0	39	6.5	0.1	0.00	803	72	4.2	3.0
Chp1	A3	11	1.2	1.6	30.3	14	3.8	35	0.05	11	225	205	11
		σ	2.1	2.5	2.1	35	7.9	2.1	0.09	18	70	508	14
Chp1	B	25	3.3	5.0	28.8	1.1	2.5	36	0.12	3.3	1450	616	83
		σ	3.8	6.4	0.5	0.8	3.6	0.6	0.32	2.7	527	778	85
Sph1	C	7	0.9	83	1.4	2.6	0.2	1.5	63.29	8.3	192	0.9	30
		σ	1.4	14	0.4	2.7	0.4	1.0	1.99	7.5	122	1.0	22
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Pb	Bi	U	
Py1c	A1	16	6.1	0.4	45	104	1.3	0.7	4.4	5.4	479	32	0.15
		σ	7.4	0.2	11	31	3.9	1.4	2.1	4.8	224	8.6	0.35
Py2por	A2	12	3.8	0.3	19	47	2.5	0.2	1.9	3.8	245	13	0.23
		σ	5.4	0.2	14	33	5.0	0.4	1.1	3.3	146	11	0.20
Py2,3s	A3	12	0.2	0.1	3.2	57	0.1	0.03	0.6	2.8	45	4.8	1.40
		σ	0.1	0.1	2.8	62	0.2	0.04	0.6	3.3	39	4.8	2.91
Py3e	B	13	2.2	0.2	2.7	30	0.2	0.1	1.3	6.5	36	7.0	0.04
		σ	6.1	0.1	1.7	28	0.4	0.3	0.9	12	26	6.9	0.10
Py2,3s	C	3	0.1	0.1	2.1	2.5	0.1	0.1	0.4	9.3	26	0.9	0.01
		σ	0.1	0.0	2.2	0.8	0.1	0.01	0.4	8.6	29	1.1	0.00
Chp1	A3	11	2.7	2.6	2.7	5.0	0.1	0.03	0.3	0.5	58	0.6	5.1
		σ	4.3	0.3	3.1	6.3	0.1	0.03	0.4	0.7	65	0.8	11.2
Chp1	B	25	6.9	3.8	10	71	0.1	0.02	1.2	4.1	159	2.6	0.05
		σ	13	0.2	7.3	71	0.1	0.02	0.9	6.2	103	2.9	0.05
Sph1	C	7	1935	13	18	15	0.1	0.01	0.4	0.1	55	1.6	0.01
		σ	87	18	18	16	0.0	0.00	0.3	0.1	47	2.4	0.01

Примечание. Пирит: Py1c — колломорфный, Py1,2 — губчатый криптозернистый или пористый ангедральный, Py2,3s — субгедральный, Py3e — эвгедральный; Chp1 — крустификационный; Sph1 — крустификационный.

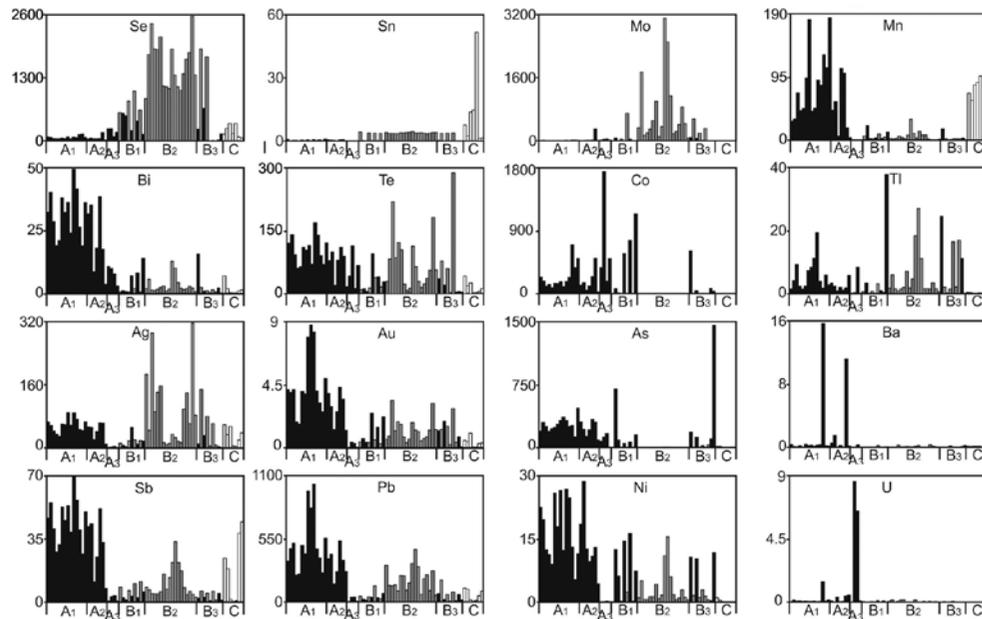


Рис. 7.2.3. Распределение элементов-примесей (г/т) в сульфидах стенки фрагмента сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Бурибайское месторождение.

По направлению от пиритовой оболочки трубы к халькопиритовой крустификации ее канала существенно снижаются содержания Bi, Ni, Pb, U, Sb, W, Au, Ba при нарастании содержаний Se, Mo, Sn (рис. 7.2.3). Интересно, что содержания Co в крустификационном халькопирите относительно низкие.

В *диффузерах* сульфидные крустификации микроканалов (диаметром 1–2 мм), как правило, приурочены к отверстиям в трубчатых червях — полихетах [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Нередко они рассеяны в пористой массе серноколчеданной руды, содержащей редкую вкрапленность халькопирита. По кружевному строению и обилию криптозернистого губчатого пирита руда напоминает диффузные плиты [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Значительное количество трубчатых биоморфоз состоят из слоев фрамбоидального пирита, погруженных в кварц. Однако другие биоморфозы минералогически более разнообразны. В некоторых из них осевая полость заполнена сфалеритом (рис. 7.2.4а). В полостях некоторых трубок доминирует субгедральный пирит (рис. 7.2.4б). Иногда можно обнаружить центростремительную смену фрамбоидального пирита субгедральным, затем таблитчатым пиритом, который образовался по кристаллам пирротина. Так же, как и в трубах черных курильщиков, осевая часть трубок заполнена халькопиритом (рис. 7.2.4в) или сростками халькопирита и сфалерита в ассоциации с эвгедральным пиритом (рис. 7.2.4г). Сфалерит содержит тонкую халькопиритовую вкрапленность, характерную для современных и древних курильщиков. Почти во всех трубках доминирует кварц. В целом последовательность заполнения

Таблица 7.2.2

Локальные коэффициенты концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность пирит-халькопиритовой трубы палеокурильщика Бурибайского медноколчеданного месторождения

Минерал	Зона	n	ЛКК													
			W	Bi	Ba	Mn	Sb	Au	Pb	Ni	As	Te	Co	Fe	Tl	Ag
Py1c	A1	14	3.7	2.8	2.5	2.4	2.4	2.4	2.4	2.3	2.0	1.7	1.5	1.3	1.2	1.1
Py2s	A2	7	Ba	V	Bi	Ni	As	Sb	Pb	Au	Mn	Fe	Te	Co		
Py3e	A3	4	U	Co	Fe	Te										
Py3e	B	11	Tl	As	Co	Fe	Ni									
Chp	B	24	Cu	Mo	Se	Ag	Sn	V	Te							
Sph	C	7	Zn	Cd	Sn	Mn	Sb									
			9.3	9.2	4.6	2.4	1.0									



Рис. 7.2.4. Поперечные срезы гидротермальных микроканалов в биоморфных диффузных плитах (обр. Виг-17-1тр), Бурибайское месторождение: а — халькопирит-пиритовая трубка; б — халькопирит-пирит-кварцевая трубка; в — сфалерит-халькопирит-кварц-пиритовая трубка.

трубок биоморфоз напоминает крустификации каналов современных и древних курильщиков.

Вместе с продуктами разрушения черных курильщиков встречаются фрагменты биоморфных диффузных плит, которые характеризуются более низкими содержаниями микроэлементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Te, Bi и Co. Фрамбоидальный пирит, участвующий в оболочке трубчатого червя, характеризуются примерно такими содержаниями Au, Ag, Mn, Tl, As, Sb, Pb, что колломорфный пирит черных палеокурильщиков. Однако содержания в нем элементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Te, Co и Bi в нем гораздо ниже (табл. 7.2.3). Вероятно, температуры растворов, из которых осаждался фрамбоидальный пирит, не были высокими. Это подтверждается повышенными содержаниями Ni при Co/Ni менее 1.

Таблица 7.2.3

Химический состав сульфидов гидротермальных микроканалов биоморфоз диффузных плит (обр. Bur-17-1tr) Бурибайского месторождения. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1f	A	58	15	452	46.0	19	62	0.3	0.10	575	23	29	35
		σ	10	107	0.6	11	27	0.4	0.24	325	6	16	7.2
Py2,3s	A/B	55	3.1	20	46.2	5.2	50	0.2	0.08	86	68	1.9	16
		σ	5.7	54	0.4	7.9	42	0.3	0.31	129	55	4.0	40
Py3	B	22	4.2	30	45.9	4.5	11	0.3	0.29	81	23	2.5	23
		σ	3.9	44	0.4	4.9	13	0.2	0.29	65	26	3.0	30
Chp1	B	47	0.02	0.2	30.9	0.01	0.4	33	0.01	2.5	112	0.02	3.8
		σ	0.05	0.2	0.9	0.02	1.4	1.0	0.01	2.7	24	0.02	2.4
Sph1	B	35	0.06	9.0	1.1	0.01	0.02	0.9	65	4.6	86	0.01	11
		σ	0.07	1.2	0.4	0.02	0.09	0.4	0.78	8.9	24	0.02	12
Минерал	Зона	n	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
Py1f	A	58	3.3	0.5	0.8	41	4.2	0.56	3.6	1.0	4.0	641	2.4
		σ	8.2	0.8	0.2	8.8	0.8	0.49	1.6	0.7	2.4	130	0.7
Py2,3s	A/B	55	2.3	0.4	0.4	2.9	0.2	0.50	0.5	0.4	1.2	68	0.1
		σ	10	0.5	0.2	4.5	0.5	1.29	0.7	0.3	3.4	93	0.2
Py3	B	22	6.8	0.4	0.4	2.7	0.2	1.40	1.1	1.1	9.2	134	0.11
		σ	7.0	0.5	0.3	1.9	0.4	2.15	1.1	1.7	18	97	0.14
Chp1	B	47	0.3	51	25	1.3	0.1	0.01	0.03	1.7	0.04	12	0.01
		σ	0.2	8.5	2.9	0.7	0.04	0.01	0.03	2.1	0.12	6.4	0.01
Sph1	B	35	1635	87	18	17	0.03	0.004	0.20	40	0.13	40	0.01
		σ	94	40	73	50	0.02	0.004	0.13	9.0	0.13	37	0.01

Примечание. Пирит: Py1a — фрамбоидальный; Py2,3s — субгедральный; Py3e — эвгедральный; Chp1 — халькопирит крустификационный; Sph1 — сфалерит крустификационный.

7.2.4. Редкие и второстепенные минералы. Микроскопические исследования не позволили обнаружить каких-либо акцессорных минералов в пиритовых, сфалеритовых и халькопиритовых фрагментах трубок. Отсутствие или дефицит видимых под микроскопом акцессориев — известная особенность труб палеокурильщиков месторождений кипрского типа [Oudin, Costantinow, 1983], а также современных черных курильщиков, формирующихся на быстроспрединговых СОХ [Monecke et al., 2016; Maslennikov et al., 2017]. Вместе с тем колломорфный пирит изученных труб обогащен Te, Bi и Au, Pb — типичных элементов, образующих редкие минералы, теллуриды, самородное золото и галенит. Предполагается, что гидротермальные флюиды в системах черных курильщиков не

достигают насыщения, необходимого для отложения собственных минералов, например, самородного золота, и многие микроэлементы входят в структуру сульфидов [Бортников и др. 2003]. Тем не менее, некоторые представления о примесных наноминералах можно получить при анализе корреляционных зависимостей с выделением минерально-геохимических ассоциаций.

7.2.5. Минерально-геохимические ассоциации. Минерально-геохимические ассоциации представлены в виде ряда, рассчитанного методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981]. В целом по трубам рассчитанные ассоциации, кроме сфалерита (I), пирита (II) и халькопирита (V) могут указывать на нановключения золота и галенита (III), гессита (IV) и барита, обычно коррелирующего с элементами гидрогенной ассоциации (VIII) (табл. 7.2.4). В расчетах по пириту добавляется тесная корреляция содержаний Bi и Te, которая может свидетельствовать в пользу нановключений теллуридов висмута. Эта прямо пропорциональная зависимость исчезает в расчетах по халькопириту: Te коррелирует не только с Se, что типично для современных черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017], но и одновременно с Ag и Au, что свойственно трубам, содержащими сильванит [Масленникова, Масленников, 2007].

Таблица 7.2.4

Минералого-геохимические ассоциации пирит-халькопиритового палеокурильщика и диффузной биоморфной линзы Бурибайского месторождения

Номер обр.	Современный аналог	Минералы	Ассоциации
Bur13-13-3	Черный курильщик	Халькопирит> пирит> сфалерит	I(Cd+Zn+Sn) – II(Mn+Sb+Bi+Ni) + III(Au+Pb) – IV(Te+Ag) + V(Se+Cu+Mo) + VI(Fe+As) + W – VII(Co+U) – VIII(Ba+V)
		Пирит	I(Cd+Zn) + II(Au+Pb) + III(Sb+Bi+Te+Ag+Ni+Sn) + IV(Mn+W) – As – V(Ba+Mo) – V – Cu – Tl – VI(Co+U) – Se
		Халькопирит	I(Cd+Zn) + II(Mn+V) – III(Ni+Bi+Mo+Tl+Sb) + IV(As+Pb+W) – V(Co+U) – VI(Se+Au+Te+Ag) – Sn
Bur-17-1tr	Диффузная линза	Пирит> кварц> халькопирит	I(Cd+Zn) + II(Au+Bi+Pb+Ag+Te+Fe+Sb+Mn) + III(Se+Cu+Sn) – (Ni+Co) – IV(As+Tl+Mo+V+Cr) – W
		Пирит	I(Cd+Zn)+II(Au+Bi+Pb+Ag) + III(Sb+Te) + IV(Mo+Se+Ni+Co) + V(As+Sn+Cu) – VI(Tl+V) – Mn – W
		Халькопирит	I(W+Mo) + Fe + II(Ni+As+Bi+Co) + III(Pb+Sb+Ag+Au+Mn+Te) – IV(V+Cr+Sn) – V(Zn+Cd+Se)

В отличие от гидротермальных труб расчеты по сульфидам диффузных линз не дают четко обособленных ассоциаций, свидетельствующих о наличии конкретных теллуридов. Теллур, как правило, находится в одной ассоциации с Sb, что наводит на мысль о наличии теллурсодержащих блеклых руд, скорее, чем теллуридов. Диффузоры не дают ассоциаций — индикаторов микровключений теллуридов. Вероятно, в сульфидах, кроме включений сфалерита, присутствуют нановключения сростков самородного золота, галенита и блеклых руд.

7.2.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Несмотря на то, что Бурибайское месторождение локализуется в рифте на базальтовом основании [Рудницкий, Папулов, 1985], большинство исследователей считает, что оно приурочено к основанию островной дуги [Формирование ..., 1986; Коротеев и др., 1986, Зайков, 1991; Вулканизм ..., 1992 и др.], что подтверждается присутствием вулканитов, сходных с марианитами и бонинитами энзиматических островных дуг западного обрамления Тихого океана [Кабанова, Зайков, 1987]. Рудное тело залегает среди базальтов и бонинитов. Однако присутствие на этом же уровне к югу от месторождения кислых вулканокластитов [Масленников, 1999] свидетельствует о продвинутой эволюции магматической системы, по сравнению, по крайней мере, с высокосрединговыми СОХ.

По минеральной зональности фрагменты обнаруженных гидротермальных сфалерит-пирит-халькопиритовых труб не отличаются от типичных черных курильщиков, характерных для СОХ. Так же, как и современные черные курильщики СОХ, пирит-халькопиритовые трубы Бурибайского месторождения характеризуются дефицитом акцессорных минералов. Однако сульфиды, слагающие гидротермальные трубы, имеют свои особенности по сравнению с черными, серыми и бесцветными курильщиками ВТП 9°50' с.ш. Для сульфидов гидротермальных труб построены ряды коэффициентов концентрации (КК), где КК — отношение средних содержаний химических элементов в сульфиде трубы Бурибайского месторождения к средним содержаниям этих же элементов в одноименном сульфиде курильщиков ВТП 9°50' с.ш.

Халькопирит сфалерит-пирит-халькопиритовых труб месторождения Бурибай отличается повышенными содержаниями Au, Tl, Mo, Pb и Sb при пониженных содержаниях Co и As относительно халькопирита черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.2.5). Это свидетельствует о более развитой гидротермально-метасоматической системе, сформировавшей Бурибайское месторождение, по сравнению с рудогенерирующей гидротермально-метасоматической системой ВТП 9°50' с.ш. Очевидно, взаимодействие флюидов с породой достигло стадии почти полного разложения темноцветных минералов, поставляющих Co (пироксены, оливины).

Появление в сульфидах умеренно повышенных содержаний Tl и Pb может свидетельствовать в пользу того, что рудогенерирующая гидротермальная система достигла стадии разложения полевых шпатов. Однако

Таблица 7.2.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Au	Tl	Mo	Pb	Sb	Te	Ag	Bi	Se	Cu	Fe	
Черные	42	23	16	6.5	4.9	2.3	1.5	1.3	1.1	1.1	0.9	
	V	W	U	Zn	Cd	Mn	Ba	Ni	Sn	As	Co	
	0.8	0.7	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.11	0.09	0.02	
Серые	Au	Ni	Tl	Te	Se	Pb	Mo	Cu	Fe	Ag	Cd	
	12	6.6	6.4	5.8	2.7	2.3	1.5	1.0	0.9	0.9	0.5	
	Sn	U	Zn	Sb	Co	W	Bi	Ba	V	As	Mn	
Бесцветные	0.4	0.4	0.4	0.1	0.1	0.10	0.10	0.06	0.05	0.04	0.04	
	Mo	Te	Bi	Tl	Au	V	Pb	Sb	Se	U	As	
	7232	2261	704	573	108	98	93	92	87	29	5.6	
	Ni	W	Ba	Mn	Co	Zn	Cu	Cd	Fe	Ag	Sn	
	4.1	3.8	3.7	3.6	2.6	1.3	1.1	1.1	0.9	0.5	0.03	

невысокие содержания цинка в рудах свидетельствуют об еще невысокой зрелости гидротермальной системы в сравнении с системами бимодальных комплексов. Цинк некоторое время может фиксироваться в составе хромшпинелидов, магнетита, хлорита и триоктаэдрических смектитов [Дифференциация ..., 2016]. На невысокую зрелость магматогенно-гидротермальной системы указывают невысокие содержания As, по сравнению с сульфидами курильщиков островодужных гидротермальных систем Западной Пацифики, где распространены реальгар и аурипигмент. Сульфиды мышьяка нами обнаружены в курильщиках низкосрединговых рифтов (см. главу 3).

На низкие температуры гидротермальных флюидов указывают низкие содержания элементов высокотемпературной ассоциации и в *халькопирите* биоморфоз по сравнению с халькопиритом черных курильщиков (см. табл. 7.2.1 и табл. 7.2.3). Особенно отчетливо это проявляется на примере Se и Te, изоморфное вхождение которых в решетку возможно только при температуре выше 350°C [Auclair et al., 1987; Hannington et al., 1991, 1995; Butler and Nesbitt, 1999]. Напротив, халькопирит, обедненный Se, формировался при средних и низких температурах [Rouxel et al., 2004]. Низкоселенистый халькопирит (Se <10 г/т) имеет диагенетическое происхождение [Maslennikov et al., 2009]. В нашем случае, судя по концентрациям Se и Te, халькопирит биоморфоз формировался в гидротермальных условиях при умеренных температурах, характерных для диффузоров [Гидротермальные ..., 2016].

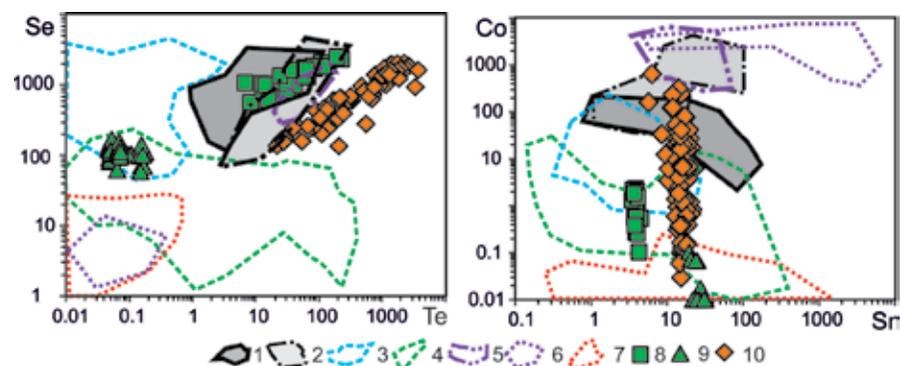


Рис. 7.2.5. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Бурибайского (8, 9) и Султановского (10) месторождений по сравнению с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8–9 — Бурибайское месторождение: 8 — осколки сфалерит-пирит-халькопиритовых труб в сульфидных брекчиях, 9 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубочки в биоморфных линзах; 10 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы из сульфидных брекчий Султановского месторождения.

Характерная особенность халькопирита фрагментов черных палеокурильщиков месторождения Бурибай — крайне высокие содержания Se и Te (см. табл. 7.2.1), аналогичные тем, которые определены для современных черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. Содержания Se в халькопирите чуть ниже в массивных серноколчеданных рудах и, вероятно, в оболочках труб. На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита сфалерит-пирит-халькопиритовых труб попадают в поле современных черных курильщиков низкспрединговых COX (рис. 7.2.5). В то же время халькопирит диффузерных биоморфных плит характеризуется гораздо меньшими содержаниями Se и Te. На диаграмме Co–Sn фигуративные точки халькопирита сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения находятся в поле серых курильщиков. Халькопирит диффузерных плит месторождения попадает в поле диффузеров или белых курильщиков (см. рис. 7.2.5). Вместе с тем бурибайский халькопирит содержит значительное количество Mo, что может свидетельствовать об участии океанской воды в гидротермальном рудообразовании [Butler, Nesbitt, 1999] или о высоких температурах формирования черных курильщиков [Halbach et al., 2003].

В отличие от халькопирита, *пирит* характеризуется высокими содержаниями Co (до мас. %) при $Co/Ni > 10$. Более высокая концентрация Co в пирите относительно халькопирита свидетельствует в пользу того, что изначально высокотемпературные флюиды были недосыщены этим элементом. Это, скорее всего, соответствует о завершающей стадии разло-

Таблица 7.2.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Bi	Au	Te	Sb	Ba	W	Co	Ni	Ag	Cu	Pb	
Черные	3640	38	27	17	8.8	6.2	4.9	2.3	2.1	1.8	1.6	
	W	Ba	Ni	Cd	Zn	V	Mo	U	Tl	Mn		
	1.4	1.0	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.11	0.04	0.02		
Серые	10382	3993	458	172	61	51	26	24	24	22	17	
	Se	Sn	U	Cd	As	Zn	Tl	V	Mn	Mo		
	1.3	1.1	0.9	0.7	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.10		
Бесцветные	12638	1420	65	54	30	28	15	8.3	4.3	2.8	1.5	
	Pb	Mn	Sn	Ni	V	Zn	Cd	U	Tl	Mo		
	2.8	2.3	0.6	0.5	0.5	0.4	0.3	0.24	0.12	0.07		

жения фемических минералов в недрах рудогенерирующей гидротермальной системы. По мере падения температуры происходило насыщение флюидов Co с соответствующим концентрированием в пирите. Низкие содержания Tl и As свойственны пириту медноколчеданных месторождений базальтовой ассоциации [Масленников и др., 2017; Maslennikov et al., 2017].

Повышенные содержания Bi, Te, Au, Pb и Sb — основное отличие пирита Бурибайского месторождения от пирита современных черных курильщиков COX. Особенно это касается его колломорфной разновидности (табл. 7.2.6).

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения занимают нижнюю часть поля колломорфного пирита курильщиков низкспрединговых COX (рис. 7.2.6). На диаграмме Te–Se фигуративные точки фрамбоидального пирита гидротермальных биоморфоз попадают в поле черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. Однако фигуративные точки колломорфного пирита пирит-халькопиритовых курильщиков Бурибайского месторождения находятся за пределами этого поля, показывая значения $Se/Te < 2$. На диаграмме Ni–Co обе разновидности пирита соседствуют с полем черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. Однако фрамбоидальный пирит имеет значения $Co/Ni < 1$, а колломорфный — $Co/Ni > 1$. Последнее значение является

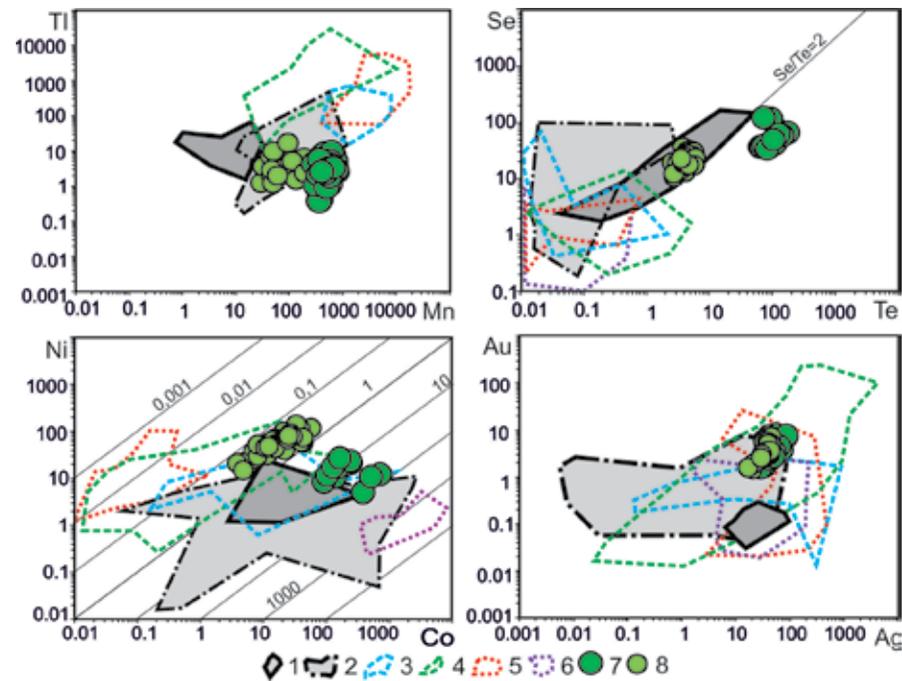


Рис. 7.2.6. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита-гидротермальных труб (7) и биоморфоз (8) Бурибайского месторождения в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7–8 — Бурибайское месторождение: 7 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы; 8 — фрамбоидальный пирит гидротермальных биоморфоз.

характерной чертой колломорфного пирита современных черных курильщиков СОХ. В целом по содержаниям Au колломорфный и фрамбоидальный пирит Бурибайского месторождения занимает верхнюю позицию поля низкосрединговых СОХ (см. рис. 7.2.6).

Сфалерит сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения, по сравнению со сфалеритом биоморфоз, характеризуется повышенными содержаниями большинства химических элементов [Гидротермальные ..., 2016]. Тем не менее, он имеет низкие содержания Cd, повышенные концентрации Se (табл. 7.2.7), что в целом соответствует содержаниям этих элементов в современных черных курильщиках. В отличие от сфалерита черных курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., сфалерит Бурибайского месторождения так же, как и другие сульфиды, обогащен Au, Bi и Te, что может свидетельствовать о большей степени развития рудогенерирующей гидротермальной системы [Дифференциация ... 2016].

Таблица 7.2.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Te	Au	Sn	Tl	Cu	Se	Ni	Cd	Mn	V
Черные	333	15	8.2	8.0	7.4	3.1	2.2	1.3	1.0	0.9	0.9
	W	Fe	Ba	Mo	Ag	U	Sb	Pb	Co	As	
	0.7	0.4	0.4	0.4	0.3	0.22	0.22	0.12	0.11	0.04	
Серые	69	49	45	2.2	2.1	1.7	1.4	0.9	0.7	0.6	0.4
	W	Mo	V	Sb	Tl	Ag	Co	Pb	As	Ba	
	0.4	0.3	0.3	0.2	0.15	0.11	0.06	0.05	0.04	0.01	
Бесцветные	799	763	255	48	5.7	4.8	3.6	3.0	1.3	1.2	1.1
	Au	Ni	Mn	Pb	Cd	Sb	Sn	Ag	Fe	Mo	
	1.1	1.0	0.7	0.4	0.4	0.18	0.16	0.14	0.14	0.12	

На диаграмме Sn–Co сфалерит сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения по максимальным значениям содержания Co занимает нижнюю часть поля черных курильщиков низкосрединговых СОХ, попадая даже в поле диффузеров (рис. 7.2.7).

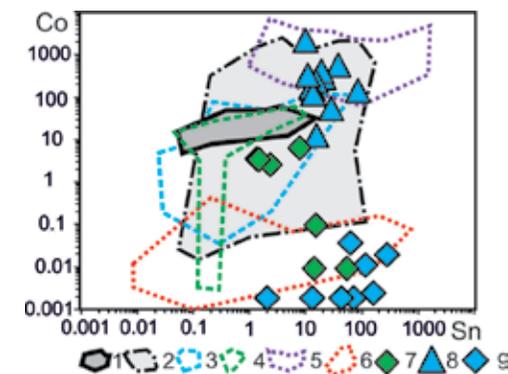


Рис. 7.2.7. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб Бурибайского (7) и Султановского (8, 9) колчеданных месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Бурибайского месторождения; 8, 9 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Султановского месторождения. Треугольники — оболочка, ромбы — кристификация и заполнение канала труб.

7.3. Султановское

7.3.1. Геологическая позиция. Султановское медно-колчеданное месторождение расположено в Кунашакском рудном районе в пределах Алапаевско-Брединской синклинали Восточно-Уральского поднятия. Геологическое строение района представлено в работах Е.А. Белгородского [1979]. Вулканические фации в районе месторождения изучены В.А. Коротеевым и Т.В. Диановой [1979]. Изучением месторождения и доразведкой занимался В.С. Сивов [1958]. По их данным Султановское месторождение приурочено к Султановской олистостроме, сцементированной терригенными отложениями миасской (C₁ ms) толщи. Оруденение локализовано в небольшом аллохтонном блоке, сложенном вулканогенными породами касаргинской (D₂?ks) толщи, состоящей из порфировых и афировых базальтов, риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов (рис. 7.3.1) [Сапожникова, 2009]. Рудные тела линзовидной формы залегают в основных и кислых вулканитах и на их контакте.

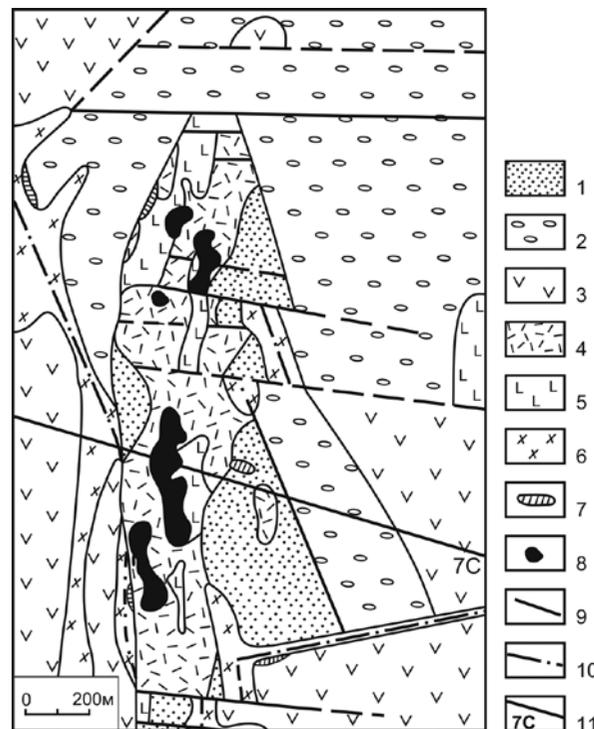


Рис. 7.3.1. Геологическая карта Султановского месторождения по [Богомол, 1977] с упрощениями: 1 — конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, кремнистые породы; 2 — конгломераты и брекчии с прослоями и линзами песчаников, углистых аргиллитов, известняков, кремнистых пород; 3 — андезиты и андезибазальты; 4 — дациты; 5 — базальты; 6 — диориты; 7 — серпентиниты; 8 — проекции основных колчеданных залежей; 9 — субширотные сбросы и сбросо-сдвиги, швы разрывных структур; 10 — оси разрывных структур, 11 — линия геологического разреза (см. рис. 3.2).

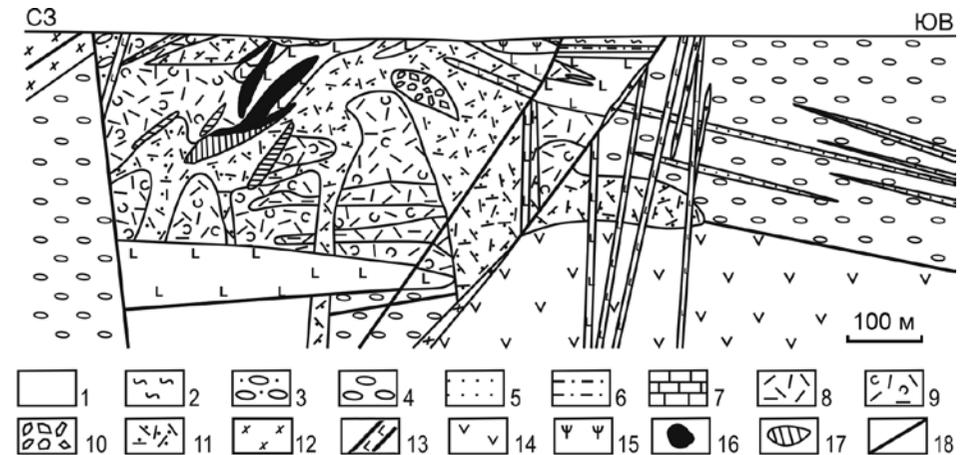


Рис. 7.3.2. Геологическое строение Султановского месторождения [Богомол, 1977]: 1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — глинистая кора выветривания; 3 — конгломераты верхней терригенной толщи; 4 — конгломераты и брекчии средней терригенной толщи; 5 — алевролиты, песчаники и углистые аргиллиты; 6 — яшмовые кремнистые породы; 7 — известняки; 8 — дациты и риолиты; 9 — вулканокластические породы кислого состава; 10 — жерловые вулканические брекчии кислого состава; 11 — риолиты; 12 — диориты; 13 — базальты; 14 — андезиты и андезибазальты; 15 — серпентиниты; 16 — медноколчеданные руды; 17 — серноколчеданные руды; 18 — швы разрывных структур.

В основании геологического разреза Султановского цинково-медно-колчеданного месторождения залегают афировые базальты и их гиалокластиты (рис. 7.3.2). Нижние колчеданные залежи залегают в базальтах, рудные тела среднего уровня — на границе базальтов и дацитов, верхний колчеданосный уровень располагается в пределах кислых вулканитов, представленных фельзитовыми дацитами, риолитами, их лавокластитам, в том числе игнимбритовидными породами. Надрудная толща сложена афировыми базальтами и их гиалокластитам с прослоями кремнистых алевропелитов и других вулканогенно-осадочных пород. В карьере прослеживается черносланцевый горизонт с многочисленными конкрециями пирита.

Считается, что большинство рудных залежей приурочено к восточному склону вулканической постройки риолит-дацитового состава, претерпевшей сильные дислокации и приподнятой в виде горст-антиклинали. В связи со сложностью структуры отсутствует единое мнение о характере залегания рудных тел [Токсичные..., 2014].

7.3.2 Состав и строение рудных тел. На месторождении выделены фрагменты многочисленных колчеданных тел, представлявших ранее пластообразные залежи. Фрагментация залежей обусловлена не только тектоникой, но и внедрением многочисленных субвулканических тел кислого состава. Южные фланги месторождения сложены в основном серным колчеданом, а северные — медно-цинковыми рудами. В строении рудных залежей до-

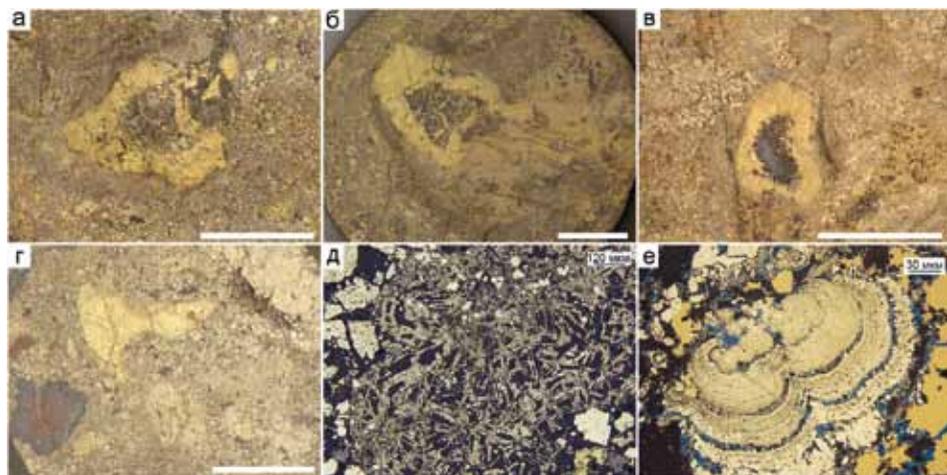


Рис. 7.3.3. Обломки гидротермальных труб в рудокластитах Султановского цинково-медноколчеданного месторождения: а-в — поперечные срезы пирит-халькопиритовых трубок; г — осколок халькопиритовой крустификации в пиритовой брекчии в ассоциации с обломками риодацита; д — обломок псевдоморфозы пирита по пирротину; е — обломок колломорфного пирита в ассоциации с халькопиритом и ковеллином. а-г — полированные образцы (масштаб линейки 1 см), д-е — отраженный свет.

минируют сульфидные брекчии гравийной размерности. В сульфидных брекчиях распознаны фрагменты изокубанит-халькопиритовых (рис. 7.3.3). На выклинках рудных тел установлены своеобразные халькопиритовые руды с признаками метасоматического происхождения. В кровле одной из рудных залежей нами обнаружены мелкообломочные слоистые руды, почти полностью замещенные диагенетическим халькопиритом. В рудах сохранились фрагменты хлоритизированных гиалокластов. В лежащем боку некоторых рудных тел развит халькопиритовый штокверк.

В рудах месторождения в среднем, содержится (мас. %): Cu 2.37, Zn– 1.05, S 41.24, Se 0.004 (от следов до 0.015), Te– 0.003 (от следов до 0.013) и (в г/т): Au 1.1 (от следов до 14.9), Ag 12.8 (от следов до 921), In от 2 до 48, Ge от 2 до 12.5, Ga от 2 до 64 [Коровко и др., 2009].

Ранее было установлено, что в рудах месторождения сохранился колломорфный пирит. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, марказитом, блеклыми рудами, ковеллином, халькозином, борнитом. Редкие минералы — галенит, энаргит, альгодонит (Cu_6As), пирротин, гематит, самородное золото [Переляев, 1959]. По результатам картирования карьера месторождения нами установлено, что преобладающая часть руд представлена грубообломочными рудными фациями. Минералогические исследования труб позволили обнаружить теллуриды и самородное золото [Токсичные ..., 2014].

Грубообломочные руды содержат единичные обломки халькопирита и сфалерита. Помимо преобладающих пиритовых рудокластов встречаются обломки гематитизированных и окварцованных дацитов. В пиритовых рудокластах распространены массивные кристаллически-зернистые агрегаты

пирита, пористые обломки с колломорфным и тонкозернистым псевдоморфным пиритом, ажурные кварц-сфалерит-пиритовые и барит-кварц-пиритовые обломки, напоминающие фрагменты донных гидротермальных корок и диффузеров. Нередко пирит образует кристаллические зерна, почки, фрамбоиды, пластинчатые, дендритовидные и колломорфные агрегаты.

7.3.3. Минеральная и химическая зональность труб. В поперечном сечении трубки методом ЛА-ИСП-МС установлена типичная минеральная зональность, состоящая из трех зон (А, В, С) и нескольких подзон (рис. 7.3.4а, б). Оболочка трубы традиционно сложена колломорфным почковидным пиритом в кварце в сочетании с халькопиритом, сфалеритом, псевдоморфозами пирита по кристаллами пирротина в интерстициях, которые могут быть остатками осадков черных дымов курильщика (подзона А1) (рис. 7.3.4в). Участ-

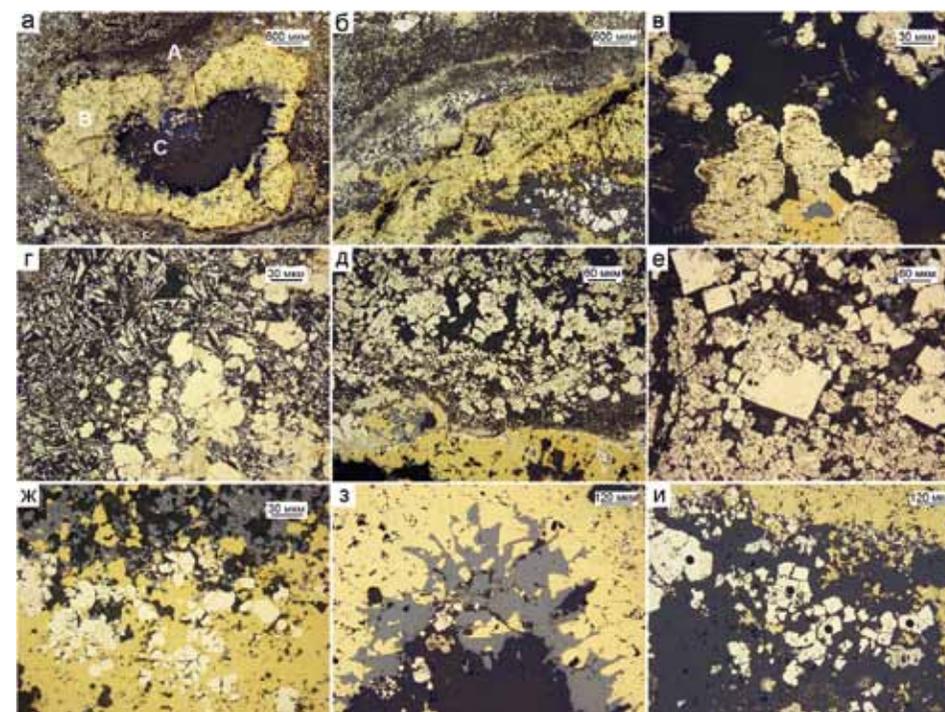


Рис. 7.3.4. Микротекстуры пирит-халькопиритовых и сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Султановское месторождение, обр. Sult-14-16-3: а — поперечный срез трубки; б — деталь стенки трубки; в — колломорфный почковидный пирит в кварце в сочетании с халькопиритом, сфалеритом, псевдоморфозами пирита по кристаллами пирротина (подзона А1); г — псевдоморфозы пирита по пирротину в ассоциации с зернистым пиритом (подзона А2); д — субгедральные кристаллы пирита (подзона А3) и халькопирит (подзона В1); е — нарастание субгедральных кристаллов пирита на пористый криптозернистый пирит (подзона А3); ж — граница сфалерита подзоны А3 и пирит-халькопиритовых агрегатов подзоны В1; з — последовательное заполнение осевой части канала трубы халькопиритом, сфалеритом и кварцем; и — субгедральные кристаллы пирита в кварце (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-и — отраженный свет.

ками колломорфный пирит утратил тонкую слойчатость и превратился в массивные криптозернистые агрегаты. В среднем слое оболочки трубы колломорфный пирит превращен в агрегаты ангедрального пирита. Здесь же встречаются многочисленные псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина в ассоциации с зернистым пиритом (подзона А2) (рис. 7.3.4г). Во внутренней части оболочки на микрозернистые агрегаты пирита выросли субгедральные кристаллы пирита (подзона А3) (рис. 7.3.4д, е). Здесь же может быть встречен обильный сфалерит. В подзоне В1 крустификационный халькопирит содержит многочисленные эвгедральные кристаллы пирита, которые исчезают в среднем слое халькопиритовой крустификации (подзона В2) (рис. 7.3.4ж). Процесс формирования трубы завершился последовательным заполнением осевой части канала трубы халькопиритом, сфалеритом и кварцем и ростом субгедральных кристаллов пирита в кварце (зона С) (рис. 7.3.4ж, з).

Оболочка трубки, сложенная криптозернистым пиритом-1,2, в среднем содержит гораздо больше химических микроэлементов по сравнению с кристаллически-зернистым крустификационным пиритом. Часть из них относится к литогенно-водородной группе (V, W, Mo, U). Водородные микроэлементы могли сорбироваться из морской воды при окислении органического вещества. Другие микроэлементы относятся как к высокотемпературной (Bi, Te), так и среднетемпературной (As, Sb, Ag, Zn) и низкотемпературной (Mn, Tl, Ba, Pb) ассоциациям. Количество микроэлементов уменьшается с нарастанием кристалличности пирита (табл. 7.3.1, рис. 7.3.5).

Максимальные содержания элементов низко- (Mn, Pb, Tl) и среднетемпературных (As, Sb, Ag, Au) ассоциаций характерны для колломорфного пирита. В эвгедральном пирите выше содержания Co, при низких содержаниях Mn и As. Эвгедральный пирит халькопиритовой крустификации обогащен Bi и Te. Крустификационный халькопирит — основной носитель Bi, Te, Se, а также Mo и Pb. Сфалерит относится к умеренно железистой разновидности. Содержания Cd в нем ниже кларковых.

Таблица 7.3.1

Химический состав разновидностей сульфидов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы палеокурильщика, Султановское цинково-медно-колчеданное месторождение, обр. Sult-14-16-3
Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	10	2.6	65	42.1	160	5.9	1.0	0.32	2075	53	21	27
		σ	3.0	42	2.0	124	2.0	0.6	0.45	462	20	21	9.5
Py2as	A2	7	2.8	19	42.6	139	2.7	0.1	0.49	2221	50	13	8.1
		σ	1.0	5.6	2.5	60	2.3	0.1	0.57	294	27	6.0	3.8
Sph1s	A2	11	0.7	0.9	4.7	251	0.3	2.4	57.8	64	349	18	24
		σ	0.6	0.4	1.2	181	0.3	1.3	2.4	37	30	15	5.1

Продолжение таблицы 7.3.1

Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3e	A3	14	2.5	18	45.6	422	2.2	0.3	0.15	1847	38	11	5.6
		σ	2.8	10	1.5	790	1.1	0.7	0.23	1116	52	13	4.6
Py3e	B1	5	1.7	7.1	43.4	334	2.9	2.1	0.11	413	69	6.8	14
		σ	2.4	8.3	3.7	311	2.8	2.5	0.10	387	17	13	9.4
Chp1a	B1	10	0.4	3.8	32.0	296	0.9	31.5	1.7	263	191	14	10
		σ	0.9	5.7	4.8	597	2.1	4.6	1.7	487	69	21	16
Chp1s	B2	20	0.3	2.7	30.5	37	0.4	33.0	1.0	50	867	166	16
		σ	0.3	3.4	2.4	73	0.7	2.2	1.8	82	336	216	19
Chp1s	B3	5	0.3	2.8	33.3	107	1.3	30.2	1.6	115	343	82	16
		σ	0.2	2.8	4.1	130	1.1	4.1	0.79	94	101	139	6.5
Py2as	C	6	1.4	10	45.4	1458	1.2	0.1	0.02	1056	92	15	62
		σ	0.9	7.7	1.4	1133	1.7	0.1	0.02	390	79	23	105
Py1c	A1	10	6.3	1.1	132	14	1.3	1.56	3.3	24	2030	0.9	0.02
Py2as	A2	7	9.3	0.6	77	2.9	0.2	0.37	2.0	13	1431	0.1	0.09
		σ	10	0.3	79	1.0	0.1	0.19	0.8	9	361	0.1	0.21
Sph1s	A2	11	910	24	49	48	0.3	0.18	1.2	0.8	453	25	0.60
		σ	101	21	23	9	0.2	0.46	0.4	0.5	117	12	1.96
Py3e	A3	14	3.1	0.4	17	50	15	0.36	0.9	21	833	11	0.03
		σ	4.8	0.4	18	62	52	0.23	0.6	22	1248	12	0.02
Py3e	B1	5	2.8	4.7	29	66	0.3	0.08	1.2	1.7	679	120	0.05
		σ	3.1	4.4	12	57	0.3	0.07	1.1	2.6	530	101	0.08
Chp1a	B1	10	29.2	11.2	41	70	0.9	0.03	1.1	0.3	520	120	0.03
		σ	30	1.8	35	64	0.8	0.04	1.6	0.4	386	130	0.09
Chp1s	B2	20	19	16	22	883	0.4	0.05	0.5	0.6	2949	199	0.12
		σ	31	3.1	12	857	0.4	0.08	0.4	1.4	1652	114	0.33
Chp1s	B3	5	28	15	35	154	0.5	0.04	0.7	0.3	1002	144	0.02
		σ	13	2.1	3.7	79	0.3	0.06	0.5	0.2	448	64	0.01
Py2as	C	6	0.3	0.1	11	212	0.3	0.40	1.4	33	441	125	0.05
		σ	0.2	0.1	12	214	0.4	0.28	1.5	40	339	179	0.05

Примечание. Пирит: Py1c — колломорфный почковидный, Py2as — ангедральный и субгедральный, Py3e — эвгедральный; халькопирит: Chp1a — ангедральный и Chp1s — субгедральный крустификационный; Sph1s — субгедральный.

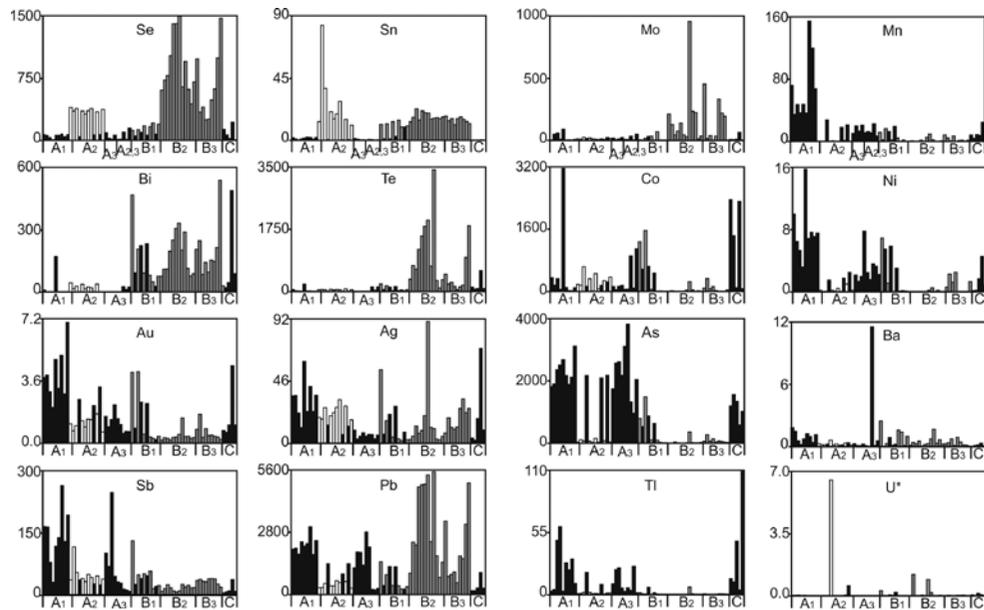


Рис. 7.3.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС анализа. Султановское месторождение, обр. Sult-14-16-3.

Мощным концентратом Ba (31–618 г/т), Co (41–283 г/т), Ni (40–74 г/т) является апопирротиновый пирит. Барий, очевидно, выпадал в виде барита при субмаринном окислении пирротина совместно с замещающим его пиритом. Кобальт и Ni унаследованы от исходного пирротина. Повышенные содержания U (до 0.18 г/т) и V (1–6 г/т), вероятно, связаны с участием морской воды в процессах минералообразования. Известно, что окисляющиеся сульфиды являются осадителями этих элементов [Butler, Nesbitt, 1996]. В пирите-2 все еще сохраняется влияние элементов гидrogenной составляющей: U (до 0.69 г/т) и W (до 1.2 г/т).

Наименьшее количество элементов-примесей характерно для эвгедрального пирита. Исключение составляет Co (до 182 г/т). Предполагается, что этот пирит, образовавшийся за счет перекристаллизации пирита-2, испытал термическую «чистку-отжиг» во внутренних частях оболочке труб черных курильщиков [Maslennikov et al., 2009].

Таким образом, в оболочке концентрируются элементы низкотемпературной (Mn, Ni и Tl) и среднетемпературной (Au, As, Sb) ассоциаций. Содержания этих элементов постепенно убывают по направлению внутрь трубы (см. рис. 7.3.3.1). Максимальные содержания Sn связаны со сфалеритом оболочки трубы. Содержания элементов высокотемпературной ассоциации, таких как Se, Te, Bi и Mo, возрастают в халькопиритовой крустификации канала трубы (см. рис. 7.4.3.1). Необычным является обогащение халькопирита Pb, за счет многочисленных микровключений галенита, обычно относящегося к низкотемпературной ассоциации [Maslennikov et al., 2009].



Рис. 7.3.6. Редкие минералы халькопиритовой крустификации гидротермальных труб Султановского месторождения: а — теллуrowисмутит (Tb), пирит (Py) и галенит (Gn) в халькопирите (Chp); б — цумоит селеносодержащий (Tsm) в ассоциации со смесью галенита (Gn) и гессита (Hes); в — цумоит (Tsm), самородное золото (Au) в халькопирите (Chp). Отраженный свет.

7.3.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенным минералом является галенит, встречающийся в халькопирите гидротермальных труб. Галенит содержит Se до 3.52 мас. % Гораздо реже встречается *тениантит* $Cu_{9.79}(Fe_{0.57}Zn_{1.43})_2(As_{3.83}Sb_{0.03})_{3.86}S_{13}$. К редким минералам относятся *теллуrowисмутит* (мас. %: Te 46.99–49.9, Bi 50.1–53.01), который образует пластинки и изометричные включения размером до 10–15 мкм в кристаллически-зернистом пирите и обломках халькопирита. В ассоциации с теллуrowисмутитом встречается *цумоит* (мас. %: Te 38.99–40.91, Bi 57.83–59.77, Se до 2.58) и *гессит*. Единичное выделение *самородного золота* $Au_{0.66}Ag_{0.34}$ (мас. %: Au 78.36, Ag 21.64) обнаружено в халькопиритовом обломке. Следует указать, что наибольшее распространение редкие минералы имеют в халькопиритовых обломках, представляющих фрагменты пирит-халькопиритовых труб (рис. 7.3.6).

7.3.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981] по всей выборке сульфидов рассчитаны минерально-геохимические ассоциации: I(Zn+Cd+Ga) + Sn + II(Se+ Ag+Au+Te) + III(Cu+In+Mo) — IV(Bi+Ni+V+Ba) — V(Fe+W+Tl+As+Co) — Sb — U — Mn — Pb. Первая ассоциация соответствует сфалериту. Вторая и третья ассоциации связаны с халькопиритом. Селен, Sn, Ag, Te, In и Mo, вероятно, входят в состав халькопирита в виде изоморфной примеси. Серебро может быть связано также с самородным золотом, включения которого имеются в халькопирите сульфидных труб. Теллур может входить в халькопирит в качестве изоморфной примеси и быть также представлен теллуридами. Интересно, что связь Te с Bi не просматривается, хотя в трубах иногда много теллуrowисмутита и цумоита. Напротив, Bi в четвертую ассоциацию совместно с Ni, V, Ba — характерными для ранних разновидностей пирита. Пятая ассоциация насыщена элементами характерными для пирита.

Этим же методом определены минерально-геохимические ассоциации в пирите: I(Zn+Cd+Ba+Ga+V) + II(Ni+Sb) + III(Sn+In) + Mn + IV(Bi+Te+Au)

+ V(Sb+Pb) — Ag — VI(Fe+W+Tl) — As — VII(U+Mo) + VIII(Co+Cu). Первая ассоциация принадлежит микровключениям сфалерита. Минеральные аналоги второй ассоциации не обнаружены. Третья ассоциация соответствует изоморфизму In и Sn в сфалерите [Cook et al., 2009]. Теллуриды висмута и золота входят в четвертую ассоциацию. Пятая ассоциация принадлежит галениту, шестая — колломорфной разновидности пирита. В седьмую ассоциацию входят типичные гидрогенные элементы (U, Mo). Восьмая ассоциация принадлежит апопирротинному пириту.

Для выборки, включающей гидротермальный халькопирит-1, получены следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Sb+As) + II(Tl+W+Mo+V) + II(Mn+Ba) + IV(U+Co) + V(Ni+Pb+Bi) — VI(Cd+Zn) — Cu — VII(Se+Te+Ag+Au) — Fe — Sn. Сильная положительная корреляция Sb и As свидетельствует о присутствии микровключений блеклых руд в халькопирите. Вторая, третья и четвертая ассоциации отражают влияние морской воды на состав халькопирита. В пятую ассоциацию попадает галенит, возможно, в парагенезисе с пиритом. Шестая ассоциация принадлежит микровключениям сфалерита. Седьмая ассоциация отражает положительную корреляцию Se и Te, изоморфно входящих в структуру обычно высокотемпературных разновидностей халькопирита, характерных для современных и древних черных курильщиков, формировавшихся в сильно восстановительных условиях.

Химические элементы в сфалерите объединяются в следующие минеральные ассоциации: I(Sb+As+Ag) — II(Cd+Ga) — III(Fe+Cu+In) + IV(Bi+Te) + Se + V(Au+Mo+W) — V — V+Ba VI(Ni+Co) — Sn — VII(Pb+Tl) — VIII(Mn+Zn) — U. Первая ассоциация отражает микровключения серебросодержащей блеклой руды. Во второй ассоциации отмечается связь Cd с Ga, характерная для сфалерита. Третья ассоциация показывает, что присутствие In в сфалерите в основном связано с микровключениями халькопирита. Четвертая ассоциация соответствует микровключениям теллурувисмутита. В пятую ассоциацию входит самородное золото, которое осаждалось, судя по сильной положительной корреляции Au с Mo и W, при участии морской воды. Шестая ассоциация принадлежит микровключениям пирита, седьмая — галенита. Из восьмой ассоциации следует, что Mn, изоморфно входящий в структуру сфалерита, находится в обратной связи с другими примесными изоморфными элементами.

7.3.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Таким образом, на Султановском месторождении сфалерит-халькопирит-пиритовые руды имеют в основном обломочное строение. В рудокластах выявлены колломорфные, псевдоморфные, фрамбоидальные и дендритовидные разновидности пирита, свидетельствующие о хорошей сохранности руд. Среди обломков установлены фрагменты труб, напоминающие по минеральной зональности черные курильщико. Нижние рудные тела залегают среди базальтов и на базальтах и могли бы быть отнесены к кипр-

скому типу. Вместе с тем, известно, что колчеданные месторождения, залегающие среди базальтов (кипрский тип) обычно не содержат теллуридов [Еремин, 1983]. В отличие от типичных месторождений кипрского типа, в рудах Султановского месторождения установлены гидротермальные теллуриды и самородное золото. По составу акцессорных минералов Султановское месторождение напоминает Юбилейное, также залегающее среди базальтов основания разреза риолит-базальтовой формации. Можно предположить, что эти два месторождения относятся к особому рудно-формационному типу, отличающемуся от кипрского и, скорее всего, являются переходными к уральскому типу колчеданных месторождений. Однако, в отличие от Юбилейного, в рудах Султановского месторождения видимое золото в основном концентрируется не в сфалерите, а в халькопирите.

Так же как и в трубах современных черных курильщиков, некоторые разновидности сульфидов раскрываются в генетическом плане, благодаря изучению минералого-геохимической зональности фрагментов гидротермальных трубок сфалерит-пирит-халькопиритовых палеокурильщиков. Размеры большинства обнаруженных нами трубок палеокурильщиков обычно не превышают 1.5–2 см в диаметре. Оболочка трубок сложена колломорфным пиритом (зона А1), который по направлению внутрь сменяется ангедральным и субгедральным пиритом, реже псевдоморфозами пирита по субгедральному пирротину (зона А2). Здесь же встречается сфалерит. Внутренняя часть оболочки сложена эвгедральным пиритом (Ру3е). Крустификация труб представлена субгедральным халькопиритом в ассоциации с вкрапленным эвгедральным пиритом. В отличие от труб современных черных курильщиков, в халькопирите встречаются теллуриды висмута, гессит, галенит и самородное золото. Осевой канал трубок обычно заполнен субгедральными кристаллами пирита, сцементированными кварцем.

Концентратором значительной части химических элементов оказался гидротермальный *халькопирит*. Об этом свидетельствуют содержания Se, Mo, Ag, Au, Te, Pb, Sn (табл. 7.3.2). Содержания других элементов сильно варьируют (в г/т): Mo (0.1–1144), Ag (7–1598), Te (4–1225), Au (0.1–115) и Pb (до 3.6 мас. %). Очевидно, по крайней мере, часть этих элементов образует собственные минералы: теллуриды, самородное золото и галенит, что подтверждается микроскопическими данными. Исключение составляют Se (51–658 г/т), Sn (33–412 г/т) и In (41–56 г/т), изоморфно входящие в структуру халькопирита и сфалерита. Формы нахождения Mo определить не удалось.

Свинец, Bi, Te Au и Sb занимают лидирующую позицию в рядах коэффициентов концентрации, рассчитанные как отношения средних содержаний в халькопирите труб Султановского месторождения к средним содержаниям в халькопирите черных курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш. Это свидетельствует об островодужном характере рудогенерирующих систем, которые, как правило, более зрелые по сравнению с гидротермальными

Таблица 7.3.2

Коэффициенты концентрации применительно к халькопириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Султановского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Pb	Bi	Te	Au	Sb	Zn	As	Ba	Mo	W	Tl
Черные	128	115	37	17	15	3.9	1.9	1.8	1.6	1.5	1.5
	Cd	Cu	Fe	Se	Co	U	Sn	Ag	Mn	Ni	V
	1.1	1.0	1.0	0.8	0.5	0.5	0.4	0.3	0.12	0.08	0.08
Серые	Te	Pb	Bi	Au	Co	Zn	Se	Sn	Ni	Cd	Fe
	94	46	8	5	3	2.8	2.0	1.8	1.7	1.2	1.0
	Cu	As	Sb	Tl	U	Ba	W	Ag	Mo	Mn	V
	1.0	0.9	0.4	0.4	0.3	0.3	0.22	0.19	0.15	0.01	0.01
Бесцветные	Bi	Te	Pb	Mo	Sb	As	Co	Se	Au	Tl	U
	61962	36805	1839	724	270	119	81	63	45	36	21
	Ba	V	Zn	W	Cd	Mn	Ni	Cu	Fe	Sn	Ag
	18	10	9.1	8.0	2.6	1.2	1.04	1.02	0.94	0.13	0.10

ми системами СОХ [Третьяков, 2015, Дифференциация ..., 2016]. Расчеты показывают, что в нисходящей ветви гидротермальной системы возможна полная мобилизация из перерабатываемых пород таких элементов как Zn, Pb, As, Sb, Ag и Au при нарастании дефицита сульфидной серы. магматических газов в питании гидротермальных систем, вероятно, проявляется в обогащении их S и As [Гричук, 2012, 2015].

На диаграмме Se–Te (см. рис. 7.2.5) фигуративные точки халькопирита показывают обогащение Te по сравнению с халькопиритом черных курильщиков СОХ, хотя содержания Se совпадают. Сохраняется также характерная линейная прямо пропорциональная зависимость содержаний Se и Te, свойственная халькопириту современных черных курильщиков СОХ. Эта зависимость исчезает в курильщиках внутридуговых и задуговых бассейнов Западной Пацифики [Maslennikov et al., 2017]. Содержания Co в халькопирите в противовес содержаниям Sn сильно варьируют, достигая значений, характерных для современных черных курильщиков (см. рис. 7.2.5).

Концентратором значительной части химических элементов является колломорфный пирит, показывающий умеренные содержания Se, Mo, Ag, Au, Te, Pb, Sn (табл. 7.3.3). При преобладании высоких содержаний вариации значений значительны (г/т): Mo (0.1–1144), Ag (7–1598), Te (4–1225), Au (0.1–115), Pb (до 3.6 мас. %). Очевидно, по крайней мере, часть этих элементов образует собственные минералы: молибденит (пока не

Таблица 7.3.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Султановского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Sb	Au	Te	Co	Ba	W	Pb	Sn	Cu	As
Черные	6789	56	41	33	16	13	10	6.0	5.9	5.4	3.4
	Se	Ag	Ni	Cd	Tl	Mo	Zn	V	U	Mn	
	1.8	1.7	1.7	1.0	0.9	0.9	0.6	0.5	0.4	0.2	
Серые	Bi	Te	Sb	Cu	Au	Co	Se	Sn	As	Pb	Ag
	23571	1723	172	86	70	49	44	43	18	5.7	3.6
	Mo	W	Ba	Cd	Zn	V	Ni	Tl	U	Mn	
	2.7	2.3	1.4	0.8	0.8	0.6	0.5	0.11	0.04	0.01	
Белые	Bi	Te	Co	Cu	Au	As	W	Sb	Se	Ba	Ag
	19362	4848	1467	188	184	151	83	78	39	32	14
	Pb	Sn	Mn	V	Mo	Zn	Cd	Ni	Tl	U	
	11	3.2	1.7	0.8	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.10	

обнаружен), теллуриды, самородное золото и галенит, что подтверждается микроскопическими данными. Исключение составляют Se (51–658 г/т), изоморфно входящий в структуру пирита. По сравнению с колломорфным пиритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш., колломорфный пирит Султановского месторождения характеризуется гораздо более высокими концентрациями Bi, Sb, Au, Te, что является признаком более зрелой рудогенерирующей системы [Дифференциация ..., 2006; Третьяков, 2015].

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита Султановского месторождения занимают поле черных и серых курильщиков низкосрединных СОХ. На диаграммах Se–Te и Co–Ni они соответствуют максимальным содержаниям, характерным для колломорфного пирита черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. Однако часть анализов имеет значения Se/Te < 2 и характеризуется повышенными содержаниями Au, что более характерно для колломорфного пирита темно-серых курильщиков внутридуговых и задуговых бассейнов Западной Пацифики (рис. 7.3.7).

Крупные зерна сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита напоминают фрагменты зоны С труб современных черных курильщиков (табл. 7.3.4). В почковидных и ажурных агрегатах сфалерита встречаются ростовые двойники. Реже в сфалерите проявляются зональные гексагональ-

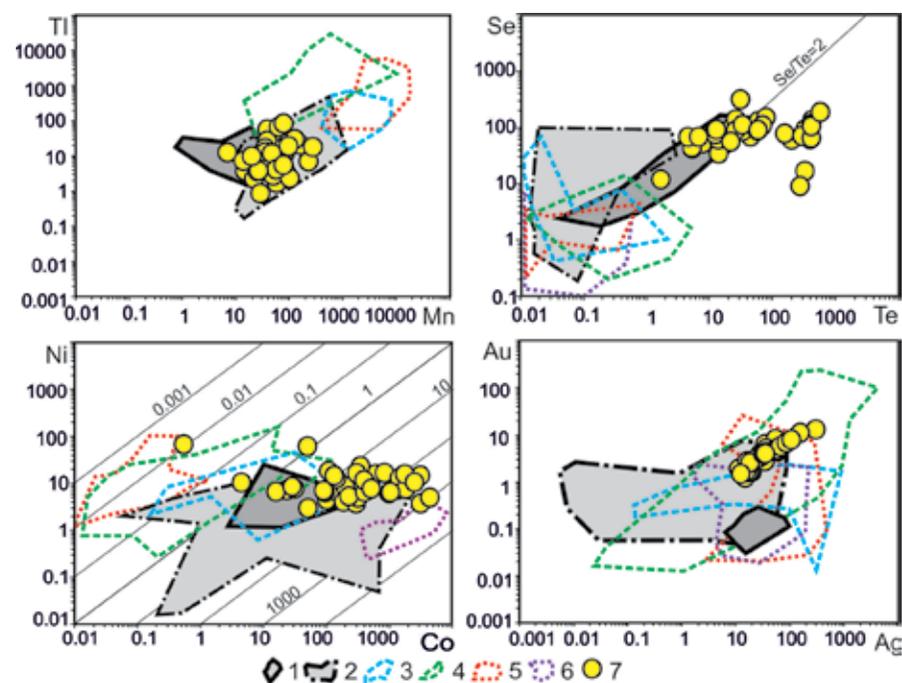


Рис. 7.3.7. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Султановского месторождения (7) в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — сфалерит-пирит- халькопиритовые трубы Султановского месторождения.

ные очертания, вероятно, наследуемые от вюрцита. Часть сфалерита может быть отнесена к умеренно железистой разновидности (Fe 2.5–5.8 мас. %). Однако основное количество железа в нем связано с тонкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита (Cu 1–5.5 мас. %). Содержания Cd в сфалерите приближаются к средним значениям, рассчитанным для сфалерита в целом (0.2–0.3 мас. %) [Иванов, 1996]. Главная особенность изученного сфалерита — повышенные содержания Ga (до 0.2 мас. %).

Сфалерит оболочки труб по содержаниям Co соответствует современным черным курильщикам СОХ. Однако фигуративные точки сфалерита, заполнившего каналы труб, на диаграмме Co–Sn попадают в поле бесцветных курильщиков (см. рис. 7.2.7).

Сфалерит изученных труб по сравнению со сфалеритом черных курильщиков ВТП содержит гораздо больше Bi, Tl, Te, Sn, Au при минимальных содержаниях Mn (табл. 7.3.4). Это еще раз подтверждает более высокую зрелость рудогенерирующей системы Султановского месторождения по сравнению с системами СОХ.

Таблица 7.3.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения относительно сфалерита курильщиков ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Tl	Te	Sn	Au	Co	U	W	Mo	Cu	Se
Черные	3976	38	36	30	23	11	8	8	7.0	6.9	2.4
	Ni	Fe	Sb	Ba	Pb	Cd	V	As	Ag	Mn	
	1.7	1.6	1.5	1.1	0.8	0.8	0.6	0.4	0.32	0.03	
Серые	825	184	110	33	6	5	4.7	4.6	4.2	2.4	1.8
	Fe	Sb	Tl	Cd	As	Pb	V	Ag	Ba	Mn	
	1.4	1.2	0.7	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1	0.03	0.02	
Бесцветные	25940	9526	1883	54	52	41	29	12	8	8	3.0
	Pb	Mo	Ni	Sb	V	Sn	Fe	Cd	Ag	Mn	
	2.7	2.3	1.3	1.2	0.8	0.6	0.5	0.3	0.13	0.02	

7.4. Юбилейное

7.4.1. Геологическая позиция. Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе Южного Урала, на северо-западном продолжении Маман-Мамбетовской зоны растяжения внутри Западно-Магнитогорского пояса. Колчеданосные комплексы пояса (D_2e_2 – D_2ef-zv – D_3f_1) сформировались над зоной субдукции восточного падения и принадлежат фронтальной энсиматической островной дуге верхнеэмско-раннеэфельского возраста [Косарев и др., 2016; Серавкин и др., 2017].

Месторождение формировалось в кальдере крупного вулкана центрального типа [Серавкин, 1986], осложнившего строение полуграбена внутридугового колчеданосного рифта [Масленников, 1999]. Геологическое строение месторождения рассмотрено в работах О.В. Мининой [1971, 1977], Ф.Н. Рянского [1975], А.И. Кривцова [1979], Ю.Б. Болотина и др. [1988], П. Спадея [1998], И.Б. Серавкина [1971, 1986, 2013, 2017] и А.М. Косарева [2014, 2018]. Рудные залежи залегает в позднеэмском бурибайском вулканическом комплексе (D_1e_2 br), нижней подсвите баймак-бурибаевской свиты (D_1ems b-br₁), который делится на три толщи: нижнюю — долерито-базальтовую (br₁¹), среднюю — пиллоу-базальт-вариолитовую (br₁²) и верхнюю — базальт-риодацитовую (br₁³) (рис. 7.4.1). Перекрыты рудные

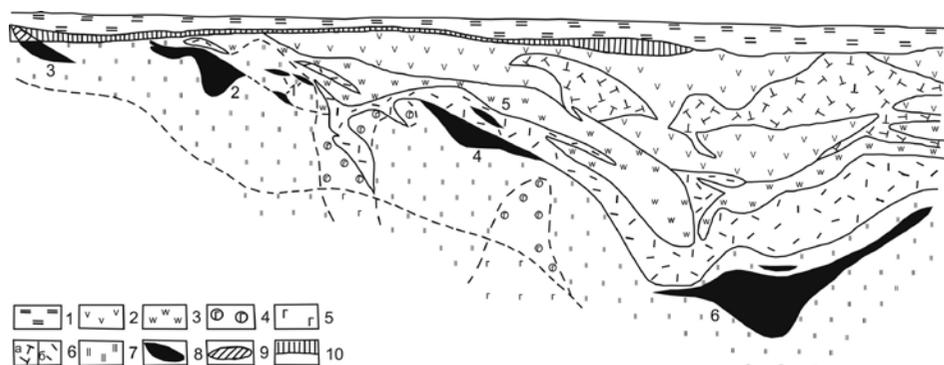


Рис. 7.4.1. Продольный меридиональный схематический разрез Юбилейного медноколчеданного месторождения [Медноколчеданные ..., 1988]: 1 — юрские и четвертичные рыхлые отложения; 2 — лавы и вулканы андезито-базальтового состава; 3 — вулканы и лавы кислого состава; 4, 5 — породы основного состава спилиты и вариолиты; 6 — субвулканические породы: а — дациты, б — риолиты; 7 — серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 8 — рудные залежи и их номера; 9 — бурые железняки; 10 — кора выветривания палеозойских пород.

залежи Юбилейного месторождения породами верхнетаналыкского комплекса (D_2e_2vtn): базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риодацитами и риолитами гомедромной известково-щелочной серии. Основные рудные тела Юбилейного месторождения расположены на границе базальтовой (br_1^2) и кислой (br_1^3) толщ, а относительно мелкие рудные тела локализованы в пределах кислой третьей толщи [Серавкин, 2013]. В составе рудовмещающей толщи распространены натриевые магнезиальные базальты, бонинито-базальты, бониниты, андезибониниты, магнезиальные андезиты и андезидациты [Косарев и др., 2018].

7.4.2. Состав и строение рудных тел. Месторождение относится к подтипу U1 уральского типа, который характеризуется преобладанием Cu над Zn [Серавкин, 2010; Прокин и др., 2011; Серавкин и др., 2013]. На месторождении установлено шесть рудных залежей линзообразной формы, которые залегают в кровле второй толщи, превращенной в серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты (см. рис. 7.4.1). Рудные залежи имеют линзовидную, сундукообразную или пластообразную форму. На выклинках залежей руды становятся слоистыми.

Строение Второй рудной залежи нами изучалось по результатам картирования карьера в 2012–2014 гг. (рис. 7.4.2). Рудная залежь имеет линзообразную форму и может быть реконструирована как слаборазрушенный сульфидный холм. В ядре холма залегают брекчиевые, брекчиевидные и массивные серно- и медноколчеданные руды. С глубиной в базальтовой толще эти руды переходят в почти сплошные гидротермально-метасоматические разности и затем в халькопирит-пиритовый штокверк. Пористые карвернозные серноколчеданные руды представляют собой участки гидротер-

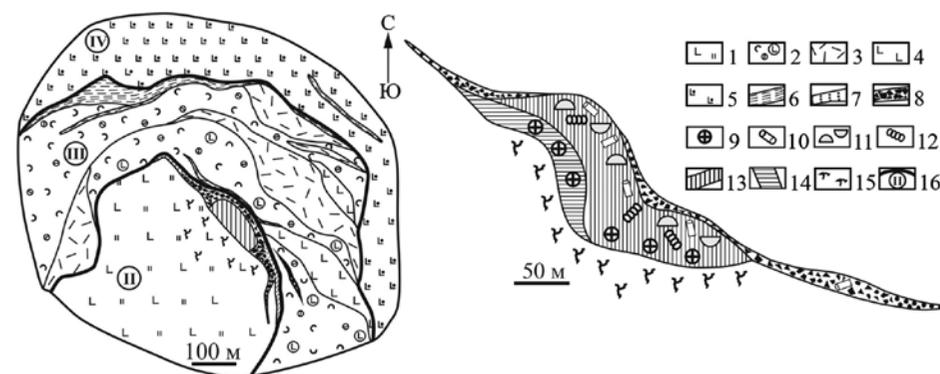


Рис. 7.4.2. Схема геологического строения карьера Юбилейного месторождения [Целуйко и др., 2019]: 1 — хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты по базальтам; 2 — гиалоловакститы и лавокластиты кислых и основных пород; 3 — дациты и риолиты; 4 — базальты афировые; 5 — андезибазальты миндалекаменные; 6 — кремнистые породы, яшмы и песчаники; 7 — сульфидные турбидиты; 8 — сульфидные брекчии; 9 — рудоподводящие сульфидные каналы (кондуиты); 10 — гидротермальные трубы палеокурильщиков и их фрагменты; 11 — сульфидные диффузоры и гидротермальные корки; 12 — реликты трубчатых оруденелых организмов; 13 — халькопирит-пиритовые руды; 14 — халькопирит-сфалерит-пиритовые руды; 15 — сульфидный подрудный штокверк; 16 — границы толщ и их номера.

мальной «очистки» от Cu и Zn массивных медно-цинково-колчеданных руд. В кровле рудной залежи сохраняются колломорфные карбонатно-пиритовые руды с многочисленными фрагментами пиритизированных трубчатых червей [Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Ближе к флангам рудного тела массивные руды сменяются рудокластитам, среди которых выделены грубообломочные (элювиальные и коллювиальные) брекчии, гравийно-песчаные и алевропесчаные сульфидные турбидиты [Целуйко и др., 2019]. В брекчиевидных рудах встречаются многочисленные фрагменты сульфидных труб. Слои сульфидных турбидитов и брекчий переслаиваются с вулканическими отложениями, сульфидсодержащими кремнистыми алевропелитами и гематит-кварц-карбонатными породами [Целуйко и др., 2018; Аурова et al., 2018].

В рудах Второй залежи установлено присутствие большинства рудных фаций, характерных для колчеданных месторождений Урала: придонной гидротермальной, донной гидротермальной, биогенной, кластогенной и субмаринной гипергенной [Зайков и др., 2002; Масленников, Зайков, 2006]. Донные гидротермальные фации колчеданных руд на месторождении включают гидротермальные трубы палеокурильщиков, сульфидные диффузоры, гидротермальные корки и плиты. Наибольший интерес представляют собой гидротермальные трубы, среди которых распознаны медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные и цинково-колчеданные разновидности [Maslennikov et al., 2013; 2017] (рис. 7.4.3). Среди медно-колчеданных труб выделяются диффузоры и трубы с запечатанным каналом, который обеспечивал струйное поступление гидротермального флюида.

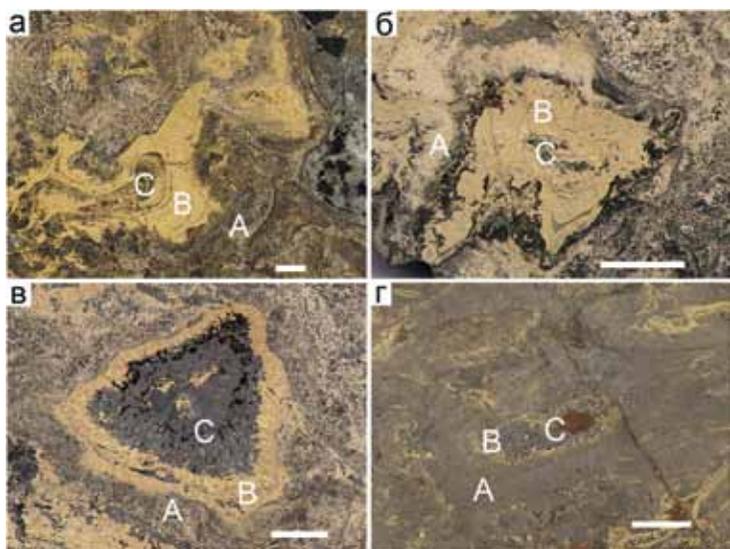


Рис. 7.4.3. Сульфидные трубы палеокурильщиков Юбилейного месторождения: а — многоканальная кварц-пирит-халькопиритовая труба палеокурильщика, обр. ЮБ-12-19; б — тальк-кальцит-пирит-халькопиритовая труба, ЮБ-11-36-2; в — тальк-кальцит-пирит-халькопиритовая сфалеритовая труба, обр. ЮБ-11-27-1; г — халькопирит-тальк-пирит-сфалеритовая труба палеокурильщика. Зоны труб «палеокурильщиков»: А — оболочка, В — халькопиритовая крустификация, С — осевой канал. Полированные образцы (масштаб линейки — 1 см)

7.4.3. Минеральная и геохимическая зональность гидротермальных труб. Медноколчеданные трубы, условно отнесенные к аналогам современных курильщиков, представляют собой специфический минеральный ряд палеокурильщиков [Maslennikov et al, 2013] (см. рис. 7.4.3).

Кварц-пирит-халькопиритовая многоканальная труба (ЮБ-12-19) представляет собой несколько существенно халькопиритовых каналов, объединенных одной пиритовой оболочкой (рис. 7.4.4а). Внешний слой оболочки (подзона А1) состоит из почковидных агрегатов колломорфного пирита, частично замещаемых кварцем и халькопиритом (рис. 7.4.4б). В подзоне А2 основное развитие получают гроздьевидные агрегаты зернистого пирита-2,3 инкрустированные в интерстициях кристаллами халькопирита (рис. 7.4.4в). Зона сопряжения оболочки и внутренней стенки халькопиритовой крустификации сложена сростами халькопирита, кварца и эвгедрального пирита (рис. 7.4.4г). Внутренние слои зоны В имеют существенно халькопиритовый состав, в агрегатах которого отсутствуют включения пирита (рис. 7.4.4д). Осевая часть канала выполнена преимущественно кварцем с неравномерной вкрапленностью халькопирита, суб- и эвгедрального пирита (рис. 7.4.4е).

Зона А. Колломорфный пирит внешнего слоя оболочки характеризуется повышенными содержаниями (г/т): Ni (6.1–80.2), Ag (87.6–302), Au (6.4–

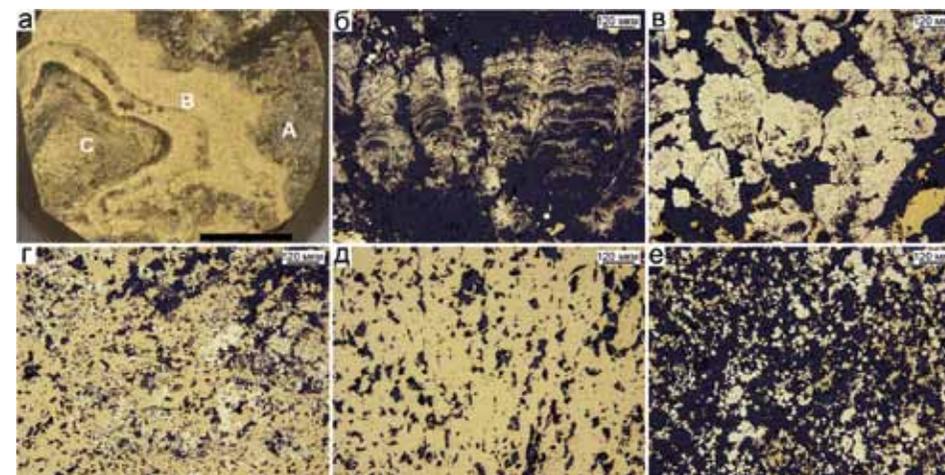


Рис. 7.4.4. Кварц-пирит-халькопиритовая многоканальная труба, Юбилейное месторождение, ЮБ-12-19: а — осевой канал кварц-пирит-халькопиритового палеокурильщика; б — почки колломорфного пирита во внешнем слое оболочки трубы (подзона А1), частично замещенные кварцем; в — гроздьевидные агрегаты тонкозернистого пирита (подзона А2), пространство между которыми выполнено кварцем и халькопиритом; г — пирит-халькопиритовый агрегат промежуточной зоны между оболочкой и внутренней стенкой (подзона А3); д — ориентированные удлиненные кристаллы халькопирита зоны В; е — мелкая вкрапленность пирита и халькопирита в кварце заполнения осевого канала трубы. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

29.3), Sb (17.9–127), Te (71.3–408), Pb (185–991), связанными с микро-включениями самородного золота, галенита и теллуридов (табл. 7.4.1). Суб- и эвгедральные разновидности пирита-2,3 центрального и внутреннего слоя оболочки относительно колломорфного пирита обогащены примесями (г/т): Mn (262–1330), Au (4.0–82.2), Pb (309–5036) и содержат умеренно-высокие концентрации As (329–1985), Ag (39.9–1158) и Te (5.8–284). Развитые на контакте оболочки и халькопиритовой стенки эвгедральные зерна пирита-3 обеднены большинством элементов-примесей за исключением Se (29.7–76.7 г/т) и Sn (0.1–6.1 г/т). На гистограммах распределения химических элементов заметно неоднородное распределение Au, Ag, Co, Te, Bi, Pb, Mn и обогащение примесями пирита внешнего и центрального слоя оболочки (рис. 7.4.5). Относительно высокие концентрации Zn и Cu в пирите связаны с многочисленными пойкилитовыми включениями сфалерита и халькопирита как в почковидных агрегатах, так и в отдельных зернах пирита-2,3.

Халькопирит внутреннего слоя оболочки содержит умеренно-низкие концентрации элементов-примесей за исключением Se (33.6–276 г/т), Sn (4.5–6.3 г/т) и W (0.001–34.1 г/т).

Зона В. Включения субгедральных и эвгедральных разновидностей пирита крустификационном халькопирите, в сравнении с пиритом оболочки, со-

Таблица 7.4.1

Химический состав минералов кварц-пирит-халькопиритовой трубы, Юбилейное месторождение, обр. Юб-12-19. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	9	1.2	388	45.1	8.4	35	0.39	0.41	672	17	3.8	169
		σ	0.6	200	0.6	13	23	0.22	0.29	232	4.4	1.7	83
Py2	A2	6	5.0	782	45.2	12	17	0.52	0.36	889	20	8.9	318
		σ	2.5	436	0.6	18	21	0.31	0.51	587	17	5.9	425
Py2,3	A2,3	13	3.7	596	40.6	7.3	11	0.38	0.17	544	28	4.8	158
		σ	4.5	745	14.6	12	16	0.37	0.34	524	25	5.0	282
Py3	A3	3	0.1	3.5	46.2	1.0	0.8	0.02	0.00	9.1	60	0.9	1.3
		σ	0.1	5.9	0.3	1.6	1.3	0.04	0.01	15	27	1.6	2.1
Py2,3	B	3	4.4	490	46.3	65	21	0.08	0.02	1653	21	64	64
		σ	1.5	157	0.5	78	6.9	0.02	0.03	425	22	113	47
Py2,3	C	3	2.3	445	46.2	32	4.2	0.13	0.00	1068	52	4.3	23
		σ	3.1	319	0.6	20	2.1	0.12	0.00	1194	43	4.7	5.8
Chp	A3	6	2.2	2.9	30.1	0.1	0.2	34.64	0.02	2.7	137	7.4	3.4
		σ	4.4	6.2	0.4	0.2	0.2	0.54	0.00	2.5	98	11	5.2
Chp	B	17	7.0	2.1	29.9	0.4	0.1	34.76	0.03	2.4	563	14	11
		σ	16	3.8	0.5	0.9	0.1	0.72	0.01	2.4	99	34	11
Chp	C	2	0.0	0.1	30.0	3.4	2.3	34.17	0.02	29	297	2.0	4.2
		σ	0.0	0.1	30.0	3.4	2.3	34.17	0.02	29	297	2.0	4.2
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	9	21	0.3	70	175	0.97	2.6	13	38	645	46	0.001
		σ	16	0.1	39	116	1.12	1.8	8	16	259	31	0.001
Py2	A2	6	16	0.2	35	105	0.17	3.9	27	35	1458	38	0.002
		σ	21	0.0	36	111	0.18	3.1	29	21	1902	39	0.002
Py2,3	A2,3	13	8.0	0.8	19	55	0.09	4.6	14	23	840	19	0.001
		σ	14	1.6	25	77	0.12	8.1	20	26	1258	28	0.001
Py3	A3	3	1.2	2.1	3.0	11	0.03	0.0	0.03	0.01	8.6	0.7	0.001
		σ	2.0	3.4	4.2	17	0.01	0.0	0.03	0.02	7.8	0.9	0.000
Py23	B	3	0.2	0.2	5.7	291	0.32	0.3	23	153	154	85	0.005
		σ	0.1	0.0	4.7	101	0.27	0.2	14	80	90	74	0.009
Py2,3	C	3	0.1	0.1	1.7	124	0.06	0.5	12	14	140	16	0.002
		σ	0.1	0.0	2.0	25	0.05	0.8	4.8	23	67	7.5	0.002
Chp	A3	6	4.9	5.4	4.2	6.6	0.15	5.7	0.1	0.1	9.2	2.6	0.001
		σ	0.8	0.7	5.5	7.3	0.14	14	0.1	0.1	13	3.3	0.001
Chp	B	17	8.4	8.8	10	22	10	0.05	0.4	0.2	17	11	0.003
		σ	3.6	1.1	5.9	35	24	0.08	0.3	0.4	10	12	0.005
Chp	C	2	4.9	5.9	8.4	4.8	0.04	0.01	0.1	0.1	15	4.8	0.001
		σ	4.9	5.9	8.4	4.8	0.04	0.01	0.1	0.1	15	4.8	0.001

Примечание. Разновидности сульфидов: Pyк – пирит колломорфный; Py2,3 – пирит субгедральный и эвгедральный; Py3 – пирит эвгедральный; Chp – халькопирит.

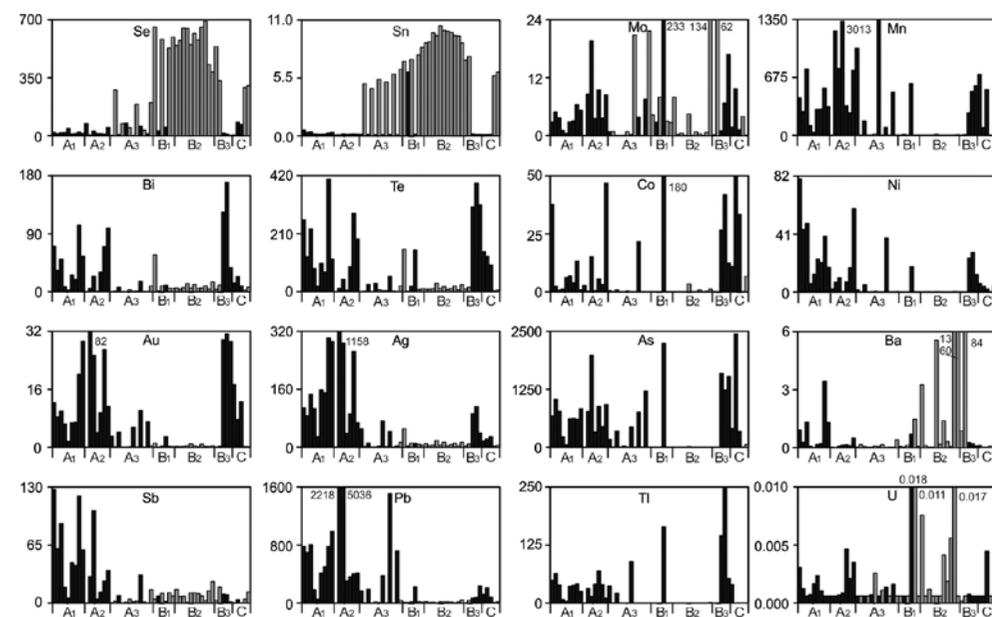


Рис. 7.4.5. Распределение химических элементов (г/т) в кварц-пирит-халькопиритовой многоканальной трубе по данным ЛА-ИСП-МС. Юбилейное месторождение, обр. Юб-12-19. Черное — пирит, темно-серое — халькопирит.

держат больше таких элементов (г/т) как Co (12.3–180), As (1237–2245), Mo (1.0–233), Tl (53.4–247), Te (151–393), Bi (10.2–169) при более низких содержаниях Mn (262–604), Sb (1.4–10.1) и Pb (71.3–238). Халькопирит все трех подзон отличается повышенными концентрациями Se (до 692 г/т), Ba (до 83.9 г/т) и умеренными содержаниями Mo (до 134 г/т), Sn (до 10.5 г/т), Te (до 153 г/т), Bi (до 57.2 г/т). Наблюдаемые на гистограммах локальные максимумы содержаний Ba, Te, Bi и Mo, вероятно, отражают присутствие включений барита, теллуриовисмутита и еще не определенного молибденита.

Зона C. Состав пирита, заполнившего осевой канал трубы, близок к составу пирита оболочки, за исключением пониженных концентраций Ag (17.6–29.3 г/т) и Pb (83.7–214.6 г/т). Гидротермальный халькопирит этой зоны обеднен большинством из элементов-примесей, кроме Se (290–302 г/т).

Локальные коэффициенты концентрации демонстрируют обогащение колломорфного и субгедрального пирита оболочки кварц-пирит-халькопиритовой трубы сфалеритом (Zn, Cd), галенитом (Pb), микровключениями самородного золота и теллуридов (Au, Ag, Te, Bi), элементами низкотемпературной и водородной групп (Mn, Ni, W, V) (табл. 7.4.2). В пирите зоны B отмечается концентрирование таких элементов как Co, Tl, Mo, Te и Bi. Друзовый халькопирит оболочки и осевого канала трубы относительно других сульфидов обогащен Se, In и Sn.

Табл. 7.4.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность кварц-пирит-халькопиритовой трубы, Юбилейное месторождение, обр. Юб-12-19

Минерал	Зона	n	ЛКК												
			Zn	Ni	Sb	Cd	Ag	Te	Bi	Pb	Au	Tl	As	Mn	Fe
Py1c	A1	9	3.3	3.3	3.2	2.3	2.1	1.9	1.7	1.5	1.4	1.4	1.2	1.2	
			Pb	Mn	W	Ag	Au	Zn	As	Fe	Ni	Tl	V	Sb	
Py2,3	A2,3	13	2.7	2.5	2.4	2.2	1.9	1.5	1.5	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	
			In	W	Cu	Sn									
Chr	A3	6	2.5	2.3	2.2	1.4									
			Co	Tl	Mo	Te	Bi	As	Au	U	Ni	Mn	Fe		
Py23	B	5	5.3	5.1	4.4	3.1	3.1	3.1	2.4	1.9	1.7	1.4	1.2		
			Ba	Se	Sn	Cu	In	V	U	Mo	Cd				
Chr	B	17	3.0	2.6	2.4	2.2	1.9	1.7	1.5	1.1	1.0				
			Co	As	Te	Au	Mn	Fe							
Py2,3	C	3	3.2	2.5	1.6	1.6	1.5	1.2							
			In	C	Sn	Se									
Chr	C	2	2.4	2.1	1.6	1.4									

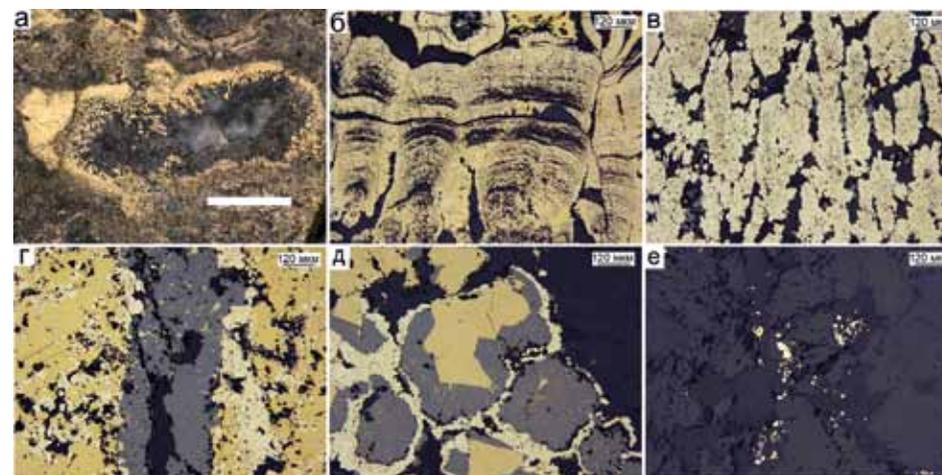


Рис. 7.4.6. Кальцит-талк-сфалерит-пирит-халькопиритовая труба, Юбилейное месторождение, Юб-11-8-5: а — сечение кальцит-талк-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы палеокурильщика; б — почковидные агрегаты колломорфного пирита внешней части оболочки трубы; в — дендритовидные агрегаты пирита; г — пирит-сфалеритовый прожилок в халькопиритовой стенке трубы; д — зональные агрегаты пирит-сфалерит-халькопиритового состава; е — вкрапленность пирита в тальке осевого канала. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Медно-цинково-колчеданные трубы характеризуются наличием значительного количества сфалерита в оболочке и заполнении осевого канала. Трубы данного ряда являются, вероятно, аналогами современных серых курильщиков.

Кальцит-талк-пирит-сфалерит-халькопиритовая трубка (обр. Юб-11-8-5) палеокурильщика имеет хорошо проявленное зональное строение. Особенностью ее является заполнение осевой части канала кальцитом и тальком (рис. 7.4.6а). Оболочка трубы имеет отчетливое трехчленное деление: внешняя подзона А1, состоящая из слоев почковидного колломорфного пирита, переходит в дендритовидные агрегаты тонкозернистого пирита в подзоне А2 (рис. 7.4.6б, в). На контакте с халькопиритовой крустификацией во внутренней части оболочки трубы доминируют кальцит-сфалеритовые агрегаты с густой вкрапленностью эвгедральных кристаллов пирита (подзона А3). Мощность всех трех подзон оболочки сильно варьирует в различных частях трубы. Слой халькопиритовой крустификации развит крайне неравномерно и участками рассечен прожилками сфалерита и пирита (рис. 7.4.6г). На контакте с осевым каналом распространены на кристаллы халькопирита последовательно выросли агрегаты кристаллов сфалерита и пирита (рис. 7.4.6д). Осевой канал заполнен кристаллами кальцита и тальком, содержащим включения тонкозернистого пирита (рис. 7.4.6е). Широкое распространение в трубе имеет самородное золото, которое в ассоциации с галенитом образует включения в гидротермальном халькопирите, сфалерита и прожилках клейофана.

Зона А. Почковидные агрегаты колломорфного пирита-1 обладают высокими концентрациями (г/т) Mn (289–797), As (540–1127), Sb (54.8–191), Ag (92.4–432), Au (3.2–10.5) и Pb (1159–29613) (табл. 7.4.3). В колломорфном пирите отмечаются ощутимые содержания Ва (0.4–23.1 г/т) и W (0.1–8.6 г/т). Дендритовидный пирит обогащен в сравнении с колломорфным пиритом такими элементами как As, Tl и Pb. Все разновидности пирита оболочки не показывают высоких содержаний Bi. Сфалерит оболочки содержит значительные количества Sb (46.1–353 г/т) и As (11.7–1034 г/т), связанные с включениями минералов группы блеклых руд.

Зона В. Эвгедральные кристаллы пирита в сравнении с пиритом оболочки обеднены элементами средне- и низкотемпературных ассоциаций (г/т): Mn (0.2–756), Ag (17.4–30.0), Sb (0.2–21.3), Ва (0.003–0.15), W (0.007–0.13), Pb (73.7–1442). Халькопирит трубы, так же как и в других трубах медно-цинкового ряда, по сравнению с халькопиритом пирит-халькопиритовых труб, обладает невысокими содержаниями элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Sn и Te).

Зона С. В субгедральном пирите, развитом на границе внутренней стенки халькопиритового слоя с заполнением осевого канала, наблюдаются аномально высокие содержания Pb (532–6810 г/т) и Au (13.6–62.1 г/т) на фоне невысоких концентраций Ag (9.7–110 г/т) (рис. 7.4.7). Почковидный и друзовый сфалерит этой зоны характеризуется повышенными содержаниями Au (0.7–52.5 г/т), Ag (145–753 г/т), Pb (405–11376 г/т), Sb (205–1763 г/т). Концентрации Mo, Sb и Ag в сфалерите снижаются по направлению к центру осевой части канала.

Таблица 7.4.3

Химический состав минералов кальцит-гальк-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Юбилейное месторождение, обр. Юб-11-8-5. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1	A1	10	4.5	507	43.9	0.18	25	0.11	0.25	781	52	3.0	254
		σ	10	184	1.7	0.26	16	0.03	0.25	190	51	1.4	105
Py2	A2.3	3	1.3	758	45.0	0.13	20	0.13	0.17	6731	4.1	10	62
		σ	0.6	656	1.0	0.18	15	0.10	0.15	5083	4.0	5.2	49
Py3	B	5	2.9	271	45.7	0.34	19	0.21	0.35	1652	64	18	25
		σ	2.7	309	0.8	0.42	20	0.13	0.37	1940	55	18	4.9
Py3	C	7	0.5	192	44.9	0.16	6.1	0.24	0.01	7306	42	14	48
		σ	0.3	191	0.3	0.29	3.7	0.20	0.02	2541	18	5.0	37
Chp	B	11	4.4	5	30.6	0.01	0.2	33.75	0.03	2.9	77	1.3	44
		σ	14	11	0.3	0.01	0.3	0.80	0.02	3.0	35	1.6	21
Chp	C	2	0.04	0.1	30.5	0.00	0.0	34.68	0.02	0.5	91	0.9	50
Sph	A	8	1.8	113	1.3	0.01	0.1	0.26	64.13	344	6.9	2.5	97
		σ	3.7	57	0.5	0.02	0.2	0.15	0.52	379	5.3	3.8	69
Sph	C	6	0.2	195	1.9	0.00	0.0	1.18	62.58	975	30	46	437
		σ	0.2	68	0.9	0.00	0.0	0.97	1.39	721	13	18	267
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1	A1	10	12	0.8	121	88	5.2	2.7	6.3	32	10308	3.8	0.026
		σ	12	0.2	49	64	8.6	2.8	2.5	27	9394	1.2	0.043
Py2	A2.3	3	6.0	0.1	21	12	0.2	1.5	25	242	3643	0.5	0.006
		σ	8.0	0.0	23	9.1	0.0	1.9	23	213	3089	0.4	0.008
Py3	B	5	17	14	8.5	23	0.0	0.08	18	10	596	2.1	0.001
		σ	18	20	8.0	13	0.1	0.05	19	10	589	3.0	0.000
Py3	C	7	0.5	0.2	27	7.7	0.1	0.07	46	17	3315	1.0	0.001
		σ	0.7	0.3	25	4.3	0.0	0.13	18	27	2510	0.8	0.001
Chp	B	11	2.0	20	2.9	3.2	0.1	0.32	0.8	0.04	190	0.13	0.002
		σ	1.4	2.3	1.9	2.6	0.2	0.59	0.3	0.04	565	0.23	0.002
Chp	C	2	1.4	18	2.8	8.7	0.0	0.00	0.3	0.01	16	0.04	0.002
Sph	A	8	2761	1.2	111	3.2	0.1	0.21	1.7	0.65	358	0.05	0.007
		σ	167	0.8	103	4.5	0.1	0.31	2.7	0.65	305	0.04	0.011
Sph	C	6	2849	2.7	968	20	0.0	0.02	28	0.43	5518	3.2	0.001
		σ	168	2.1	666	13	0.0	0.02	19	0.47	4580	1.1	0.002

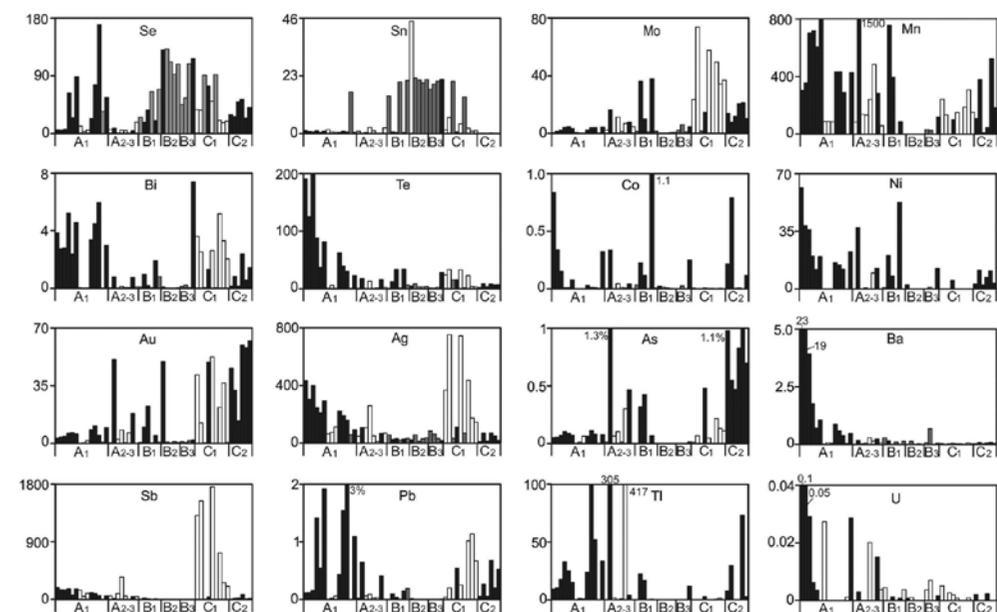


Рис. 7.4.7. Распределение химических элементов в кальцит-гальк-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубе по данным ЛА-ИСП-МС. Юбилейное месторождение, обр. Юб-11-8-5. Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

Аномальные содержания Ba, W, U, Pb, Tl, As, Mn в колломорфных и дендритовидных разновидностях пирита оболочки трубы нашли свое отражение в высоких локальных коэффициентах концентрации (табл. 7.4.4). ЛКК, рассчитанные для субгидрального пирита-3 зоны C показывают его обогащение As, Au, Co и Mo. Халькопирит выступает как главный концентратор примесей Se и Sn. Гидротермальный сфалерит осевого канала, в отличие от сфалерита оболочки, обогащен как изоморфными элементами-примесями (Cd, In, Zn, Hg), так и элементами (Sb, Ag, Au, Pb), связанными с включениями минералов-концентраторов золото-галенит-блекловорудного парагенезиса.

Цинково-колчеданные трубы, как конечный член минералогического ряда характеризуются минимальными содержаниями халькопирита при более высоких содержаниях пирита и сфалерита. Конечными членами этого ряда являются сфалеритовые и пиритовые трубы.

Изученные кальцит-халькопирит-пирит-сфалеритовые трубки (обр. Юб-11-39 и др.) характеризуются значительными вариациями содержаний пирита и сфалерита (рис. 7.4.8а). Внешний слой оболочки сложен мелкими почками, глобулами и дендритами тонкозернистого пирита, заключенными в кальцитовый цемент (рис. 7.4.8б). В почковидных агрегатах тонкозернистые реликтовые пойкилиты сфалерита, подчеркивают исходное реликтовое строение дендритовидных и глобулярных агрегатов (рис. 7.4.8в). Участками отдельные зерна и сростки пирита цементируются сфалеритом. По направлению к внутренней части оболочки трубы размер зерен пирита увеличивается. Крустификация внутренних стенок труб сложена дендрито-

Таблица 7.4.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК), показывающие геохимическую зональность кальцит-талк-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Юбилейное месторождение, Юб-11-8-5

Минерал	Зона	n	ЛКК													
			Ba	W	U	Te	Pb	Ni	Bi	Mn	Ag	Co	V	Fe	Tl	Se
Py1	A1	10	4.9	3.7	3.7	3.6	3.0	2.9	2.5	2.2	1.8	1.8	1.8	1.5	1.4	1.1
			Tl	As	Mn	Ni	W	Au	Fe	Co	Pb					
Py2	A2, 3	3	10.3	3.6	3.2	2.3	2.1	1.8	1.5	1.3	1.1					
			Hg	Zn	Cd	In										
Sph	A	8	3.9	3.7	3.6	2.2										
			Co	Ni	Sn	Mo	Fe	Bi	Se	Au	V	Mn				
Py3	B	5	3.4	2.2	2.0	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2				
			Cu	Sn	V	Se	Fe									
Chp	B	11	3.9	2.9	1.7	1.7	1.0									
			Cu	Sn	Se	Fe										
Chp	C	2	4.0	2.6	2.0	1.0										
			As	Au	Co	Fe	Mo	Pb								
Py3	C	7	4.0	3.2	1.6	1.5	1.3	1.0								
			Sb	Mo	Cd	In	Zn	Ag	Hg	Bi	Au	Pb				
Sph	C	6	6.1	4.3	3.8	3.7	3.6	3.2	3.0	2.1	1.9	1.6				

Таблица 7.4.5

Химический состав минералов кальцит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы Юбилейного месторождения, обр. Юб-11-39. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	22	8.2	556	43	0.2	41	0.3	0.1	892	14	5.9	151
		σ	15	564	4.2	0.2	42	0.9	0.4	585	18	4.8	45
Py2	A2	16	3.2	1397	42.7	0.07	20	0.11	2.6	2066	3.0	5.6	64
		σ	3.0	663	1.6	0.08	13	0.08	1.2	1152	1.4	2.2	23
Sph	A1,2	17	1.8	109	1.1	0.02	0.7	0.08	65.6	31	15	4.5	81
		σ	5.1	90	0.8	0.04	2.2	0.08	1.1	44	6.1	6.8	141
Sph	B-C	24	0.10	133	1.7	0.03	0.2	0.92	63.8	138	20.2	14	199
		σ	0.11	65	0.6	0.03	0.7	0.72	1.5	454	5.7	12	170
Chp	BC	33	0.07	0.5	29.4	0.09	0.1	35.5	0.04	2.2	19	0.9	13
		σ	0.12	0.3	0.6	0.21	0.2	0.62	0.05	7.9	6.7	2.5	9.5
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Pyk	A1	22	17	0.4	147	40	41	2.7	6.3	35	2191	0.09	0.03
		σ	31	0.7	63	17	81	4.5	2.9	50	2759	0.07	0.02
Py2	A2	16	75	0.2	68	1.9	0.5	0.38	11	48	3056	0.009	0.004
		σ	51	0.2	48	2.7	1.0	0.40	6.8	33	1624	0.009	0.005
Sph	A1,2	17	2825	1.5	216	1.3	10	0.03	0.6	0.6	97	0.007	0.003
		σ	145	2.6	434	1.6	42	0.06	0.8	1.8	114	0.007	0.004
Sph	B-C	24	4153	1.3	629	10.4	0.1	0.01	3.6	0.03	738	0.058	0.003
		σ	1137	1.6	554	10.0	0.0	0.01	10	0.05	2429	0.061	0.003
Chp	BC	33	4.7	17	1.5	0.5	1.5	0.01	0.2	0.02	15	0.020	0.008
		σ	4.1	10	1.5	0.4	3.1	0.01	0.2	0.05	18	0.028	0.036

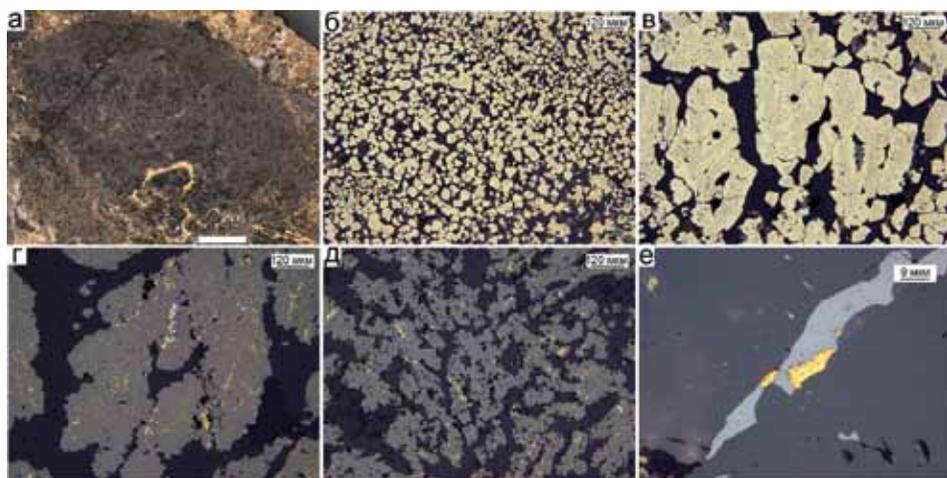


Рис. 7.4.8. Кальцит-халькопирит-пирит-сфалеритовая многоканальная труба, Юбилейное месторождение, обр. Юб-11-39: а — поперечное сечение кальцит- халькопирит-пирит-сфалеритовой многоканальной трубы палеокурильщика; б — вкрапленность пирита в оболочке (подзона А3); в — тонкая пойкилитовая вкрапленность сфалерита в пирите, подчеркивающая реликтовое дендритовидное строение (черные точки — следы ЛА-ИСП-МС анализов); г — дендритовидные агрегаты сфалерита заполнившие канал трубы; д — агрегаты сфалерита в центральной части канала; е — золото-галенитовая ассоциация в сфалерите. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

видными сфалеритовыми агрегатами (рис. 7.4.8г) иногда содержащими включения галенита, теннантита и пластинчатых псевдоморфоз тонкодисперсного пирита по кристаллами пирротина. Халькопиритовый слой имеет незначительную мощность (см. рис. 7.8.8.а) или отсутствует. Сфалерит осевого канала цементируется кальцитом или тальком. По направлению к центральной части осевого канала наблюдается уменьшение размера зерен сфалерита (рис. 7.4.8д). В кристификационном сфалерите встречаются включения электрума и самородного золота в ассоциации с галенитом (рис. 7.4.8е).

Зона А. Тонкозернистые агрегаты колломорфного и дендритовидного пирита обогащены широким спектром элементов-примесей (г/т): V (0.4–68.1), Ni (11.8–171), As (254–2297), Ag (44.7–237), Sb (44.1–250), Ba (0.2–365), W (0.01–17.7), Pb (705–10540) (табл. 7.4.5). Субгедральный пирит превосходит тонкозернистый пирит по концентрациям Mn (390–2429 г/т) и As (705–

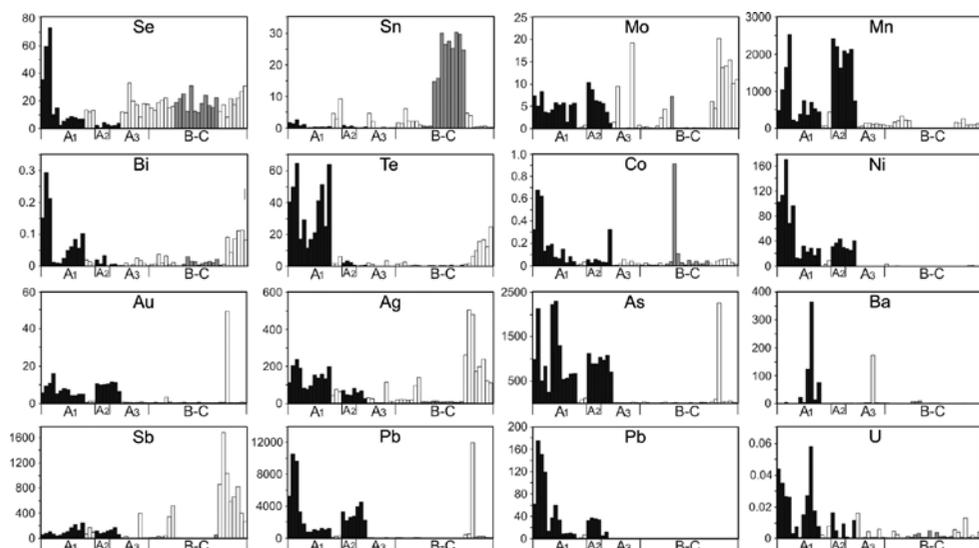


Рис. 7.4.9. Распределение химических элементов в кальцит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубе по данным ЛА-ИСП-МС. Юбилейное месторождение, обр. Юб-11-39. Черное — пирит, темно-серое — халькопирит, белое — сфалерит.

3607 г/т), но уступает ему по содержаниям других химических элементов. Характерной чертой пирита оболочек таких труб являются низкие концентрации Co и Bi при умеренно-высоких содержаниях Ni, Ag и Pb (рис. 7.4.9). Возрастание содержаний Au (4.1–27.1 г/т) в пирите-2, по сравнению с пиритом-1 (2.7–15.9 г/т), может указывать на включения в нем более высокопробного самородного золота. На графиках распределения элементов-примесей заметно концентрирование Se, Bi, Te, Co, Tl, Ni и Ba во внешнем слое оболочки трубы. Сфалерит, цементирующий агрегаты пирита, помимо Sb (0.1–1784 г/т) и Ba (0.01–173 г/т) обеднен другими элементами-примесями.

Зоны В и С. Гидротермальный сфалерит, составляющий стенку трубы и заполнивший осевой канал, отличается высокими концентрациями Ag (15.1–506 г/т), Sb (5.5–1687 г/т) и Pb (11.6–11950 г/т), при умеренных содержаниях As (1.0–2258 г/т), Te (0.4–37.2 г/т), Au (0.02–49.3 г/т). Высокое содержание Cu в сфалерите связано с тонкими халькопиритовыми микровключениями. Количество Mo, Ag, Sb в сфалерите возрастает от стенки трубы к центру осевого канала. Гидротермальный халькопирит обеднен большинством химических элементов.

Локальные коэффициенты концентрации выделяют тонкозернистый пирит в качестве главного концентратора W, Ba, Te, Ni, V, U, Tl, Co, Ni, Pb, As, Au (табл. 7.4.6). Субгедральный пирит, в сравнении с тонкозернистым, в большей степени обогащен As, Mn, Tl, Au, Pb. Халькопирит выделяется среди прочих сульфидов повышенными содержаниями Sn и Se. Сфалерит оболочки и осевого канала содержит большое количество Cd, Sn, Sb, Mo, Ag.

Таблица 7.4.6

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность кальцит-халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы, Юбилейное месторождения, обр. Юб-11-39

Минерал	Зона	n	ЛКК															
			W	Ba	Te	Ni	V	U	Tl	Co	Bi	Pb	Fe %	As	Au	Mn	Ag	
Py1c	A1	22	4.5	4.0	3.7	3.7	3.5	2.8	2.5	2.5	2.3	2.1	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	
			As	Mn	Tl	Au	Pb	Ni	Fe %	V								
Py2,3	A2,3	16	4.1	3.9	3.5	3.0	2.9	1.8	1.8	1.3								
			Zn	Cd	Sb													
Sph	A	17	2.7	2.1	1.0													
			Cu	Sn	Se	Fe												
Chp	B	33	3.3	3.0	1.2	1.2												
			Cd	Sb	Zn %	Mo	Ag	Bi	Se									
Sph	C	24	3.1	3.0	2.6	2.4	2.0	1.6	1.3									

7.4.4. Редкие минеральные ассоциации труб палеокурильщиков. Для различных минеральных разновидностей труб характерен свой набор акцессорных и второстепенных минералов, нередко различающийся в различных зонах [Целуйко и др., 2018б, 2019]. Например, теллуриды Bi, Hg, Ag отмечены преимущественно в кварц/кальцит-пирит-халькопиритовых трубах. Пластинки теллуровисмутита, вкрапленность колорадоита и гессита обнаружены в гидротермальном халькопирите внутренней стенки на границе подзон В1 и В2 (рис. 7.4.10а). Реже данные теллуриды встречаются в ассоциации со сфалеритом в подзоне В3 (рис. 7.4.10б). В оболочке палеокурильщиков колорадоит ассоциирует с агрегатами колломорфного и тонкозернистого пирита-1, частично замещаемыми псевдоморфным халькопиритом (рис. 7.4.10в). В трубах медно-цинково-колчеданного и цинково-колчеданного ряда теллуридная ассоциация сменяется галенит-блекловорудной. Минералы группы блеклых руд, представленные теннантитом, теннантит-тетраэдритом и тетраэдрит-теннантитом, формируют включения в гидротермальном халькопирите и сфалерите тальк-сфалерит-пирит-халькопиритовых, кальцит-тальк-пирит-сфалерит-халькопиритовых и халькопирит-пирит-сфалеритовых труб [Целуйко и др., 2018а] (рис. 7.4.10г). Включения самородного золота и электрума обнаружены во всех минеральных типах палеокурильщиков. Наиболее высокопробное самородное золото (Au 77.9–85.3 мас. %, Ag 14.7–21.1 мас. %) определено в крустификационном халькопирите и колломорфном пирите труб медно-колчеданного ряда (рис. 7.4.10д). Электрум распространен в медно-цинково-колчеданных и цинково-колчеданных палеокурильщиках с кальцитовым (Au 73.1–78.7 мас. %, Ag 21.1–25.9 мас. %) и тальк-кальцитовым (Au 48–62.5 мас. %, Ag 34.8–46.1 мас. %, Hg 2.1–5.3 мас. %) заполнением осевого канала (рис. 7.4.10е).

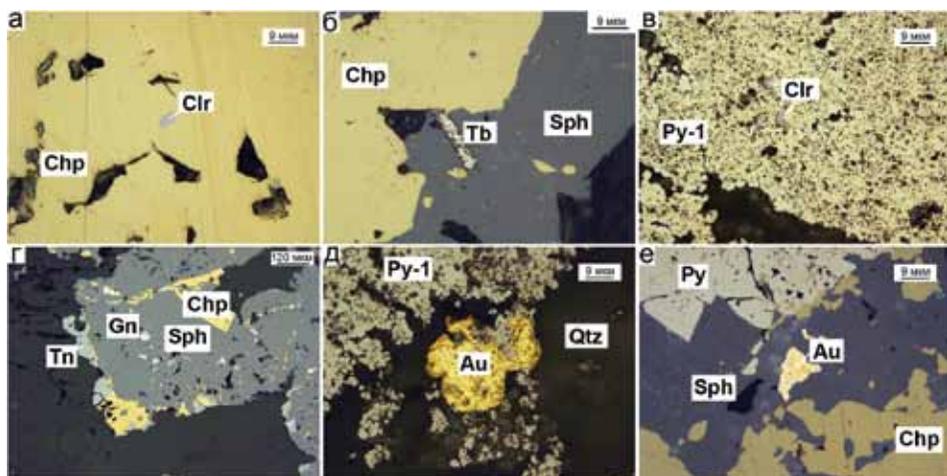


Рис. 7.4.10. Редкие минералы труб палеокурильщиков Юбилейного месторождения: а — включения колорадоита (Clr) в гидротермальном халькопирите (Chp); б — пластинка теллурависмутита (Tb) в сфалеритовом обрастании (Sph) вокруг кристалла халькопирита (Chp); в — включения колорадоита (Clr) в тонкозернистом агрегате пирита-I (Py-1) оболочки трубы; г — халькопирит-теннантитовая (Chp, Tn) кайма вокруг кристалла сфалерита (Sph) в осевом канале; д — зерно самородного золота (Au) в кварц-пиритовом (Qtz, Py) агрегате; е — включения электрума (Au) в клейофане (Sph). Отраженный свет.

7.4.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимально-корреляционного пути вычислены минерально-геохимические ассоциации по всей выборке сульфидов каждой минеральной разновидности гидротермальных труб (табл. 7.4.7).

В *пирит-халькопиритовых* трубах (обр. Yb-12-17-2) лидирует ассоциация (I), свойственные халькопириту и (II), относящаяся эвгедральному пириту (см. табл. 7.4.7). Третья ассоциация, очевидно, связана с микровключениями сфалерита, сформировавшихся в условиях взаимодействия с морской водой, на что указывает связь с элементами гидрогенной группы (U, Mo, V). Появление четвертой ассоциации, вероятно, обусловлено нановключениями теллуридов висмута. Пятая ассоциация связана с золото-галенит-блекловорудным парагенезисом. В шестой ассоциации сосредоточены элементы, характерные для колломорфного пирита. В конце корреляционного пути обособляются гидрогенные элементы (VII) и Ba.

Напротив, в ряду ассоциаций *кварц-пирит-халькопиритовых* труб (обр. Yb-12-19-2 и Yb-12-19-3) изоморфные элементы, свойственные халькопириту, находятся в конце корреляционного пути (VII). Корреляция Ba и V свидетельствует в пользу версии об отложении барита при участии морской воды (I). Отчетливо выделяется ассоциация, типичная для колломорфного пирита (II). В измененном виде получены ассоциации, принадлежащие микровключениям самородного золота (III), сфалерита (IV) и теллуридов висмута (VI).

Таблица 7.4.7

Минералого-геохимические ассоциации в палеокурильщиках Юбилейного месторождения

№ образца	Минералы	Ассоциации
Yb-12-17-2	Халькопирит> пирит	I(Cu+Sn+In+Se) – II(Co+As) + III(Cd+Zn+U+Mo+V) + IV(Te+Bi) + Tl + V(Sb+Au+Pb) + VI(Ag+Mn+Ni) – VII(Cr+W) – Ba
Yb-12-19-2 и -3	Халькопирит> пирит> кварц	I(Ba+V) + II(Mo+Co+As+Fe+Mn+W) – III(Ag+Au) + IV(Zn+Cd) + V(Sb+Ni) + VI(Te+Bi+Tl) – U – VII(Sn+Cu+In+Se)
Yb-11-51-1	Халькопирит> пирит> кальцит> тальк	I(Cu+Sn+In) + II(Cd+Hg+Zn) + III(Tl+Mn+As+Fe+Mo+V+Cr) – IV(Ni+Bi+Pb) + V(Ag+Sb+Ba+U) – Au – W – Te – Se – Ti
Yb-11-36-9	Халькопирит> пирит> сфалерит> тальк	I(Cd+Zn+Hg+In) + II(Sb+Ag+Au) – III(Pb+Ba+U) + IV(Bi+Mn+Fe) + V(V+As) + VI(Tl+W+Co+Ni) – Cr – Mo – Ti – VII(Cu+Sn+Se) – Te
Yb-11-08-5	Халькопирит> сфалерит> пирит> кальцит> тальк	I(Cd+Zn+Hg+In) + II(Ag+Sb+Mo) + III(Au+As+Mn+Tl) + IV(Fe+Ni+Te) + V(Ba+U+Co) – VI(Bi+Pb+W+Cr) – VII(Cu+Sn+Se) – Ti
Yb-11-39-3, Yb-11-39-4, Yb-1-27	Сфалерит> пирит> халькопирит	I(Cd+Zn)+II(Sb+Ag+Mo) +III(Bi+Te) + IV(Ni+Tl+As) + V(Pb+Au+Mn+Fe+W) – VI(Co+Se) + VII(Cu+Sn) – VIII(U+V+Ba)
Все	Пирит	I(Zn+Cd+Mn+Tl) + II(As+Au+Te+Bi) + III(Ag+Sb+Sn) + IV(Ba+V) – U – V(Ni+Cu+W) – VI(Pb+Se+Co+Mo) – In
Все	Халькопирит	I(Zn+Cd+U) – II(Sb+Mo+Ba+V) + III(Bi+Se+In+W) – IV(Ni+Co+As+Mn) – V(Sn+Ag+Te) – Au – Pb – Tl
Все	Сфалерит	I(Tl+Ni+Fe+Cu+Se+Te+Mo+Bi+Sn) + II(Ag+Sb) – III(In+As+Pb) – Mn – Cd – Co – IV(W+U+V) – Ba – Au

Тальк-кальцит-пирит-халькопиритовые трубы (обр. Yb-11-51-1) по набору минералого-геохимических ассоциаций лишь отдаленно напоминают предыдущие разновидности труб (см. табл. 7.4.7). Сохраняют свое значение ассоциации, отражающие присутствие халькопирита (I), сфалерита (II) и колломорфного пирита (III), а также наличие серебросодержащего барит-блекловорудного парагенезиса (V). Ассоциация, отвечающая за присутствие теллуридов висмута, «развалилась». Висмут коррелирует с Pb и Tl, что характерно для галенита, но не с Te, как в теллуридных ассоциациях. Отсутствие корреляции Bi и Te свойственно и другим тальксодержащим трубам, в том числе и медно-цинково-колчеданным.

В *тальк-сфалерит-пирит-халькопиритовых* трубах (обр. Yb-11-36-9) устойчивыми являются ассоциации, характерные для сфалерита (I), золото-блекловорудного (II) и галенит-баритового парагенезисов (III), а также кол-

ломорфного пирита (IV, V, VI) и халькопирита (VII). В большинстве своем эти же ассоциации и парагенезисы угадываются корреляционным рядом, рассчитанном для *тальк-кальцит-пирит-сфалерит-халькопиритовых* труб (обр. Yb-11-08-5).

Трубы, богатые *сфалеритом* и *пиритом* (обр. Yb-11-39-3, Yb11-39-4, Yb-1-27), имеют свои особенности (см. табл. 7.4.7). Интересно, что при общем сходстве с ассоциациями медно-цинково-колчеданных труб, в цинково-колчеданных трубах появляется устойчивая корреляция Bi и Te (ассоциация III), хотя теллуриды в них не обнаружены. Очевидно, это связано с присутствием Bi- и Te- содержащих блеклых руд. В начале корреляционного пути стоят ассоциации, соответствующие сфалериту (I) и минералам группы блеклых руд (II), а в конце — тонко-мелкозернистому пириту с включениями галенита, самородного золота и нерудных минералов (IV, V, VII), эвгедральному пириту (VI), халькопириту (VII). Следует отметить, что отсутствие в ассоциации VII такого элемента как Se является типичным для бесцветных курильщиков, в противовес Cu-Se-Sn ассоциации в халькопирите черных курильщиков. В конце корреляционного пути обособляется ассоциация водородных элементов (VIII).

Этим же методом рассчитаны минерально-геохимические ассоциации для выборки, представленной разнообразным *пиритом* (см. табл. 7.4.7). Первая ассоциация соответствует марганцовистому сфалериту, вторая — микровключениям самородного золота и теллуридов. С включениями минералов группы блеклых руд и галенита в суб- и эвгедральном пирите связаны третья и шестая ассоциации. Четвертая ассоциация указывает на отложение барита при участии морской воды. Появление пятой ассоциации, вероятно, обусловлено включениями халькопирита в пирите.

Расчет по выборке, включающей разнообразный *халькопирит*, дает пять минералогическо-геохимических ассоциаций. Устойчивая первая ассоциация (Zn+Cd+U) отражает наличие включений сфалерита и урановых минералов в примыкающих к осевому каналу частях халькопиритовой стенки. Вторая ассоциация принадлежит барит-блекловорудному парагенезису, сформированному при участии морской воды (Mo, V). Третья ассоциация принадлежит элементам-примесям (Se, Bi, In), изоморфно входящим в состав халькопирита. С включениями пирита связана четвертая ассоциация. Пятая ассоциация предполагает наличие включений гессита. Несмотря на наличие в халькопирите изученных труб включений самородного золота и галенита, такие элементы как Au и Pb находятся в конце корреляционного пути и не связаны с другими элементами.

Первая большая ассоциация, характерная для *сфалерита*, отражает наличие включений пирита, халькопирита и теллуридов в гидротермальном сфалерите. Вторая и третья ассоциации объясняются микровключениями минералов группы блеклых руд и галенита. Участие морской воды в формировании сфалерита находит свое отражение в положительной корреляции W, U и V.

7.4.6. Минералогическо-геохимические и генетические особенности. Химический состав сульфидов труб палеокурильщиков различных минеральных рядов, определенный методом ЛА-ИСП-МС анализа, имеет свои особенности. Сульфидные трубы медноколчеданного ряда обогащены примесями Au, Bi, Se и Co, палеокурильщики медно-цинково-колчеданного и цинково-колчеданного отличаются высокими концентрациями Ag и Pb. Присутствие включений самородного золота и теллуридов отражено в корреляции Bi-Te и Au-Ag.

Халькопирит Юбилейного месторождения обладает повышенными содержаниями Se, Co, Te, Bi, Au, Ag, Pb, Ba и Sn. Предполагается, что Se, Co и Sn присутствуют в халькопирите в виде изоморфной примеси, а Te, Bi, Au, Ag, Pb, Ba — в составе микровключений теллуридов, самородного золота, галенита и барита. По сравнению с халькопиритом черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш., халькопирит труб Юбилейного месторождения обогащен Ba, Au, Bi и Sb (табл. 7.4.8). Содержания же многих как высоко-среднетемпературных (Se, Co, Sn), так и водородных элементов (Mo, Mn, U, Ni) в халькопирите труб Юбилейного месторождения гораздо ниже. Халькопирит труб Юбилейного месторождения по сравнению с халькопиритом серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. обогащен такими элементами как Ba, Au, Te. Еще более разительными выглядят отличие изученного халькопирита от такого бесцветных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (см. табл. 7.4.8).

Халькопирит различных минеральных разновидностей труб образует обособленные группы на диаграммах Se-Te и Co-Sn (рис. 7.4.11). Значительная часть фигуративных точек медно-колчеданных труб на диаграмме Se-Te

Таблица 7.4.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту труб Юбилейного месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Au	Bi	Sb	W	V	Tl	Cu	Fe	Te	Pb
Черные	48	15	5.49	5.11	2.33	1.53	1.11	1.06	0.95	0.81	0.65
	Cd	Se	Mo	Sn	Ag	Mn	Zn	As	U	Ni	Co
	0.53	0.45	0.35	0.26	0.19	0.15	0.13	0.06	0.04	0.01	0.01
Серые	Ba	Au	Te	Se	Sn	Cu	Fe	Cd	Bi	W	Tl
	8.32	4.28	2.04	1.06	1.02	1.02	0.98	0.57	0.40	0.34	0.31
	Ni	Pb	Sb	Ag	V	Zn	Co	Mo	As	U	Mn
	0.26	0.23	0.15	0.12	0.11	0.09	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02
Бесцветные	Bi	Te	Ba	V	Mo	Sb	Au	Se	Tl	W	Pb
	2957	801	505	199	161	95	38	34	28	13	9.33
	As	U	Mn	Cd	Cu	Fe	Co	Zn	Ni	Sn	Ag
	4.00	1.77	1.48	1.26	1.09	0.92	0.92	0.30	0.16	0.08	0.06

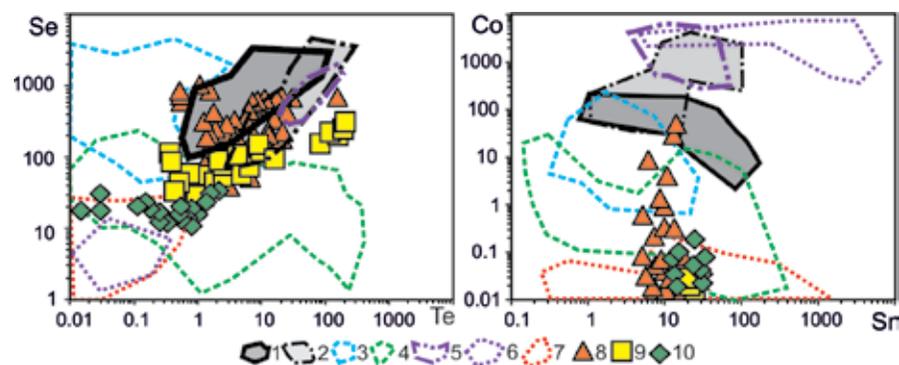


Рис. 7.4.11. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Юбилейного месторождения (8–10) в сравнении с халькопиритом современных курильщиков (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с. ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузоры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузоры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Трубы палеокурильщиков Юбилейного месторождения: 8 — медно-колчеданные; 9 — медно-цинково-колчеданные; 10 — цинково-колчеданные.

попадают в область значений черных курильщиков высокоспредиговых рифтов, и, частично, в поле современных серых курильщиков Западной Пацифики. Халькопирит медно-цинково-колчеданных труб, по сравнению с халькопиритом медно-колчеданных труб, обладает сопоставимыми содержаниями Te и более низкими концентрациями Se. Халькопирит существенно цинковых палеокурильщиков обеднен большинством химических элементов, в том числе Se и Te. Распределение Te во всех трех минеральных разновидностях труб крайне неоднородное и варьирует от 0.01 до 186 г/т. Содержания Se в халькопирите палеокурильщиков Юбилейного месторождения снижаются в ряду от медноколчеданных к медно-цинково-колчеданным и цинково-колчеданным трубам [Maslennikov et al., 2013]. Максимальные концентрации Co в халькопирите медно-колчеданных труб достигает поля черных курильщиков. Крайне низкие содержания этого элемента в халькопирите медно-цинково-колчеданных и цинково-колчеданных труб соответствует концентрациям в серых, или, в большей степени, бесцветных курильщиках (см. рис. 7.4.11).

Колломорфный пирит кварц-пирит-халькопиритовой трубки Юбилейного месторождения, по сравнению с колломорфным пиритом труб ВТП 9°50' с.ш., в первую очередь, гораздо более обогащен Bi, Au, Te (табл. 7.4.9). Сравнительный анализ с другими современными гидротермальными полями показывает аномально высокие коэффициенты концентраций для данных элементов, которые, впрочем, характерны и для других колчеданных месторождений Урала. Наибольшим сходством с колломорфным пиритом Юбилейного месторождения обладает пирит сульфидных построек Восточного Мануса образующего следующий ряд концентраций: Te 218 → Bi 28 → Se 25 → W 11 → Sn 7.5 → Ni 4.9 → Mn 3.2 → Pb 3.1 → Co 2.9 → V 2.4 → Ag 0.8 → Au 0.7 → Cu 0.5 →

Таблица 7.4.9

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту труб Юбилейного месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Au	Te	Sb	W	Ba	Ag	Ni	Cd	Tl	U
Черные	5240	113	45	27	23	6.79	6.14	4.46	2.51	2.32	
	Pb	As	Cu	Zn	Mn	Sn	Se	Co	V	Mo	U
	2.04	1.31	1.06	1.04	1.00	0.83	0.34	0.18	0.17	0.05	0.01
Серые	18195	2380	194	84	17	13	8.03	6.97	6.04	5.22	
	Cd	Pb	Ni	Zn	Ba	Co	Tl	V	Mo	Mn	U
	2.01	1.93	1.45	1.21	0.75	0.56	0.26	0.23	0.14	0.08	0.001
Бесцветные	14946	6696	511	191	58	49	38	37	17	17	
	Mn	Se	Pb	Ni	Cd	Zn	Tl	Sn	V	Mo	U
	11	7.09	3.68	1.08	1.07	0.92	0.87	0.45	0.28	0.03	0.002

Sb 0.3 → Cd 0.2 → As 0.1 → U 0.1 → Mo 0.06 → Tl 0.04 → Ba 0.001 → Zn 0.001. Высокие коэффициенты концентраций по сравнению с ВТП 9°50' с.ш. характерны также для Sb, Ag, W. Обеднен колломорфный пирит Юбилейного месторождения такими элементами как Sn, Se, Co, V, U, Mo. Низкие содержания Tl коррелируются с залеганием месторождения на базальтовом основании [Maslennikov et al., 2017]. Пониженные концентрации Co в колломорфном пирите и халькопирите, по-видимому, являются характерной особенностью Юбилейного месторождения. Очевидно, последнее обусловлено большей зрелостью данной рудогенерирующей гидротермальной системы по сравнению с современными системами COX [Дифференциация ..., 2016].

Колломорфный пирит труб Юбилейного месторождения, как обычно, аккумулирует в себе элементы как низко- (Mn, Tl, Pb, Ba), так и среднетемпературной (Ag, Au, As, Sb) ассоциаций. Аномальные концентрации химических элементов в колломорфном пирите часто связаны с микровключениями халькопирита (Cu), сфалерита (Zn, Cd), самородного золота (Au, Ag), галенита (Pb, Ag, Tl), теллуридов висмута (Bi, Te), колорадоита (Hg, Te), минералов группы блеклых руд (Sb, As, Ag), барита (Ba), урансодержащих минералов (U). Содержания Co, Se и Bi уменьшаются в ряду от медноколчеданных к медно-цинково-колчеданным и цинково-колчеданным трубам. В том же ряду возрастают концентрации V и Sb. Колломорфный пирит-1 отличается от зернистого пирита подзон А2 и А3 более высокими содержаниями Co, Ni, Sn, Sb, Te, Ba, W, Pb, Bi, а в некоторых трубах и Se, Tl, In и U.

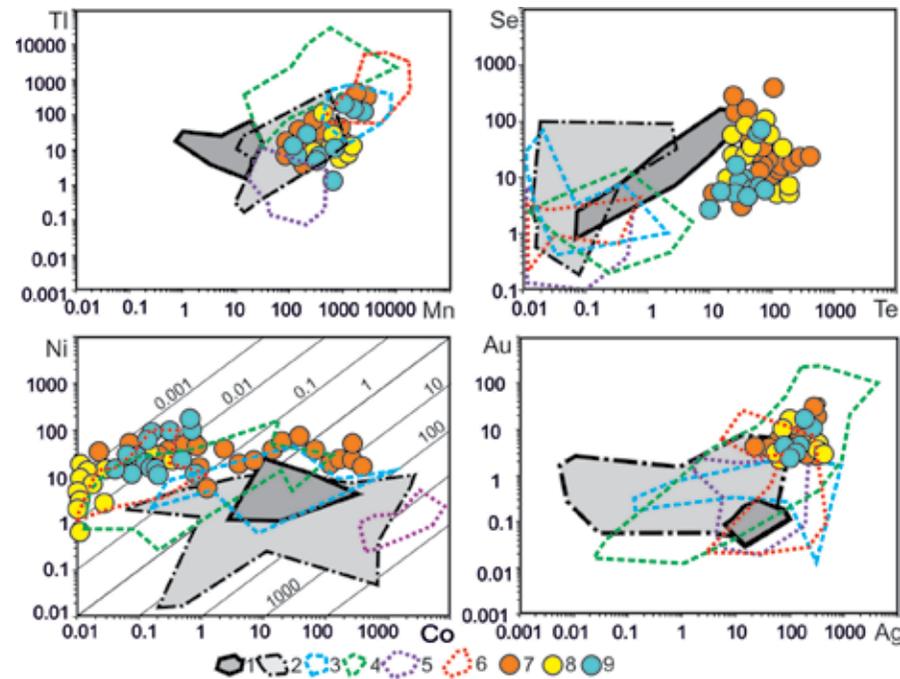


Рис. 7.4.12. Диаграммы Tl–Mn, Se–Te, Ni–Co, Au–Ag для колломорфного пирита гидротермальных труб Юбилейного месторождения (8–10) в сравнении с колломорфным пиритом современных курильщиков (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7–9 — трубы палеокурильщиков Юбилейного месторождения: 7 — медно-колчеданные; 8 — медно-цинково-колчеданные; 9 — цинково-колчеданные.

Колломорфный пирит изученных палеокурильщиков характеризуется широким диапазоном содержаний Tl (1.4–366 г/т) и Mn (105–2540 г/т), слабо варьирующими в трубах различного минерального состава (рис. 7.4.12). Концентрации элементов-примесей в колломорфном пирите-1 находятся на одном уровне с курильщиками САХ.

Незначительный тренд на снижение концентраций Se и Te в колломорфном пирите прослеживается в ряду от медно-колчеданных (Se 4.1–407 г/т; Te 14.7–408 г/т) к медно-цинково-колчеданным (Se 5.3–169 г/т; Te 10.7–198 г/т) и цинково-колчеданным трубам (Se 2.7–73.1 г/т; Te 11.5–76.6 г/т). Благодаря наличию микровключений теллуридов и, соответственно, высоким содержаниям теллура, колломорфный пирит Юбилейного месторождения не похож ни на одно из современных гидротермальных полей. По данным ЛА-ИСП-МС, содержания Co (0.02–359 г/т) в колломорфном пирите максимальны в трубах медно-колчеданного ряда. Меньше Co содержится в трубах медно-цинково-колчеданного ряда и на порядок ниже его количество в пирите цинково-колчеданных труб. Концентрации Ni сопоставимы в палеокурильщиках

различного состава и не превышают 171 г/т. Ареал распространения фигуративных точек колломорфного пирита медно-колчеданных труб приближается к полю современных черных курильщиков. Значения Co/Ni, применительно к колломорфному пириту медно-цинково-колчеданных и цинково-колчеданных труб, локализуется в полях значений островодужных серых и бесцветных курильщиков (см. рис. 7.4.12).

Содержания Au (0.01–1158 г/т) и Ag (0.01–88 г/т) в колломорфном пирите близки во всех минеральных разновидностях изученных труб Юбилейного месторождения (см. рис. 7.4.12). В целом для этого пирита характерно обогащение примесями Au и Ag по сравнению с аналогичным пиритом большинства современных гидротермальных построек СОХ, за исключением поля ТАГ (МИР) (см. рис. 7.4.12).

Сфалерит труб Юбилейного месторождения содержит микровключения самородного золота, теллуридов, галенита и минералов блеклых руд, что выражается в высоких коэффициентах концентраций Au, Bi, Te, Sb, Ag и Pb по сравнению со сфалеритом ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.4.10, рис. 7.4.13). Высокие концентрации этих элементов указывают на более высокую зрелость данной рудогенерирующей гидротермальной системы по сравнению с гидротермальными системами СОХ [Дифференциация ..., 2016].

Этой же причиной объясняется характерное обеднение сульфидов Юбилейного месторождения Co, которое проявляется и в сфалерите. В сравнении со сфалеритом ВТП 9°50' с.ш. и других гидротермальных полей мало-железистый сфалерит Юбилейного месторождения содержит меньшие или аналогичные концентрации Fe.

Таблица 7.4.10

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту труб Юбилейного месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Тип курильщика ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации											
	Au	Bi	Te	Mo	Tl	Ag	Sn	Sb	Cu	Pb	Co	
Черные	3798	1941	17	12	7.52	5.78	5.26	5.15	5.01	2.25		
	As	W	Cd	Mn	Fe	Ba	Se	Ni	V	U	Co	0.0002
	1.60	1.41	1.37	0.94	0.73	0.61	0.54	0.14	0.14	0.06		
Серые	782	403	51	32	9.29	4.11	3.38	1.89	1.77	0.89		
	Pb	W	Mn	Fe	Se	U	Ni	Tl	V	Ba	Co	
	0.88	0.78	0.71	0.65	0.54	0.25	0.16	0.15	0.04	0.02	0.0001	
Бесцветные	4650	868	491	56	12	10	7.97	5.88	5.75	4.26		
	Ba	Mo	Ag	Mn	Co	Cd	U	Fe	V	Ni	Sn	
	4.17	4.13	2.35	0.69	0.55	0.49	0.31	0.22	0.19	0.11	0.11	

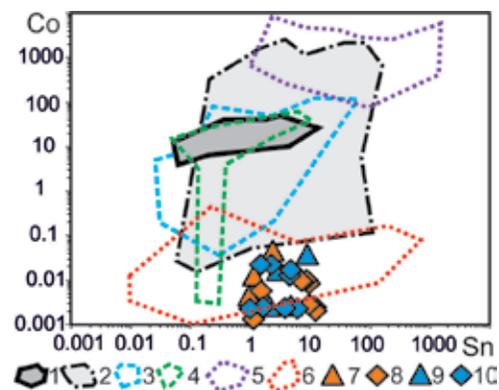


Рис. 7.4.13. Диаграммы Co-Sn для сфалерита гидротермальных труб Юбилейного месторождения (8-11) в сравнении со сфалеритом современных курильщиков (1-6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. Трубы палеокурильщиков Юбилейного месторождения: 8-9 — медно-цинково-колчеданные; 10-11 — цинковоколчеданные. Треугольники — оболочка, ромбы — кристификация и заполнение канала труб.

Сфалерит медно-цинково-колчеданных и цинково-колчеданных палеокурильщиков Юбилейного месторождения обладает широкими вариациями Mn (36.4–434 г/т), Ag (15.1–1409 г/т), Au (0.02–1069 г/т), Sb (5.6–2580 г/т) и Pb (11.6–11377 г/т). Существенное различие наблюдается в содержаниях In, As, Se, Mo, Bi, концентрации которых в цинково-колчеданных трубах ниже, чем в медно-цинково-колчеданных. Фигуративные точки сфалерита Юбилейного месторождения формируют небольшую область с крайне низкими содержаниями Co и средними концентрациями Sn (рис. 7.4.13). Занимаемое поле соответствует нижней части ареала значений сфалерита современных бесцветных курильщиков.

7.5. Яман-Касинское

7.5.1. Геологическая позиция. Медногорский колчеданосный район является частью Сакмарской палеовулканической зоны. Предполагается, что она заложилась в стадию континентального рифтогенеза в кембрии или начале ордовика [Формирование ..., 1986]. На начальной стадии раскрытия бассейна проявился трахибазальтовый вулканизм афарского типа [Вулканизм..., 1992]. В ордовике широкое развитие получили аркозовые песчаники с глауконитом, материал которых отлагался в мелководном бассейне. По мнению С.В. Руженцева [1976] эти отложения относятся к грабеновым фа-

циям — индикаторам континентальной рифтогенной обстановки. В силуре и девоне проявился вулканизм раннеостроводужной или окраинно-морской стадии развития. В этот период в различных участках формировались как красноцветные, так и сероцветные и даже черносланцевые гемипелагические отложения. Переслаивание восстановленных и окисленных осадков свидетельствует о сочетании и частой смене аноксических условий с кислородным режимом палеобассейна, что возможно при колебаниях глубин осадконакопления около нижней границы зоны кислородного минимума (максимальные глубины 1300–2000 м), при переходе ее к зоне глубоководного кислородного максимума [Хворова, 1995]. Присутствие в некоторых кремнистых породах ходов червей [Вулканизм..., 1992] свидетельствует о кислородном режиме глубоководных частей бассейна [Рейнек, Сингх, 1981].

Таким образом, начиная с ордовика в Сакмарской зоне наблюдается эволюция осадконакопления от мелководных кварцевых и аркозовых песчаников терригенной грабеновой формации континентальных рифтов к терригенной алевропелитолитовой формации низкоэнергетических условий седиментогенеза. В силуре-нижнем девоне отлагались пелагические и гемипелагические яшмы, силицитовые, фтанитовые осадки, а в колчеданосных районах дополнительно появлялись разнообразные по составу вулканокластические и гидротермально-осадочные отложения. Тесная ассоциация диабазов, фтанитов и серпентинитов образует классическую офиолитовую триаду [Руженцев, 1976]. Структура развивалась при участии разновозрастной надвиговой тектоники [Вулканизм..., 1992]. Формирование осадочно-вулканогенного разреза в девоне завершилось накоплением флишоидных и олистостромовых формаций.

Колчеданные месторождения Медногорского района приурочены к блявинской свите ($S_2?$), которая подразделяется на ряд толщ. И.Б. Серавкиным с соавторами [Вулканизм..., 1992] по результатам изучения Блявинского, Комсомольского и Яман-Касинского месторождений в разрезе блявинской свиты выделяется три ритма или толщи: 1) нижняя толща (bl_1), сложенная в нижней части осадочно-вулканогенной кремнисто-базальтовой пачкой, а в верхах вулканогенной андезит-риодацитовой и соответствующая раннему ритму толеит-риодацитового вулканизма, завершившемуся формированием яман-касинского уровня колчеданного рудоотложения; 2) средняя толща (bl_2), сложенная в низах базальтовыми и андезит-базальтовыми эффузивами, а в основном объеме эффузивами, туфами и экструзивными куполами дацит-риолитового состава, соответствующая главному позднему ритму толеит-риодацитового вулканизма, завершившемуся отложением колчеданных руд блявинско-комсомольского уровня; 3) верхняя (надрудная) толща (bl_3) представлена афировыми базальтами, переслаивающимися с граптолитовыми сланцами и содержит в низах локальные линзы кислых пород. Рудовмещающей структурой является Блявинская синформа овальной конфигурации с поперечником около 10 км. Большинство колчеданных месторождений располагается в узкой (1–5 км) полосе, сложенной преимущественно риолитами, дацитами и, в меньшей степени, андезитами и базальтами (рис. 7.5.1). Эта полоса рассматривается как колчеданосный рифт [Вулканизм..., 1992; Зайков и др., 1995].

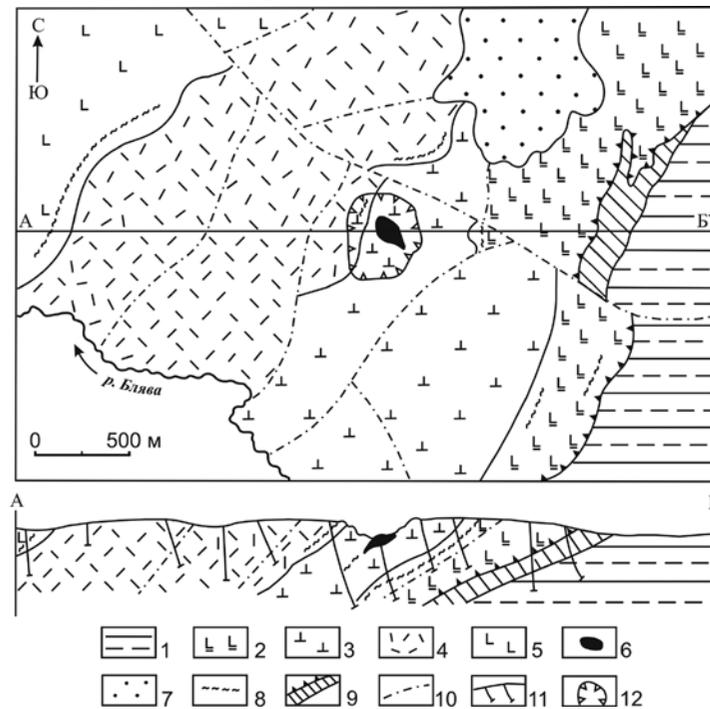


Рис. 7.5.1. Схематическая геологическая карта района месторождения Яман-Касы и поперечный разрез А–Б (по А.Р. Воронову, И.Б. Серавкину, В.В. Зайкову): 1 — терригенные отложения ордовика; 2 — базальты карамолинского комплекса (силур); 3-5 — блявинский комплекс (силур): 3 — нижняя толща (риолиты и дациты с потоками андезитов, базальтов, кремнистыми горизонтами), 4 — средняя толща (риолиты, дациты, андезитобазальты), 5 — верхняя толща (базальты и кремнисто-глинистые отложения с граптолитами); 6 — колчеданная залежь; 7 — кремнисто-железистые горизонты; 8 — терригенно-карбонатные отложения мела; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — разломы; 11 — положение стволов скважин; 12 — контуры карьера.

Яман-Касинское медно-цинково-колчеданное месторождение является типичным представителем медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа [Еремин, 1983]. По составу руд, околорудных осадков и оруденелой фауне месторождения получен представительный материал, позволяющий сопоставлять рудную залежь месторождения с современными черными курильщиками [Шадлун, 1991; Кузнецов и др., 1993; Зайков и др., 1994, 1995; Теленков, Масленников, 1995; Авдонин, 1997; Масленников, 1997; Little et al., 1997; Herrington et al., 1998].

В карьере месторождения Яман-Касы вскрыты нижняя и средняя толщи блявинского комплекса. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают апориолитовые хлорит-серцит-кварцевые метасоматиты. Предполагается, что они являются юго-западным флангом риолито-дацитового купола, у подножья которого сформировалась сульфидная залежь (рис. 7.5.2). В кровле рудного тела располагается эффузивно-лавокластическая толща

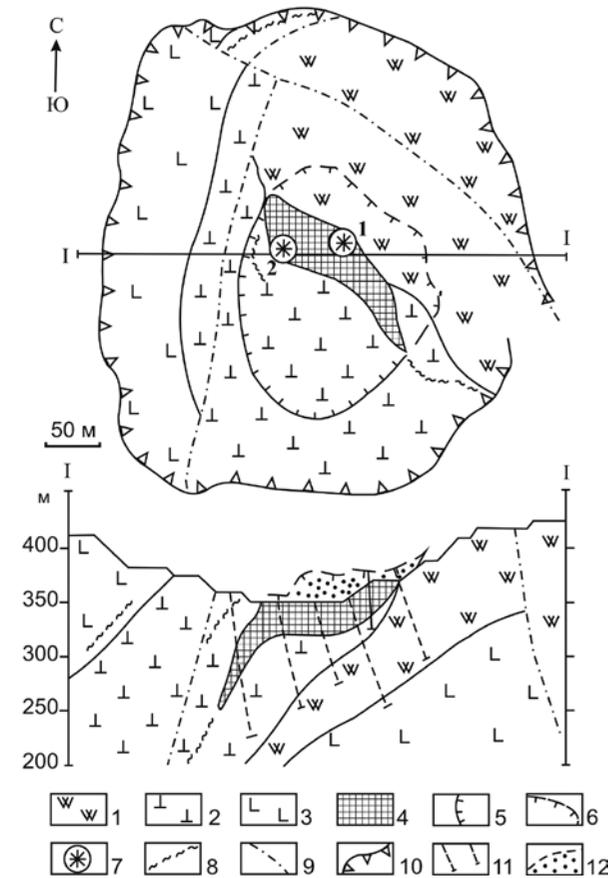


Рис. 7.5.2. Схема геологического строения карьера месторождения Яман-Касы [Зайков, 1985]: 1 — серцит-кварцевые метасоматиты по породам риолит-дацитового комплекса; 2 — лавы, лавокластиты, гиалокластиты риолитового и дацитового состава; 3 — лавы и вулканомиктовые отложения базальтового состава с прослоями темно-серых и лиловых алевролитов; 4 — медно-цинковая колчеданная залежь; 5 — перекрытая часть проекции колчеданной залежи на горизонтальную плоскость; 6 — отработанная часть проекции колчеданной залежи на горизонтальную плоскость; 7 — биостромы; 8 — горизонты кремнисто-железистых отложений; 9 — разломы; 10 — контуры бортов карьера; 11 — проекции стволов скважин; 12 — отработанная часть сульфидной залежи (на разрезе).

сложного строения с потоками лав и ксенокластолав риолитового или базальтового составов, перемежающимися с лавокластитам и кремнисто-железистыми породами. В пределах карьера в кровле риодацитового рудовмещающей толщи, кроме лав и лавокластитов, залегающих *in situ*, изредка встречаются тела ксенокластолав и ксенолавокластитов риодацитов, содержащих ксенолиты руд и кремнисто-железистых пород. Мощная гематит-кремнистая (яшмовая) слоистая пачка, вскрытая в северной части карьера, возможно, фиксирует положение верхнего рудоносного литолого-стратиграфического уровня, на котором еще севернее локализуется Комсомольское медно-цинково-колчеданное месторождение.

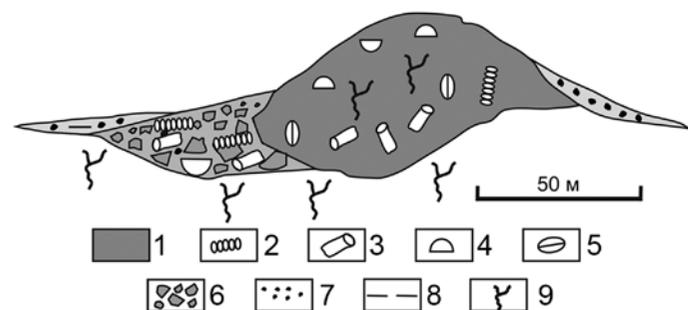


Рис. 7.5.3. Слабо разрушенный сульфидный холм месторождения Яман-Касы [Масленников, 2006]: 1 — гидротермальные руды с включениями; 2 — сульфидизированных трубок червей (вестиментифер и полихет), 3 — сульфидных трубок, 4 — донных гидротермальных колломорфных фаций, 5 — сульфидизированных моллюсков; 6–8 — рудокластиты: 6 — сульфидные брекчии, 7–8 — проксимальные (7) и дистальные (8) сульфидные турбидиты; 9 — сульфидный штокверк.

7.5.2. Состав и строение рудных тел. Рудная залежь имеет линзовидную форму и наклонена на запад под углом 30–60° согласно напластованию пород. Это сооружение реконструировано как сульфидный холм (рис. 7.5.3) [Зайков и др., 1995].

Нижняя часть холма сложена массивным серным колчеданом, фиксирующим положение рудоподводящего канала. В ядре холма в массивной халькопирит-пиритовой руде содержится множество жил сфалерита и барита. В кровле сульфидного холма обнаружены многочисленные остатки оруденелой фауны, сходной с организмами, слабонаселяющими современные черные курильщики [Зайков и др., 1995]. Рядом с колониями организмов встречаются реликты запечатанных палеогидротермальных сульфидных трубок, залегающих *in situ*. По своему строению они сопоставимы с гидротермальными «дымоходами» — сульфидными трубами современных черных курильщиков [Масленников и др., 1997; Масленникова, Масленников, 2007; Herrington et al., 1998; Maslennikov et al., 2009, 2013].

Таким образом, в рудной залежи месторождения, кроме массивных медно-колчеданных руд, выделяются фации донных гидротермальных корок, гидротермальных труб палеокурильщиков, биоморфных руд, сульфидные брекчии и турбидиты и продукты их субмаринного преобразования. Текстуры, структуры и минеральный состав донных рудных отложений несут основную генетическую нагрузку.

Массивные медно-колчеданные руды — фации придонного *гидротермального преобразования* донных гидротермальных и рудокластических сульфидных отложений. Эти руды можно отнести к группе гидротермально-преобразованных фаций. Главным минералом руд является пирит, который подразделяется на две-три разновидности. К первой относятся ангедральные и субгедральные кристаллы пирита-2, которым свойственна грубая зональность роста. Другая разновидность (пирит-3)

представлена незональными кристаллами. Халькопирит выполняет интерстиции между зернами. Сфалерит и второстепенный сфалерит образуют жилы. Гораздо реже встречается марказит и галенит. В рудах впервые для уральских колчеданных месторождений были обнаружены реликты колломорфных структур пирита, изокубанит и теллуриды (тетрадимит и калаверит) [Шадлун, 1942, 1950, 1991]. На некоторых участках встречаются реликты медноколчеданных труб, залегающих *in situ*. На флангах колчеданного тела появляются массивные сфалеритовые руды, содержащие включения палеокурильщиков и оруденелой фауны.

Обрастания колломорфных и дендритовидных сульфидов образуются при быстром отложении вещества из насыщенных гидротермальных растворов [Бортников, 1995].

Донные гидротермальные корки. В рудной залежи месторождения обнаружены многочисленные колломорфные текстуры [Шадлун, 1942]. Отложения колломорфных сульфидов в колчеданной залежи образуют небольшие прослои, линзовидные «конкреции», тонкие обрастания вокруг рудокластов, труб черных курильщиков, тел пригидротермальных организмов. Главными минералами колломорфных обрастаний являются пирит и марказит. Гораздо реже встречаются полиминеральные корки, как правило, характеризующиеся псевдоморфными взаимоотношениями минералов. Типичная донная гидротермальная корка, сложенная в основном колломорфным пиритом, имеет ритмично-слоистое строение: верхний слой сложен ламинарным или почковидным колломорфным пиритом, нижний — «кружевными» агрегатами фрамбоидального пирита. Слои ламинарного колломорфного пирита нередко замещены фрамбоидальным пиритом, особенно в пониженных участках «рельефа» в интерстициях между почковидными выступами с формированием поперечных зон псевдоморфных слоистых агрегатов. Нередко прослои фрамбоидального пирита имеют ритмичное строение в пределах слоя ламинарного пирита. Нижняя граница прослоев фрамбоидального пирита резкая, верхняя — постепенная с нарастанием радиально-лучистых агрегатов шестоватого марказита. Очевидно, фрамбоиды не только развивались по исходному субстрату — предшественнику ламинарного пирита, но и периодически обрастали последним. Шестоватые кристаллы марказита имеют ступенчатое строение — каждая ступень фиксирует поверхность слоя ламинарного пирита. Такие ступени — характерная черта карбонатных строматолитов. Они свидетельствуют об одновременном росте кристаллов марказита со слоями колломорфного пирита. В нижней части каждого ритма «перепончатые» стенки «кружевных» агрегатов фрамбоидального пирита крустифицированы кристаллами сфалерита или кристаллами пирита-2 и марказита. Оставшиеся полости заполнены кварцем. Степень преобразования колломорфного и фрамбоидального пирита, а также количество и размеры крупных кристаллов сульфидов и их агрегатов обычно нарастают к самой нижней части каждого из ритмов сульфидной корки.

В верхней части нижнего слоя в сульфидных кристаллах и их агрегатах пирита-2 и марказита-2 встречаются реликтовые включения фрамбоидального пирита. В самой нижней части слоя таких агрегатов фрамбоидальный пирит исчезает. Его место полностью занимают грубозональные кристаллы субгедральных пирита-2 и марказита. Сфалерит-2 и халькопирит в нижней части каждого ритма замещают агрегаты пирита-2 и марказита-2. Кристаллы сфалерита-1 обычно несут признаки замещения агрегатами сфалерита-2, образующими типичные полисинтетические двойники [Масленников, 2006].

В целом, процессы литогенеза гидротермальных сульфидных корок являются началом сложной цепочки событий литогенеза различных рудных фаций колчеданных месторождений. Самым сложным и в то же время характерным примером комплексного донного гидротермального литогенеза являются гидротермальные трубы черных палеокурильщиков. Анализ строения колломорфных сульфидных корок позволяет предложить следующую модель литогенеза: 1) гидротермально-осадочное отложение сульфидного материала; 2) раннедиагенетическое «созревание» каждого из ритмов с формированием фрамбоидального пирита и шестоватого, иногда радиальнолучистого марказита-1 и формирование крустификаций сфалерита-1; 3) позднедиагенетическое преобразование фрамбоидального и колломорфного пирита с формированием кристаллически-зернистых агрегатов марказита-2 и пирита-2; 4) частичное замещение марказита и пирита-2 сфалеритом-2 и халькопиритом. На стадии катагенеза в основном, вероятно, продолжалась раскристаллизация агрегатов, происходило замещение сульфидов нерудными минералами в уже литифицированном осадке [Масленников, 2006].

В рудах месторождения обнаружены многочисленные фрагменты *труб палеокурильщиков*, среди которых выделяются медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные и барит-колчеданно-полиметаллические минеральные ряды [Масленников и др., 1996, Масленников, 1999, 2006; Масленникова, Масленников, 2007; Herrington et al., 1998; Maslennikov et al., 2006, 2009, 2013] (рис. 7.5.4).

В начале медноколчеданного ряда находятся пирит-халькопиритовые трубы (рис. 7.5.5). Этот тип труб характеризуется наиболее простым строением: оболочка (зона А) образована ламинарным и почковидным колломорфным пиритом-1с, который по направлению к внутренней части последовательно переходит в апопирротиновый пирит-1, ангедральный и субгедральный зернистый пирит-2, и, наконец, в эвгедральный пирит-3. Канал трубы (зона В) заполнен крупнозернистым халькопиритом. В осевой части трубы (зона С) встречаются редкие тонкие прослои сфалерита и включения эвгедрального пирита. К концу медно-колчеданного ряда в оболочках и каналах труб нарастает количество марказита и кварца и уменьшается количество халькопирита, теллуриды Co, Fe, Bi, Pb, Ag сменяются блеклыми рудами, иногда борнитом. Аналогичная последовательность наблюдается в медно-цинково-колчеданном ряду труб, в котором по мере нарастания в трубах количе-



Рис. 7.5.4. Поперечное сечение труб палеокурильщиков Яман-Касинского месторождения: а-в — медноколчеданный ряд; г-е — медно-цинково-колчеданный ряд. Полированные образцы (масштаб линейки 1 см).

ства сфалерита, кварца и барита арсенидная (лёллингит, кобальтин) и теллуридная минерализация (сильванит, теллуровисмутит, алтаит, гессит, штютцит, волинскит) сменяются золото-галенит-теннантитовой. Считается, что в каждом ряду труб нарастает степень взаимодействия морской воды с гидротермальными флюидами, обеспечивая снижение температуры минералообразования и увеличение окисленности минералообразующих растворов [Масленникова, Масленников, 2007].

В целом, в гидротермальных трубах Яман-Касинского месторождения теллуриды и самородный теллур являются доминирующими акцессорными минералами. Характерная особенность теллуридов — значительные вариации состава, обусловленные аномально высокими физико-химическими градиентами минералообразования. На месторождении выделены ряды гессит-штютцит, теннантит-голдфилдит. Показаны значительные вариации в составе кервелита. Установлен новый минерал — $(\text{Cu,Ag})_2\text{TeS}_3$, требующий дальнейшего изучения и утверждения [Maslennikov et al., 2013].

Донные гидротермальные биоморфные фации, в отличие от труб палеокурильщиков, обеднены акцессорными минералами. Обычно оболочка вестиментифер, полихет, моноплакофор и брахиопод покрыта колломорфным и фрамбоидальным пиритом, а полости выполнены субгедральным пиритом-2, марказитом, кварцем, баритом и реже халькопиритом.

Особый интерес представляют обломочные руды, представленные как сульфидными брекчиями, так и сульфидными турбидитами и халькопиритовыми продуктами их диагенетического преобразования. Сульфидные брекчии характеризуются хорошей сохранностью. В них присутствуют

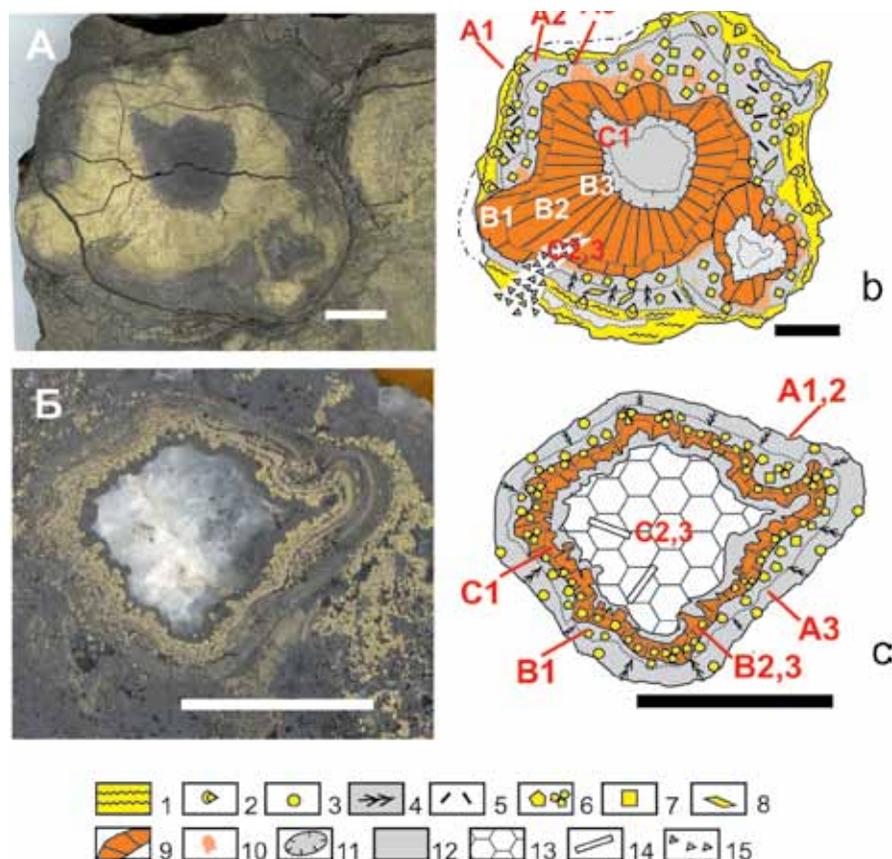


Рис. 7.5.5. Поперечное сечение труб: А — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые и В — халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовая труба. А, В, С — зоны и субзоны (А1, А2, А3...), Яман-Касинское месторождение: 1 — коллоидный ламинарный пирит; 2 — коллоидный почковидный пирит; 3 — коллоидный гроздьевидный пирит; 4 — дендритовидный пирит; 5 — псевдоморфозы пирита по пирротину; 6 — пирит ангедральный массивный к субгедральному; 7 — эвгедральный пирит; 8 — параморфозы пирита по марказиту; 9 — гранулированный кристаллический субгедральный халькопирит; 10 — псевдоморфный халькопирит (псевдоморфозы после первичных сульфидов); 11 — кристаллические слои субгедрального халькопирита в сфалерите; 12 — сфалерит; 13 — кварц; 14 — барит; 15 — брекчирование. Полированные образцы (длина линейки 1 см).

фрагменты корок, труб и оруденелой фауны, сложенные коллоидным пиритом-1с, апопиротиновым пиритом-1ар, фрамбоидальным пиритом-1ф, халькопиритом-1сh, изокубанитом, сфалеритом-1сh и -1st, и другими разновидностями сульфидов, характерными для донных гидротермальных, гидротермально-биогенных и гидротермально-преобразованных рудных фаций.

7.5.4. Минералого-геохимическая зональность труб. В предыдущих работах нами дана детальная минералого-геохимическая характеристика разнообразных по форме и минеральному составу гидротермальных труб,

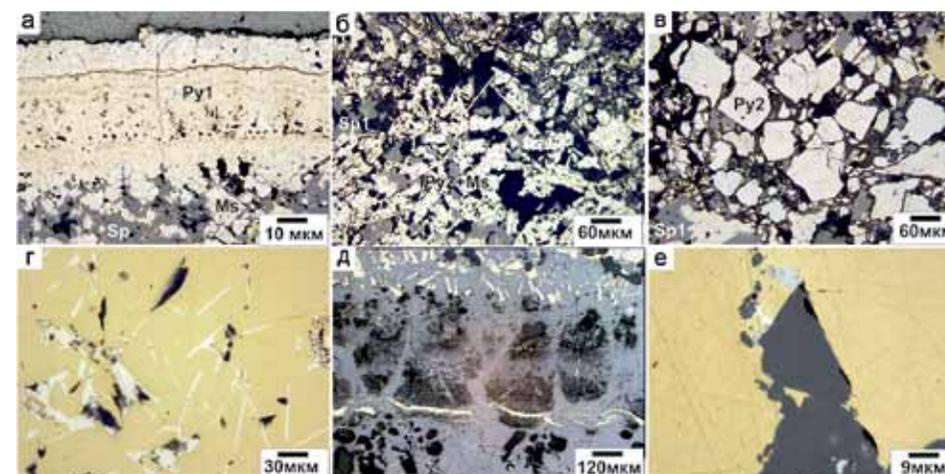


Рис. 7.5.6. Марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовая труба, Яман-Касинское месторождение (обр. У-2001-43а): а — коллоидный пирит (Py1) внешней оболочки (подзона А1); б — кристаллы таблитчатого пирротина, замещенного на марказит (Ms), кварц и сфалерит (Sp1) (подзона А2); в — субгедральные кристаллы пирита (Py2) (подзона А3); г — кристаллы теллуросмута в халькопирите (подзона В1); д — кристаллы халькопирита в реликтовом коллоидном сфалерите (подзона В3–С1); е — включения алтаита (белое) в халькопирите (желтое) и галенита (светло-голубое) в сфалерите (темно-серое) (подзона В3–С1). Py1 коллоидный и Py2+Ms — апопиротиновый пирит, Py3 — эвгедральный пирит, Sp — сфалерит, Ms — марказит. Отраженный свет.

обнаруженных сульфидных брекчиях и *in situ* в рудной залежи месторождения Яман-Касы [Масленникова, Масленников, 2007]. Анализ состава и строения более 500 образцов труб позволяет выделить две наиболее распространенные разновидности труб: марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые и халькопирит±барит-кварц-пирит-сфалеритовые (рис. 7.5.5). Ранее предполагалось, что первая разновидность является аналогом серых курильщиков, а вторая — белых [Maslennikov et al., 2009].

Медно-цинково-колчеданные или марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы характеризуются широким развитием халькопирита и в меньшей степени сфалерита как в марказит-пиритовых оболочках труб, так и в каналах.

Зона А. Наружная часть (А1) оболочки обычно представлена ламинарным коллоидным пиритом, переходящим в почковидные агрегаты того же состава, но частично замещенные зернистым марказитом (рис. 7.5.6а). В интерстициях почковидных агрегатов встречаются кристаллы халькопирит-изокубанитового состава, обросшие сфалеритом и кварцем. В подзоне А2 наблюдаются редкие псевдоморфозы марказита и пирита по кристаллам пирротина (рис. 7.5.6б). По мере приближения к внутренней части трубы появляется сфалерит, частично заместивший марказит-пиритовые агрегаты (рис. 7.5.6в). Во внутренней части оболочки трубы (А3) псевдоморфный халькопирит и сфалерит цементируют реликтовые фрагменты тонкозерни-

стого марказита и обильные эвгдральные кристаллы пирита и кварца. Ближе к халькопиритовой зоне диаметр эвгдральных кристаллов пирита так же, как и в первом типе труб предыдущего ряда, возрастает до 100 мкм.

Зона В. Самый первый мелкозернистый слой халькопиритовой крустификации внутренней стенки (В1) обычно содержит рассеянные гексаэдры пирита и тонкую вкрапленность алтаита. Мощный средний слой (В2) сложен крупными копьевидными кристаллами халькопирита. На границе этих слоев нередко встречаются тонкие цепочки кристаллов теллурувисмутита (рис. 7.5.6г). В центральной части халькопиритовой крустификации какие-либо акцессорные минералы отсутствуют. Теллурувисмутит, иногда в ассоциации с алтаитом, сиванитом, штюцит-гесситом и галенитом, появляется во внутренней части (В3) наиболее узких сегментов халькопиритового слоя. В некоторых трубах друзовые халькопирит, сфалерит и кварц содержат чечевицеобразные кристаллы теллуруового кобальтового леллингита в ассоциации с алтаитом, галенитом и теллуруовисмутитом [Масленникова, Масленников, 2003].

Зона С. Осевой канал трубы обычно заполнены шестоватыми или почковидными агрегатами халькопирита, обросшими крустификационным сфалеритом (рис. 7.5.6д, е). В сфалерите наблюдается тонкая эмульсия халькопирита. Рассеянная вкрапленность леллингита иногда встречается в сфалерите и в кварце вблизи кристаллов халькопирита. По мере продвижения к центру канала теллуридно-сульфоарсенидная минерализация сменяется вкрапленностью галенита и теннангита. Кварц в этом типе, по сравнению с последующими разновидностями медно-цинково-колчеданных труб, встречается в небольших количествах.

Отличительной особенностью трубы является появление в оболочке и в осевой части трубы не только халькопирита, но и сфалерита. Оболочка трубы сложена колломорфным ламинарным и почковидным пиритом, частично замещенным марказитом. Во внутренней части оболочки встречаются псевдоморфозы марказита и пирита по пирротину. Интерстиции между марказитовыми агрегатами инкрустированы друзовыми агрегатами халькопирита, изокубанита и сфалерита. На границе с халькопиритовой стенкой появляются многочисленные кристаллы эвгдрального пирита и включения сфалерита. В крупнозернистом халькопирите наблюдаются многочисленные кристаллы теллуруовисмутита. Осевая часть канала заполнена копьевидными кристаллами халькопирита, сцементированными сфалеритом. Методом ЛА-ИСП-МС в поперечном сечении трубы выявляется следующая геохимическая зональность (рис. 7.5.7).

Колломорфный пирит *зоны А* обогащен почти всеми элементами-примесями, за исключением Вi. Особенно отчетливо проявлены аномалии Mn (247–355 г/т), Ni (до 18 г/т), Pb (0.2–0.6 мас. %) и Co (165–917 г/т) (табл. 7.5.1). Содержания As возрастают в эвгдральном пирите во внутреннем слое оболочки трубы.

На границе с первым, тонкозернистым, и вторым, крупнозернистым, слоями халькопирита выявлены аномалии Те и Вi, связанные с включениями теллуруовисмутита. Крупнозернистый халькопирит отличается минимальными содержаниями всех изученных элементов-примесей, за исключением Se (87–118 г/т). В подзоне В3 в халькопирите вновь возрастают содержания Те и Вi за счет появления микровключений теллуруовисмутита.

Таблица 7.5.1

Химический состав сульфидов марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, Яман-Касинское месторождение, обр. Y-SV-91. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	6	1.1	265	45.4	193	7.8	0.1	0.4	1270	6.0	3.6	108
		σ	0.5	82	0.3	360	6.1	0.1	0.2	605	5.6	0.7	89
Py2	A	7	0.8	11	45.7	167	0.7	0.1	0.3	1774	7.4	1.3	21
		σ	0.7	7.2	0.6	213	0.4	0.1	0.5	1311	10	1.3	13
Py3	B	4	0.4	56	44.1	99	4.3	1.3	0.5	2997	31	2.3	30
		σ	0.4	101	1.8	55	6.3	2.2	0.6	3546	47	2.7	42
Chp	A	6	3.8	4.2	30.5	307	2.0	33.5	0.1	611	30	20	101
		σ	8.8	2.5	4.5	666	1.9	4.8	0.0	1282	23	31	165
Chp	B	22	0.1	4.6	30.5	8.1	0.8	34.1	0.1	68	79	3.4	87
		σ	0.1	11	1.1	21	0.8	1.1	0.2	138	29	12	345
Chp	C	14	1.8	17	29.9	34	8.7	32.0	0.9	601	48	95	390
		σ	1.9	17	2.2	70	7.1	2.4	2.5	639	37	269	671
Sph	A	8	0.4	24	4.9	17	0.5	3.5	56.5	366	5.2	0.2	27
		σ	0.5	6.6	2.0	14	0.6	0.9	3.8	273	3.4	0.2	11
Sph	B	3	0.1	3.0	0.0	3.1	0.9	0.0	66.6	2.9	15.2	0.4	7.6
		σ	0.1	2.2	0.1	3.9	0.8	0.0	0.2	0.3	16.4	0.5	2.4
Sph	C	20	0.1	72	1.8	35	0.8	1.3	62.8	2862	3.6	0.2	30
		σ	0.1	41	0.7	20	0.6	0.6	1.7	1997	1.5	0.2	18
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	6	12	2.2	470	811	5.1	0.5	36	4.6	3439	0.4	0.016
		σ	4.5	1.1	525	976	4.5	0.8	33	1.4	2028	0.6	0.020
Py2	A	7	10	0.6	42	289	9.0	2.9	4.8	7.1	1121	0.1	0.003
		σ	13	0.5	31	455	11	3.5	4.8	10	794	0.2	0.003
Py3	B	4	16	4.7	153	465	28	0.3	14	5.8	1242	229	0.004
		σ	14	4.5	277	430	49	0.5	23	4.7	2085	428	0.004
Chp	A	6	4.9	9.1	108	3849	25	0.6	21	1.7	1123	3074	0.011
		σ	2.3	2.2	135	7282	39	0.7	36	2.6	1226	7520	0.012
Chp	B	22	3.4	13	57	1586	3.5	0.7	31	0.4	502	719	0.010
		σ	3.2	10	219	2752	8.0	2.9	132	1.1	998	1401	0.010
Chp	C	14	29	32	510	10911	21	4.7	238	1.9	5954	3136	0.037
		σ	70	44	517	17275	35	5.3	237	2.7	6349	11191	0.029
Sph	A	8	1392	50	351	71	29	0.3	2.5	1.7	323	0.3	0.072
		σ	156	69	446	52	48	0.5	1.5	1.9	79	0.3	0.188
Sph	B	3	4218	54	6	1.7	0.3	0.04	0.1	0.0	18	1.9	0.016
		σ	2061	17	1	1.9	0.3	0.06	0.1	0.0	23	0.5	0.007
Sph	C	20	1671	18	632	38	0.9	0.2	7.8	2.8	3326	3.0	0.007
		6	622	10	546	41	1.7	0.3	5.4	2.8	2816	5.7	0.004

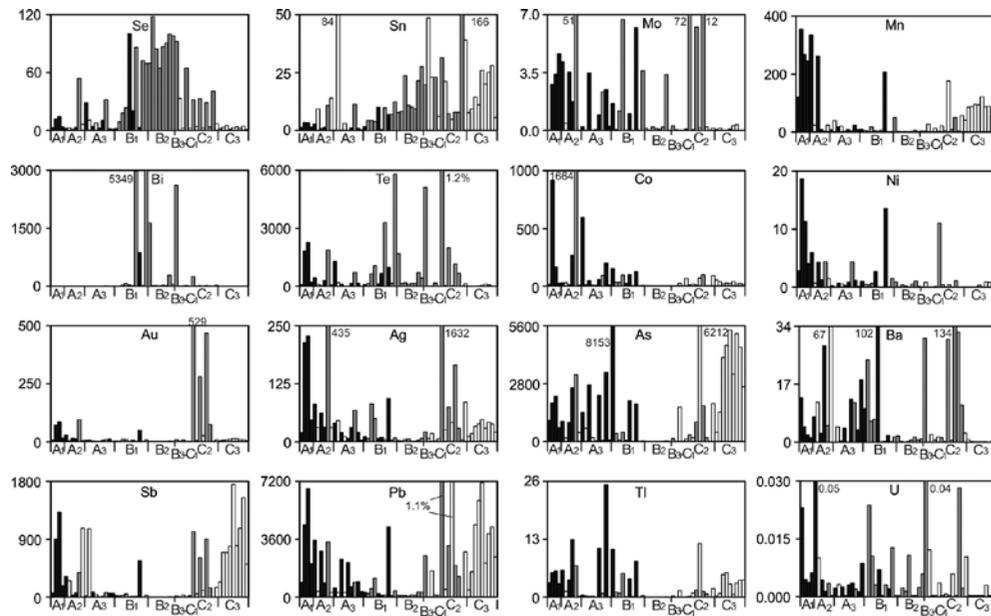


Рис. 7.5.7. Распределение химических элементов (г/т) в стенке марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Яман-Касинское месторождение, обр. ЯК-2001-43а.

В зоне С в первом халькопирит-сфалеритовом слое меняется спектр элементов-примесей. В копьевидных кристаллах и массивных прослоях халькопирита резко снижаются содержания Se и Bi с появлением Au (199–654 г/т), Ag (687–2159 г/т), Mo (41–82 г/т), Pb (1–2 мас. %). Количество Te постепенно снижается по направлению к оси канала. В этом же направлении в сфалерите нарастают содержания As (0.2–0.5 мас. %), Sb (500–1751 г/т) и Tl (3–5 г/т), по-видимому, связанные с появлением микровключений сульфосолей. Содержания Mn (55–122 г/т) в сфалерите осевой части канала гораздо выше, чем в сфалерите из других зон.

Стенка трубы характеризуется отчетливой химической зональностью (рис. 7.5.7). В колломорфном пирите оболочки трубы концентрируются элементы низкотемпературной (Mn, Ni, Pb) ассоциаций иногда с Ag и Co. В пирите внутренней части оболочки трубы участками неожиданно больше Tl и As. Вероятно, они связаны с реликтами раннего колломорфного пирита. В халькопирите традиционно выше содержания Se и Sn. Позиция высоких содержаний Te традиционно совпадает с приграничными подзонами халькопиритовой крустификации, где распространены теллуриды. В подзоне B2 теллуридов нет. Максимальные содержания As сосредоточены в сфалерите осевой части трубы, где встречаются арсениды и блеклые руды.

Барит-колчеданно-полиметаллические или халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовые трубы отличаются от предыдущего типа преобладанием сфалерита над всеми другими минералами, уменьшением

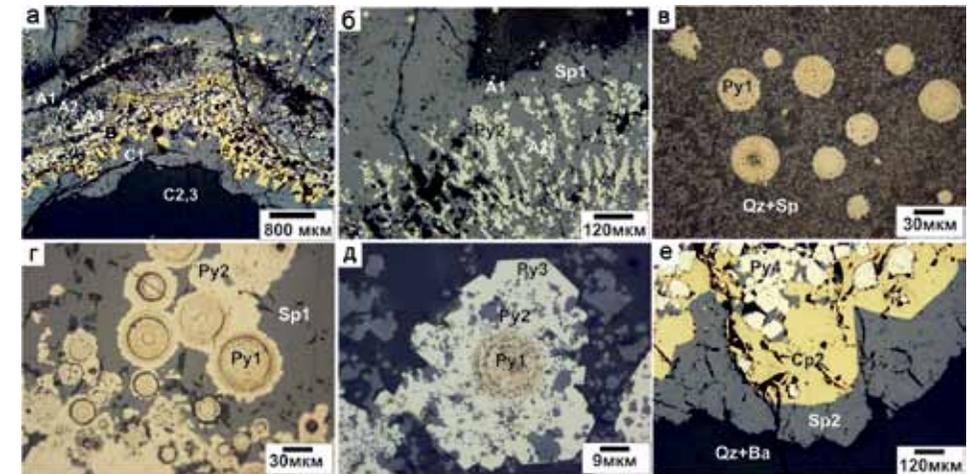


Рис. 7.5.8. Халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовая труба, Яман-Касинское месторождение (обр. Y-SV-91): а — сфалерит-пиритовая внешняя оболочка — подзоны A1, A2, A3 и внутренний канал — зоны В и С, заполненный кварцем и баритом (темное); б — сфалерит (Sp1) и дендритовидный пирит внешней оболочки, подзоны A1 и A2; в — глобулы колломорфного пирита (Py1) в тонкозернистом кварце (Qz+Sp), подзона A1; г — то же, но в сфалерите, подзона A2; д — эвгедральный кристалл пирита (Py3) с пиритовым глобулем (Py1) в ядре, подзона A3; е — эвгедральный пирит (Py4) в халькопирите (Cp2), зона В, сфалерит (Sp2) субзоны C1, кварц и барит (Qz+Ba) подзон C2 и C3. Отраженный свет.

количества халькопирита, пирита и марказита и бедным спектром акцессорной минерализации (рис. 7.5.8а и см.рис. 7.5.5).

Зона А. Наружный слой оболочки труб (A1) сложен либо массивным марказитом (рис. 7.5.8б), содержащим глобулы фрамбоидального пирита, либо опаловидным кварцем и сфалеритом, в которых рассеяны глобулы колломорфного пирита (рис. 7.5.8в,г). Оболочка некоторых труб почти полностью сложена сфалеритом и не содержит пирита и марказита. Во внутренней части оболочки (A2) среди кварца и сфалерита встречаются одиночные зерна галенита, дендритовидные агрегаты марказита или мелкие кристаллы эвгедрального пирита, обычно содержащие ядра колломорфного глобулярного пирита и пойкилиты сфалерита (рис. 7.5.8д).

Зона В. Внутренняя стенка труб обычно крустифицирована маломощным слоем мелкозернистого халькопирита или несколькими прерывистыми тонкими слоями сфалерита, пирита и халькопирита. В некоторых трубках халькопирит почти отсутствует. Эвгедральный пирит, иногда в ассоциации с марказитом и сфалеритом, обычно рассеян по всему слою. Тонкая вкрапленность алтаита является крайне редкой или отсутствует. В некоторых трубках ее место занимают срастания галенита, ковеллина, энаргита, кварца, золота и эвгедрального пирита. В других трубках вкрапленность акцессорных минералов в халькопирите обнаружить не удалось.

Зона С. Осевые каналы труб заполнены марказит-сфалеритовыми, халькопирит-марказит-сфалерит-кварцевыми или сфалерит-барит-кварцевыми

Таблица 7.5.2

Химический состав сульфидов
халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовой трубы,
Яман-Касинское месторождение, обр. Y-SV-91и.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py-Ic	A1	4	0.0	15	42.7	0.4	6.5	0.3	0.8	7036	2.2	18.9	4445
		σ	0.0	3.4	1.7	0.5	3.3	0.1	1.0	9930	2.4	13.0	3750
Py	A	9	0.8	22	43.5	1.5	4.4	0.0	1.7	8604	3.3	17.9	1215
		σ	0.7	19	1.9	1.3	4.0	0.1	1.9	5562	3.4	15.9	1001
Py3	B	14	0.2	1.7	44.9	0.1	0.3	0.1	0.5	8964	6.7	0.6	214
		σ	0.6	2.3	1.0	0.2	0.4	0.1	0.8	5516	1.7	1.0	299
Chp	B2	11	0.2	2.9	31.0	0.3	0.06	32.4	1.4	278	7.5	7.2	48
		σ	0.2	4.0	1.7	0.9	0.10	1.9	1.8	381	3.3	15.0	66
Shp	A	10	0.1	41	2.1	0.08	0.11	0.7	63.3	2093	1.2	0.3	211
		σ	0.2	14	1.0	0.15	0.15	0.4	1.4	1774	0.6	0.46	100
Shp	B	4	0.2	40	1.8	0.03	0.26	0.7	63.6	2693	4.2	0.52	223
		σ	0.2	9.0	0.4	0.02	0.47	0.4	1.2	1616	1.9	0.46	143
Shp	C	3	0.0	34	1.7	0.02	0.02	1.3	62.0	7185	1.1	0.28	524
		σ	0.0	5.8	0.2	0.01	0.02	0.1	0.1	1230	0.9	0.29	96
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py-Ic	A1	4	40	1.0	416	3302	1.6	0.3	3.1	11	11480	16	0.001
		σ	42	0.7	391	2624	1.4	0.3	1.8	13	12780	16	0.000
Py	A	9	94	1.2	102	1497	0.8	0.06	0.3	20	725	3.9	0.008
		σ	132	0.7	60	683	0.8	0.09	0.2	22	685	3.5	0.008
Py3	B	14	40	5.5	24	838	1.0	0.05	0.2	0.08	249	0.4	0.002
		σ	77	8.2	25	560	1.1	0.14	0.12	0.10	509	0.3	0.002
Chp	B2	11	120	49	117	73	2.3	0.05	0.11	0.20	139	0.21	0.003
		σ	136	25	137	73	2.6	0.11	0.21	0.23	146	0.24	0.004
Shp	A	10	3964	9.2	732	52	0.2	1.1	0.05	0.22	399	0.28	0.001
		σ	720	11	278	54	0.3	1.1	0.06	0.26	510	0.38	0.001
Shp	B	4	3824	15	1675	20	1.0	0.8	0.06	0.05	169	0.11	0.005
		σ	956	23	1160	23	0.6	1.0	0.05	0.03	110	0.06	0.004
Shp	C	3	5262	13	3331	11	0.1	4.3	0.07	0.04	503	0.20	0.002
		σ	261	15	328	14	0.0	3.4	0.06	0.02	74	0.17	0.001

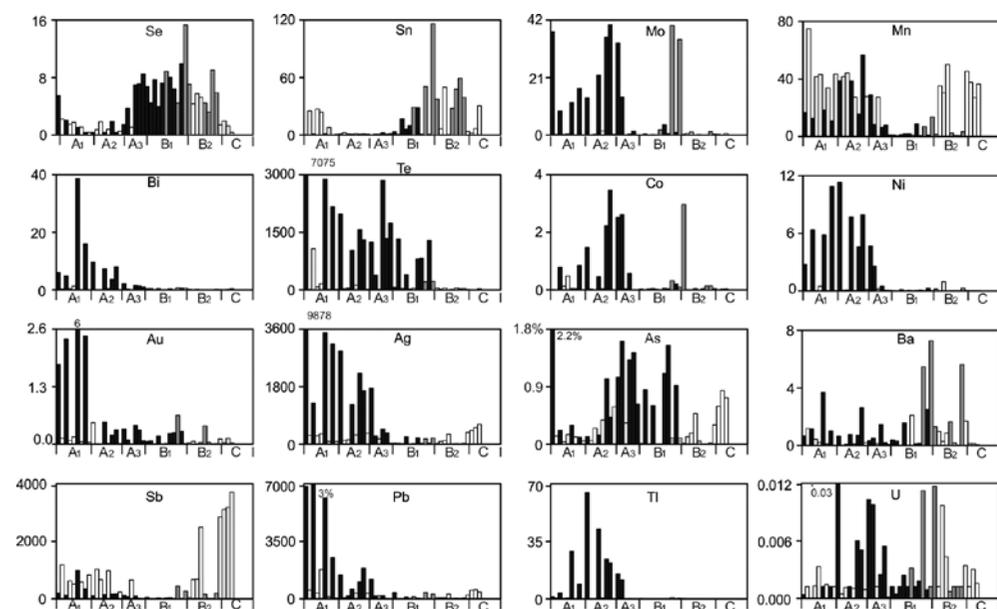


Рис. 7.5.9. Распределение химических элементов в стенке халькопирит-барит- кварц-марказит-пирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Яман-Касинское месторождение, обр. Y-SV-91.

агрегатами (рис. 7.5.8e). Марказит представлен радиально-лучистыми сферами. В прослоях сфалерита обнаружена мелкая вкрапленность галенита и теннанита и редкие включения борнита и магнетита. В целом, трубы, богатые кварцем и баритом, характеризуются скудной аксессуарной минерализацией. По минеральному составу они напоминают сфалеритовые разновидности труб белых [Halbach et al., 2003] или бесцветных [Maslennikov et al., 2017] курильщиков.

Глобулярный колломорфный пирит характеризуется повышенными содержаниями большинства изученных элементов-примесей. Однако содержания некоторых из них оказались не такими высокими (Mn, Ni), как в колломорфном пирите предыдущего минерального типа труб (табл. 7.5.2). Другие типовые микроэлементы, напротив, отличаются значительными количествами: Pb (0.6–3 мас. %), As (0.2–2 мас. %), Ag (0.1–1 мас. %), Tl (4–65 г/т). В наружном слое наблюдаются пики с максимумами содержаний Bi (16–39 г/т), Mo (34–40 г/т) и Co (до 3.5 г/т) (рис. 7.5.9).

По направлению внутрь халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовой трубы содержания элементов низкотемпературной и гидrogenной ассоциаций уменьшаются. Во внутренней части оболочки труб. В зоне B в эвгедральном пирите возрастают содержания Co, Se и As. Содержания Se в халькопиритовом слое минимальные, содержания Sn, напротив, достигают 110 г/т. В сфалерите осевой части канала трубы содержания Sb, As и U выше, чем в оболочке (рис. 7.5.9).

Таблица 7.5.3

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность халькопирит-барит-кварц-марказит-пирит-сфалеритовой трубы Яман-Касинского месторождения, обр Y-SV-91

Минерал	Зоны	n	ЛКК												
			Pb	Au	Bi	Ag	Ni	Te	Mo	Tl	Hg	Ba	Fe	As	Co
Py-1	A1	4	10	8.6	8.0	6.6	4.9	4.6	3.1	2.6	1.8	1.5	1.5	1.3	1.1
			Tl	Co	Ni	V	Mo	U	Te	Bi	Ag	As	Fe	Mn	Ti
Py2	A	9	4.8	3.8	3.3	3.2	3.0	2.5	2.1	1.9	1.8	1.6	1.5	1.3	1.2
			As	Fe	Se	Ti	Te								
Py3	B	14	1.7	1.6	1.5	1.3	1.2								
			Cu	Sn	Ba	Se	Ti	Mo	U	Fe					
Chp	B2	11	4.8	3.3	2.1	1.7	1.4	1.2	1.1	1.1					
			Zn	Cd	Mn	W	Hg	Sb							
Shp	A	10	3.1	3.0	2.3	2.0	1.6	1.4							
			Sb	Zn	Cd	Mn	Hg	U	W	Sn					
Shp	B	4	3.3	3.1	2.9	2.2	2.0	1.5	1.4	1.0					
			W	Sb	Cd	Zn	Mn	Hg	As						
Shp	C	3	7.9	6.5	3.9	3.1	1.9	1.8	1.4						

Расчет рядов локальных коэффициентов концентрации количественно подчеркивает выявлению химическую зональность трубы (табл. 7.5.3). В глобулярном пирите наружной части оболочки трубы концентрируются не только элементы низкотемпературной (Pb, Tl) и гидрогенной (Mo, Ni) ассоциации, такие и Ni, но и широкий спектр других элементов (Au, Ag, Bi, Te), обычно концентрирующихся при более высокой температуре. Во внутренней части оболочки в пирите нарастает роль Co, Se, As. Халькопирит в зоне В имеет оловянную специализацию. Во всех разновидностях сфалерита вне позиции доминируют элементы изоморфной ассоциации. Лишь в осевой части трубы в сфалерите нарастает роль W.

7.5.5. Второстепенные и редкие минералы. К второстепенным минералам отнесены галенит и блеклые руды, широко представленные в трубах богатых сфалеритом. В идеальном случае в пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовой трубе галенит, теннантит и тетраэдрит главным образом сосредоточены в оболочке и в осевых каналах в ассоциации со сфалеритом.

Максимальные количества галенита наблюдаются в барит-пирит-халькопирит-сфалеритовых и кварц-пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах месторождения, где галенит присутствует в ассоциации с самород-

ным теллуридом, алтаитом, вольтинским. Почти на всех месторождениях значительная часть галенита концентрируется в сфалерите осевых частей каналов и гораздо реже в оболочке труб. В большинстве случаев состав галенита близок к стехиометрическому. По данным микрорентгеноспектрального анализа, в некоторых зернах наблюдаются повышенные содержания Ag, Te, иногда Bi.

В трубах месторождения распространен теннантит, который встречается в сфалерите оболочки и в осевых частях каналов сульфидных труб. Зерна переменного состава с повышенными содержаниями Zn (до 14 мас. %) можно отнести к Zn-теннантит-тетраэдритовому ряду. Редкими являются находки тетраэдрита руд в халькопирите халькопирит-пирит-кварцевых труб. В кварце осевой части крустификации кварц-пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовых труб выявлены теллуросодержащие блеклые руды (Te до 32 мас. %), среди которых наиболее ярким представителем является теллуристый *голдфилдит* $Cu_{10}Te_4S_{13}$ [Масленников, 1999] (рис. 7.5.10а). В минерале не обнаружены Pb и Bi, но присутствует Hg (до 0.54 мас. %) [Масленникова, Масленников, 2007].

Теллуриды и сульфоарсениды локализируются в халькопиритовых крустификациях (зона В) внутренних стенок труб, богатых халькопиритом. В состав аксессуарных минералов палеогидротермальных труб, помимо теллуридов Ag, Au, Fe, Hg, Pb, Bi, Co (сильванит, гессит, штютцит, эмпрессит, петцит, теллуrowисмутит, алтаит, вольтинскит, колорадоит), входят сульфоарсениды (леллингит, кобальтин), сульфиды (борнит), самородный теллур и самородное золото (рис. 7.5.10). В трубах с маломощной халькопиритовой зоной аксессуарные минералы рассеяны по всему пространству или концентрируются во внутреннем друзовом слое на границе со сфалеритом. Теллуриды и сульфоарсениды в последнем случае нарастали на поверхность кристаллов халькопирита.

Фробергит ($FeTe_2$) и *фробергит кобальтсодержащий* ($Fe_{0.7}Co_{0.3}Te_2$) встречены в виде обильных извилистых выделений в халькопирите медно-колчеданных труб (рис. 7.5.10г). Фробергит обычно ассоциирует с сильванитом. Гораздо реже мелкие округлые включения фробергита встречаются в крупнозернистом халькопирите пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых труб. Минерал отличается от других теллуридов сиреневато-розовым оттенком белого цвета и заметной анизотропией. В большинстве случаев состав фробергита близок к идеальному. Наиболее крупные зерна минерала анализировались с применением метода ЛА-ИСП-МС, который не выявил повышенных концентраций элементов-примесей.

В кварц-марказит-халькопирит-пиритовых трубах обнаружена кобальтсодержащая разновидность фробергита в ассоциации с колорадоитом, алтаитом и теллуrowисмутитом. Она является промежуточным членом изоморфного ряда фробергит-маттагамит за счет высоких содержаний кобальта (до 6 мас. % и более) [Масленникова, Масленников, 2003]. Однако, в отличие от маттагамита, имеющего формулу $(Co_{0.54}Fe_{0.37})Te_2$ [Бронштедт-Куплетская, 1974], содержание железа в обнаруженном минерале преобладает над содержанием кобальта.

В кобальтовом фробергите отмечается примесь Cu и Se (до 0.96 и 0.31 мас. %, соответственно). Примесь Cu может быть обусловлена вторичным возбуждением электронами находящегося рядом халькопирита. Присутствие Se свидетельствует о принадлежности выявленной фазы к изоморфным рядам фробергит–ферроселит (FeSe_2) и фробергит–хастит (CoSe_2).

Это первая находка фробергита в рудах колчеданных месторождений Урала. Ранее фробергит на Урале был найден на золоторудных месторождениях, где он встречается в ассоциации с разнообразными теллуридами, включая теллуровисмутит, алтаит, колорадоит, тетрадимит и гессит [Минералогия..., 1991].

Сильванит (AgAuTe_4) обнаружен в виде изометричных белых с кремовым оттенком включений в крустификационном халькопирите сульфидных труб из месторождений Яман-Касы (рис. 7.5.10д) и Валенторское. В наиболее крупных из них (до 30 мкм) наблюдаются полисинтетические двойники, анизотропия и контрастное двуотражение.

На Яман-Касинском месторождении сильванит наиболее распространен в марказит-пирит-халькопиритовых и кварц-марказит-пирит-халькопирит-сфалеритовых трубах. Зернистые выделения сильванита чаще всего встречаются в мелкозернистом халькопирите первого слоя крустификации внутренней стенки трубы в ассоциации с фробергитом, теллуровисмутитом и теллуридами серебра. В ряде случаев сильванит наблюдается в составе халькопиритовых почек в сфалерите осевого канала колчеданно-полиметаллических труб. Обнаружены признаки замещения сильванита теллуrowыми и мышьяковыми сульфосолями серебра.

Из публикаций известно, что теоретическая формула не вполне точно согласуется с данными химических анализов природного сильванита: содержание золота обычно несколько превышает атомные отношения теоретической формулы [Безсмертная и др., 1969]. Это наблюдение, казалось бы, подтверждается на примере нескольких анализов сильванита из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы. Однако в других зернах среднее содержание золота даже меньше теоретического при повышенных количествах Te и Ag. В ряде случаев отмечается присутствие Hg (до 0.63 мас. %). По данным лазерной масс-спектрометрии, в сильваните содержатся в незначительных количествах (менее 0.01 %) Co, Ni, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Bi, Pb, Tl.

Теллуровисмутит (Bi_2Te_3) — типичный минерал труб, богатых крупнозернистым халькопиритом как на Яман-Касинском, так и на Валенторском месторождениях. В массивных колчеданных рудах уральских колчеданных месторождений он также преимущественно ассоциирует с гидротермальным халькопиритом, реже — образует включения в пирите [Шадлун, 1961], иногда в ассоциации с пирротиновыми рудами (Сибайское месторождение). Минерал обладает четко выраженной тенденцией к идиоморфизму и хорошо узнается по выделениям с прямолинейными ограничениями.

Теллуровисмутит, обнаруженный в палеогидротермальных трубах месторождения Яман-Касы, чаще всего встречается обособленно от других теллуридов в крупнозернистом халькопирите вдоль границы с внешним мелкозернистым первым пирит-халькопиритовым слоем (рис. 7.5.10г). В некоторых трубах обильные выделения минерала обнаружены на границе халькопиритовой крустификации и сфалеритового заполнения осевого канала. В кварц-марказит-халькопирит-пиритовых трубах отмечается ассоциация теллуровисмутита с фробергитом, колорадоитом и алтаитом. Минерал не встречается в трубах, богатых сфалеритом, галенитом, кварцем и баритом. В таких трубах его место иногда занимает вольтинскит (AgBiTe_2) или висмутсодержащий галенит, ассоциирующий с теллуrowым теннантитом.

В отличие от серусодержащих разновидностей, встречающихся в рудах месторождений уральского и баймакского типов, теллуровисмутит из яман-касинских труб не содержит S [Молошаг, Гуляева, 1989]. По сравнению с теоретическим составом, он характеризуется повышенным содержанием Te (до 52 мас. %) и пониженным — Bi (до 44 мас. %). При этом в составе минерала отмечены примеси Se и Sb. В теллуровисмутите кварц-марказит-халькопирит-пиритовой трубы обнаружены аномально высокие концентрации Sb (5.5–7.1 мас. %), вероятно, изоморфно замещающей Bi. Из справочных данных известно, что теллуровисмутит может содержать в своем составе в качестве примеси Sb до 15 мас. % [Безсмертная и др., 1969; Справочник-определитель, 1988]. Ранее сурьмянистая разновидность теллуrowисмутита была установлена И. Г. Магакьяном [1957] на Зодском золоторудном месторождении в Армении.

На Валенторском месторождении теллуровисмутит широко распространен в разных типах труб, иногда в ассоциации с галенитом и гесситом. В отличие от яман-касинских труб, в его составе, по данным микрозондового анализа, отмечается повышенное содержание Pb (до 8 мас. %). Это подтверждается данными ЛА–ИСП–МС-анализа, выявившими повышенные концентрации как Pb (до 5 мас. %), так и Se и Ag (до 0.5 мас. %). Очевидно, аномальные содержания теллуrowисмутита в валенторских трубах компенсируют отсутствие в них алтаита.

Алтаит (PbTe) относится к наиболее распространенным теллуридам колчеданных месторождений Урала. В трубах Яман-Касинского месторождения он встречается в халькопирите в виде мелких (2–3 мкм) рассеянных зерен белого цвета, выделяющихся высокой отражательной способностью (рис. 7.5.10е). В кварц-барит-марказит-пирит-халькопирит-сфалеритовых трубах обнаружены крупные послойные выделения минерала, достигающие по длинной оси 500 мкм.

В число ассоциирующих с алтаитом минералов входят галенит и разнообразные теллуриды, обнаруженные в палеогидротермальных трубах. Алтаит иногда замещает кристаллы кобальтина. Установлены признаки последовательного замещения алтаита гессит-штютцитом, самородным теллуrowом и галенитом. Выделения алтаита избегают ассоциации с самородным золо-

том. Как правило, при приближении к золотинам его место занимают галенит и самородный теллур.

Химический состав изученного алтаита наиболее близок теоретическому, за исключением повышенных содержаний теллура, характерных в целом для теллуридов Яман-Касинского месторождения. Однако в некоторых трубах, богатых сфалеритом, отмечаются наименьшие среди упомянутых разновидностей содержания Те (36.28–37.76 мас. %). Пониженные содержания Pb, вероятно, объясняются гетеровалентным изоморфизмом $Pb^{2+} \leftrightarrow Ag^{1+} + (Sb^{3+}, Bi^{3+}, As^3, Tl^{3+})$ [Иванов, 1996]. Высокие концентрации Ag и Bi (до 0.5 мас. %) в алтаите подтверждаются результатами ЛА–ИСП–МС. Как и в теллуровисмутите, в алтаите присутствует Sb, но в небольших концентрациях.

Волинскит ($AgBiTe$) относится к редким минералам вследствие микроскопических размеров (3–6 мкм) и низкой степени распространенности. На месторождении Яман-Касы он характерен для труб полиметаллического типа, в которых ассоциирует с галенитом, гессит-штютцитом, самородным теллуром и окислами теллура, нередко окаймляет зерна алтаита. Первоначальное определение минерала проводилось методом микрогеохимического картирования, которое позволило определить места его концентрации в палеогидротермальной трубе. В отличие от теоретического состава, в волинските из яман-касинских труб наблюдаются пониженные содержания Bi вследствие присутствия Sb в повышенных концентрациях (до 6 мас. %), что не противоречит справочным данным [Справочник-определитель, 1988].

Колорадоит ($HgTe$) встречается в виде ксеноморфных выделений серого цвета с коричневатым оттенком как в кварц-марказит-халькопирит-пиритовых, так и в кварц-пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах Яман-Касинского месторождения (рис. 7.5.10в, е). В первых он содержит реликтовые включения фробергита, алтаита и теллуровисмутита. В пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах обнаружены включения гринокита (CdS) в ассоциации с колорадоитом, сильванитом, штютцитом, самородным теллуром и более поздними сульфосолями Ag, Cu и Hg (см. рис. 7.5.10в).

По данным микрозондового анализа, выделяется колорадоит с повышенными концентрациями Tl (до 0.8 мас. %), Pd (до 0.41 мас. %) и Sb (до 0.7 мас. %). Повышенные содержания Sb характерны и для алтаита и теллуровисмутита, с которыми ассоциирует колорадоит (см. выше). В некоторых зернах наблюдается обогащение минерала Ag или Bi. Выявленные разновидности отличаются повышенными содержаниями Те, за некоторым исключением. Колорадоит с повышенными концентрациями тех или иных элементов обнаружен и на других колчеданных месторождениях [Минералы, 1960]. Таким примером может служить золото-полиметаллическое месторождение Шаумян (Южная Армения) с широко развитой теллуридной минерализацией, среди которой обнаружен свинцовистый колорадоит (содержание Pb варьирует от 3.7 до 6.7 мас. %) [Спиридонов и др., 2003].

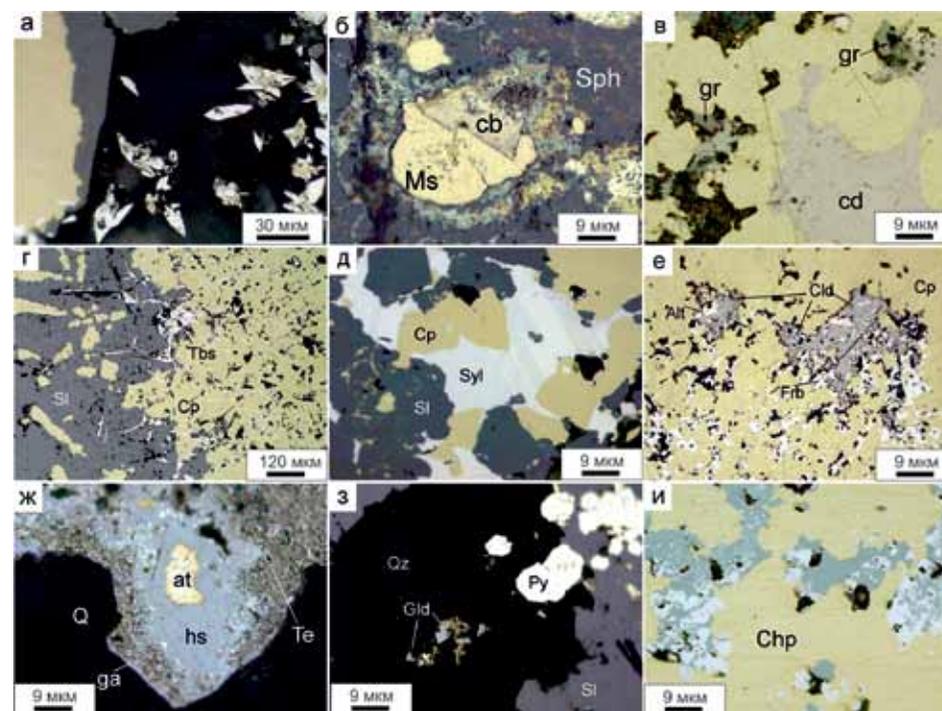


Рис. 7.5.10. Акцессорные минералы в палеогидротермальных трубах Яман-Касинского месторождения: а — кристаллы лёлленгита в кварцевом цементе (черное) среди халькопиритовых почек, обрамленных сфалеритом; б — обрастание эвгедрального кристалла кобальтина почковидным марказитом; в — колорадоит с включением гринокита; г — теллуровисмутит в зоне в3 в ассоциации с пиритовым прожилком; д — выделения сильванита в халькопирите и сфалерите; е — колорадоит в ассоциации с алтаитом и фробергитом в халькопирите; ж — последовательное замещение алтаита гесситом, самородным теллуром и галенитом; з — зерна голдфилдита треугольного сечения в кварце, и — реликты глаукодота в теннантите. Отраженный свет.

Эмпрессит ($AgTe$) распространен значительно реже других теллуридов в виде мелких выделений (менее 7 мкм) в кристификационном халькопирите кварц-пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых труб из месторождений Яман-Касы и Валенторское. Минерал ассоциирует с другими теллуридами серебра. Его химический состав близок к стехиометрическому за исключением отдельных зерен с повышенными содержаниями Pb.

Гессит (Ag_2Te) представлен в сульфидных трубах всех четырех месторождений. В трубах медно-колчеданного и медно-цинково-колчеданного типов Яман-Касинского месторождения минерал обнаружен в халькопиритовой зоне в виде мелких коричневатых серых зерен или сростков с другими теллуридами. Химический состав минерала мало отличается от стехиометрического.

Петцит ($AuAg_3Te$) распространен в трубах Яман-Касинского месторождения гораздо меньше гессита и сильванита и встречается в виде мелких вы-

делений размером до 10 мкм. Он был обнаружен в богатых халькопиритом трубах, принадлежащих как к медноколчеданному, так и медно-цинково-колчеданному типам, в ассоциации с другими теллуридами (алтаитом, сильванитом и сульфотеллуридами серебра). Некоторые исследователи рассматривают петцит как золотосодержащий гессит. Однако химический состав изученного нами петцита близок к теоретическому.

Штютцит (Ag_3Te_3) обнаружен как в медноколчеданных, так и в медно-цинково-колчеданных трубах, богатых халькопиритом. Химический состав минерала варьирует от $Ag_{4.32}Te_3$ (Ag 54.86 мас. %, Te 45.09 мас. %) до $Ag_{4.98}Te_3$ (Ag 58.38 мас. %, Te 41.57 мас. %). В качестве примесей установлено присутствие Sb и Pb.

Отдельные серовато-белые зерна размером 5–30 мкм, отличающиеся от гессита пониженными содержаниями серебра (59–62 мас. %) и повышенными Te, образуют группу из теллуридов серебра, соответствующих высокотемпературной гамма-фазе $Ag_{1.88}Te_{1.00}$ [Масленников, 1999]. Кервеллеит-подобный минерал обнаружен в виде редких отдельных или вкрапленных включений бледно-голубовато-серого цвета размером менее 7 мкм во внешней части халькопиритовой зоны пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовой трубы. В составе обнаруженного минерала присутствуют (мас. %): Ag 68.26, Te 24.26, S 6.48, Cu 1.46. Приблизительная формула минерала $(Ag_{3.33}Cu_{0.12})_{3.45}Te_{1.00}S_{1.06}$, рассчитанная на 1 атом теллура, показывает недостаток серебра и более высокие содержания серы по отношению к стехиометрической формуле кервеллеита.

Лёллингит кобальтсодержащий теллууровый ($Fe_{0.8}Co_{0.2})(As_{1.5}Te_{0.4}S_{0.1})$ обнаружен в виде включений в халькопирите, сфалерите и кварце в каналах марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовых труб. Минерал представлен кристаллами белого цвета, ромбического копьевидного облика размером до 10 мкм (рис. 7.5.10а). Кристаллы частично замещены халькопиритом и сульфосолями свинца. Микронзондовые анализы показывают в них наличие десятых долей процента меди, серебра, золота и свинца, связанных, предположительно, с присутствием микровключений халькопирита, сильванита, галенита и сульфосолей свинца. Наличие Se и S, очевидно, обусловлено изоморфными замещениями.

Повышенные содержания кобальта в лёллингите отмечаются многими исследователями. Лёллингит образует единый изоморфный ряд с саффлоритом ($CoAs_2$). Судя по соотношениям Co/Fe (0.1–0.35), обнаруженный минеральный индивид относится к высококобальтистой разности — глаукопириту [Минералы, 1960] или, точнее, его новой теллууровой разновидности. В целом, это первая находка кобальтсодержащего теллуурового лёллингита на колчеданных месторождениях Урала.

Кобальтин $Co_{1.0}(As_{0.7}Te_{0.2})S_{1.1}$ обнаружен в кварц-пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах среди разнообразной теллуридной минерализации на границе халькопиритовой крустификации со сфалеритовым каналом (рис. 7.5.10б) [Масленников и др., 1999]. Мелкие (до 7 мкм) розоватые включения кобальтина рассеяны в крупных линзовидных (до 1 мм)

выделениях алтаита и оксида теллура. Присутствие кобальта в теллуридах обнаружено с помощью рентгеновских карт распределения химических элементов. В дальнейшем состав кобальтина уточнялся микрорентгеноспектральным анализом, проведение которого было затруднено вследствие микроскопических размеров минерала, коррозии зерен и замещения другими теллуридами. Содержание Te в обнаруженном кобальтине составляет более 12–15 мас. %, что, вероятно, вызвано примесью теллуридов, частично заместивших это минерал. Этим обусловлена своеобразная позиция фигуративных точек кобальтина на диаграмме S–As–Te.

Теллуросодержащий кобальтин является наиболее ранним минералом. Друзовидные агрегаты кубических кристаллов кобальтина характеризуются центростремительным направлением роста. Часть из них обросла почковидным марказитом и, нередко, почти полностью замещена алтаитом и гесситом. Наблюдается ряд последовательного образования минералов: кобальтин → алтаит → гессит+волынскит → гессит-штютцит → самородный теллур → галенит → кварц [Масленников, 1999].

В халькопирите кварц-пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовых труб обнаружены разнообразные сульфосоли Cu^+ , Zn^{2+} , Ag^+ , Pb^{2+} , Hg^{2+} .

Сульфосоли группы $(Ag, Cu, Hg, Pb)_3(As, Fe, Te)S_4$ встречаются в виде отдельных коричневатых-серых зерен размером 5–10 мкм или в виде прожилков в халькопирите и теллуридах сульфидных труб Яман-Касинского месторождения. Большинство выделений представляют собой продукты замещения теллуридов. *Сульфосоли* $(Cu, Ag, Pb)_3AsS_4$ образует серые каемки вокруг зерен галенита и прожилки в халькопирите. Обычными являются коррозионные контакты с галенитом. Вероятно, минерал образовался при замещении галенита и в свою очередь частично заместился ковеллином. Часть анализов лучше всего рассчитывается на формулу $(Pb, Ag, Cu)_{14}As_6S_{23}$, которая считается эталонной для иорданита [Справочник..., 1988]

Борнит обнаружен в виде очень мелких зерен (1–3 мкм) в кварце, заполнившим осевые каналы, в ассоциации с дигенитом. Характерная особенность борнита — дефицит Cu относительно S. Такая разновидность борнита относится к низкотемпературной [Large et al., 1995], хотя и встречается в современных черных курильщиках [Мозгова и др., 2005]. Совместно с борнитом и медно-свинцовыми сульфосолями обнаружены сульфиды меди, принадлежащие к ряду: ковеллин CuS — яррозит $Cu_{1.2}S$ — дигенит $Cu_{1.8}S$. Дигенит, вероятно, развивался по теннантиту, так как в его составе установлены повышенные содержания As (3–8.7 мас. %).

Гринокуит CdS встречается в виде мелких (до 5 мкм) серых включений в колорадоите. Определение гринокуита является предварительным, поскольку ввиду малых размеров зерен пока не установлены его отличия от кубической полиморфной модификации — гавлеита (CdS). Состав гринокуита близок к стехиометрическому. Однако некоторые анализы показали повышенные содержания Cu (1–12 мас. %) за счет Cd (см. рис. 7.5.10в).

Самородное золото встречается в халькопирит-марказит-сфалеритовых и халькопирит-марказит-кварц-пиритовых трубах, богатых кварцем или баритом, которые являются переходными от второго к третьему типу как в медноколчеданном, так и в медно-цинково-колчеданном рядах. Включения золота размером до 30 мкм обычно находятся в ассоциации с галенитом, теннантитом, кварцем и эвгедральным пиритом (рис. 7.5.10ж). Содержание Au в яман-касинских трубах варьирует в пределах 77–82 мас. % (Ag 14–19 мас. %).

Самородный теллур распространен в пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых и марказит-халькопирит-пиритовых трубах. Он располагается в наружной части халькопиритовой крустификации или близко к границе с каналом в ассоциации с другими теллуридами (алтаитом, сальванитом, гесситом, штютцитом) и галенитом [Масленников и др., 1997]. Самородный теллур обнаружен в виде зерен, мелкозернистых агрегатов белого цвета или кристаллов со спайностью (рис. 7.5.10ж). Состав его близок к стехиометрическому, но отличается наличием некоторого количества Ag. В палеогидротермальных трубах теллур может быть однородным или образовывать тонкие графические прорастания с гесситом, галенитом и сульфосолями.

Оксид теллура (O= 4–13 ат. %) обнаружен в марказит-халькопирит-пиритовых и пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах Яман-Касинского месторождения в виде темно-коричневых, почти черных зерен пористой структуры размером 100–200 мкм.

7.5.6. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути по выборке сульфидов, включающей пирит, халькопирит и сфалерит, гидротермальных труб рассчитаны минерально-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn+Hg+W) + II(Tl+Fe+Ti+Ba+Cr+Ni+Mn) + Sb + III(Pb+Te+Bi+Mo) + IV(Au+Ag+Co) — V(Sn+Cu+Se) — U — V. Первая ассоциация соответствует сфалериту, частично взаимодействовавшему с морской водой, на что указывает связь с W. Вторая ассоциация принадлежит колломорфному пириту, содержащему низкотемпературные (Mn, Tl, Ba) и литогенно-водородные элементы (Ni, Ti, Cr). Третья ассоциация включает наиболее распространенные теллуриды висмута и свинца. Теллуриды обычно концентрируются в среднетемпературном халькопирите, обогащенном молибденом, вероятно, поступившим из морской воды. Появление четвертой ассоциации, вероятно, связано с кобальтсодержащим эвгедральным пиритом, ассоциирующему как с включениями самородного золота, так и с теллуридами. Пятая ассоциация отражает присутствие высокотемпературного халькопирита.

Менее отчетливыми являются ассоциации, рассчитанные для пирита гидротермальных труб палеокурильщиков: I(Cd+Zn)+II(Hg+Ag+Te+Au+Bi)+W+ Tl+Se+Fe — III(Ti+Ba+Cr+Ni) + IV(Sb+Sn+Pb+Mo) — V — Mn — U — Cu — As — Co. Традиционно первая ассоциация соответствует сфалериту. Обращает на себя внимание выделение Hg во вторую теллуридную ассо-

циацию. Третья ассоциация, вероятно, отражает присутствие барита и литогенно-водородной составляющей в колломорфном пирите. Менее очевидной представляется ассоциация, которая теоретически может быть обусловлена микровключениями молибденит-галенит-тетраэдритового парагенезиса. Однако молибденит в сростании с пиритом пока не обнаружен.

Для гидротермального халькопирита-1 рассчитаны следующие минерально-геохимические ассоциации: I(Cd+Zn) + II(Hg+Ag+Au+Te+Mo+Bi) — Ni — III(Se+Sn) + IV(Sb+As) — W — V(Ba+Cr) + VI(V+Tl+Mn) — Ti + VII(Fe—U). Первые две ассоциации так же, как и в случае пиритовой выборки, связаны со сфалеритом и теллуридами. Третья ассоциация соответствует высокотемпературному халькопириту, а четвертая — блеклым рудам. Пятая и шестая ассоциации отражают совместное нахождение водородных и низкотемпературных элементов в колломорфном пирите.

Минерально-геохимические ассоциации в гидротермальном сфалерите представлены следующими сочетаниями: I(Cu+Fe) + II(Ni+Sn) + Se + III(V+Cr) + IV(Sb+Ag+Cd) + V(As+Mn+Tl) + VI(Pb+Bi+Te)+Mo + VII(W+Au) + Co — VIII(Ti+Ba+U). Первая ассоциация связана с тонкой вкрапленностью халькопирита. Вторая не поддается интерпретации. Третья ассоциация включает элементы литогенно-водородной группы. В четвертую ассоциацию, вероятно, дает тетраэдрит, пятую — микровключения марказита. Шестая ассоциация отчетливо указывает на теллуриды свинца и висмута. Седьмая ассоциация свидетельствует об отложении самородного золота при участии морской воды. В восьмой ассоциации сосредоточены элементы низкотемпературной и литогенно-водородной ассоциаций.

7.5.7. Минералого-геохимические и генетические особенности. Яман-Касинское месторождение наименее метаморфизовано по сравнению с другими колчеданными месторождениями Урала. В рудной залежи месторождения присутствуют многочисленные фрагменты медно-цинково-колчеданных и барит-колчеданно-полиметаллических труб. Для труб характерно обилие тонких сростаний сфалерита и халькопирита, известных как «халькопиритовая болезнь» сфалерита, а также с присутствием цинковистого изокубанита [Шадлун, 1991; Зайков и др., 1995]. Ранее трубы подразделялись на аналоги черных, серых, белых или бесцветных курильщиков [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009, 2017]. Они образуют непрерывный ряд, в котором по мере нарастания количества сфалерита, кварца и барита арсенидно-теллуридные ассоциации сменяются золото-галенит-блекловорудными [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2013].

Общая особенность крустификационного *халькопирита* медно-цинково-колчеданных труб в целом — повышенные содержания элементов высокотемпературной ассоциации (Se, Sn, Bi, Co, Te), при низких содержаниях элементов низкотемпературной (Ba, Mn, Tl, Ni) и водородной (U, V, W) ассоциаций [Maslennikov et al., 2009]. Вместе с тем, халькопирит в каждой

зоне и подзоне, а также в каждой минеральной разновидности труб характеризуется своими минералого-геохимическими особенностями. В обобщенной зональности труб (табл. 7.5.4) халькопирит зоны В почти всегда чуть богаче Se, Co, немного беднее V, Mn. Содержания Ag, Pb, Sn, Te, W, Au и Zn в халькопирите возрастают от зоны А к зоне С. Самым обедненным элементом-примесью, за исключением Se, является халькопирит среднего слоя зоны В (подзона В2). Предполагается, что он формировался при максимальных температурах и в сильно восстановительных условиях, неблагоприятных для отложения теллуридов и других аксессуариев [Maslennikov et al., 2009]. В целом, содержания Se, Te и Co в халькопирите последовательно убывают, а Sn и Ag возрастают в ряду сульфидных труб от медно-цинково-колчеданных к колчеданно-полиметаллическим разновидностям [Maslennikov et al., 2009].

Содержания Se в халькопирите медно-цинково-колчеданных труб на порядок ниже, чем в типичных черных курильщиках. Очевидно, они находятся на одном уровне с максимальными содержаниями Se в халькопирите островодужных серых курильщиков. Барит-колчеданно-полиметаллические трубы по содержаниям Se соответствуют современным бесцветным курильщикам. Однако по содержаниям Te они превосходят все известные разновидности современных курильщиков (рис. 7.5.11). Напротив, по содержаниям Co халькопирит медно-цинково-колчеданных труб охватывает почти все разновидности современных курильщиков. Фигуративные точки халькопирита барит-колчеданно-полиметаллических труб попадают в поля серых и бесцветных курильщиков (см. рис.7.5.11).

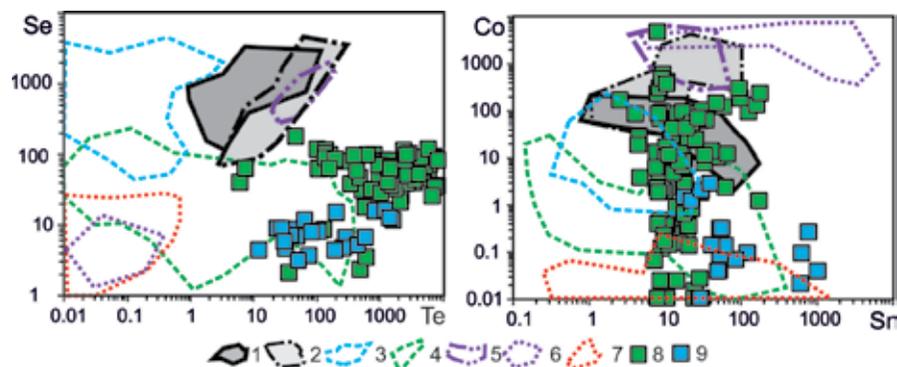


Рис. 7.5.11. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Яман-Касинского месторождения (8–9) в сравнении с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая), 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8–9 — гидротермальные трубы месторождения Яман-Касы: 8 — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые с кварцем, 9 — халькопирит-пирит-сфалеритовые с баритом и кварцем.

Таблица 7.5.4

Ряды коэффициентов концентрации химических элементов применительно к халькопириту палеокурильщиков Яман-Касинского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Медно-цинково-колчеданные трубы										
Черные	Au	Bi	Te	Sb	Pb	W	As	Ba	Tl	Ag	Zn
	5410	427	257	238	130	101	38	37	15	12	3.7
	Cd	Co	Fe	Mn	Sn	Mo	V	U	Ni	Se	
	2.5	1.8	0.9	0.8	0.7	0.6	0.4	0.24	0.17	0.05	
Серые	Au	Te	Pb	Bi	As	W	Co	Ag	Sb	Ba	Tl
	1580	651	46	31	19	15	11	8.0	7.0	6.5	4.1
	Ni	Zn	Sn	Cd	Fe	U	Se	Mn	Mo	V	
	3.4	2.7	2.7	2.7	1.0	0.2	0.12	0.10	0.05	0.03	
Бесцветные	Te	Bi	Au	Sb	As	Pb	W	Ba	Tl	Co	Mo
	255024	230378	14008	4424	2365	1863	555	393	371	271	259
	V	U	Zn	Mn	Cd	Ag	Se	Ni	Fe	Sn	
	55	10	8.8	8.2	6.0	4.2	3.9	2.1	0.9	0.20	
Барит-колчеданно-полиметаллические трубы											
Черные	Sb	Pb	Te	Cd	Zn	As	Ba	Ag	Au	Sn	W
	74	19	14	12	11	11	7.4	6.5	5.1	4.8	3.9
	Tl	Fe	Mn	Bi	Mo	V	U	Ni	Co	Se	
	1.3	1.0	0.3	0.2	0.10	0.07	0.05	0.02	0.07	0.07	
Серые	Te	Sn	Cd	Zn	Pb	As	Ag	Sb	Au	Ba	Fe
	35	19	14	8	7	5	4	2	1.5	1.3	1.0
	W	Ni	Tl	Co	U	Mn	Bi	Se	Mo	V	
	0.6	0.5	0.3	0.05	0.04	0.03	0.016	0.016	0.01	0.005	
Бесцветные	Te	Sb	As	Pb	Bi	Ba	Mo	Tl	Cd	Zn	W
	13561	1383	655	277	118	78	48	31	30	26	21
	Au	V	Mn	U	Ag	Sn	Co	Fe	Se	Ni	
	13	9.5	2.7	2.4	2.2	1.4	1.1	1.0	0.5	0.3	

Халькопирит труб из месторождения Яман-Касы, по сравнению с курильщиками поля ВТП 9°50' с.ш., содержит гораздо больше Au, Bi, Te, Sb, As, Pb и Ba (табл. 7.5.4), что свидетельствует о большей зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы, сформировавшей это месторождение [Дифференциация ..., 2016].

Колломорфный пирит характеризуется повышенными содержаниями большинства элементов примесей (Mn, Tl, Pb, As, Au, Ag, Tl, U) за исключением Bi и Se. Однако для каждого типа труб характерны свои содержания

элементов-примесей и их вариации. Больше всего элементов-примесей (Co, Ni, Mn, Au) концентрируется в колломорфном пирите оболочек медно-цинково-колчеданных труб. Серебра на порядок больше в глобулярном колломорфном пирите барит-колчеданно-полиметаллических труб, при относительно низких содержаниях Mn, Co, Se.

На диаграмме Mn–Tl видно, что глобулярный колломорфный пирит барит-колчеданно-полиметаллических труб содержит меньше Mn, чем почковидный колломорфный пирит медно-цинково-колчеданных труб. Напротив, содержания Te в нем гораздо выше. Высокие значения отношения Co/Ni (>1-10) отмечаются в колломорфном пирите медно-цинково-колчеданных труб. В глобулярном пирите барит-колчеданно-полиметаллических труб эти отношения меньше 1 (см. рис. 7.5.12). Соотношение Au и Ag в колломорфном пирите медно-цинково-колчеданных труб соответствует нановключениям силванита, в барии-колчеданно-полиметаллических — гессита [Maslennikov et al., 2009].

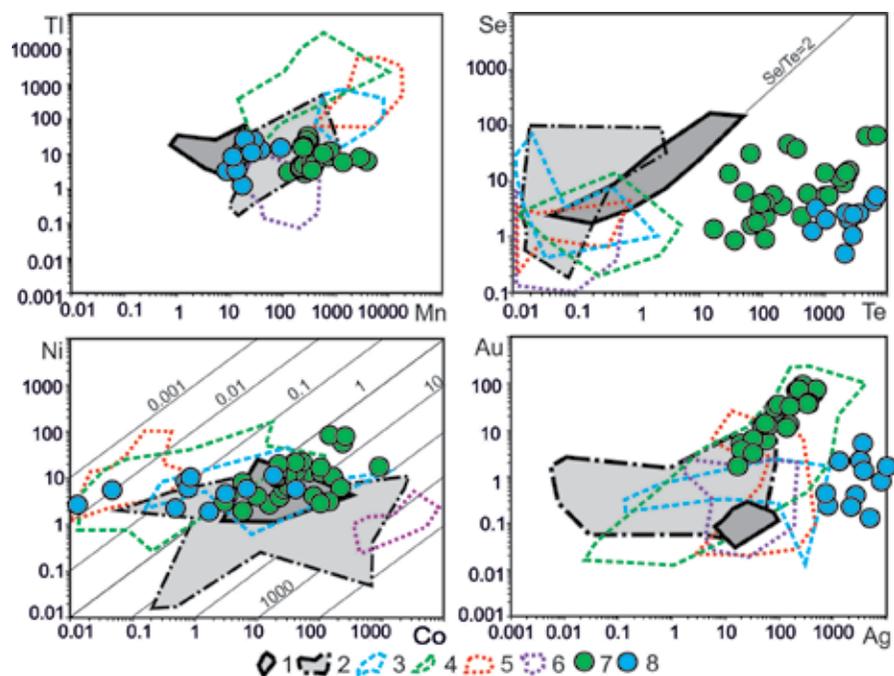


Рис. 7.5.12. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Яман-Касинского месторождения (7–8) в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7–8 — гидротермальные трубы месторождения Яман-Касы: 7 — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые с кварцем, 8 — халькопирит-пирит-сфалеритовые с баритом и кварцем.

Колломорфный пирит гидротермальных труб из месторождения Яман-Касы, по сравнению с курильщиками поля ВТП 9°50' с.ш., содержит гораздо больше Bi, Sb, Au, Te, Ba и Ag (табл. 7.5.5), что подтверждает идею о большей зрелости рудогенерирующей системы, сформировавшей это месторождение, возможно, при участии магматической составляющей [Дифференциация..., 2016].

Таблица 7.5.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту палеогидротермальных труб Яман-Касинского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации																				
	Медно-цинково-колчеданные трубы																				
Черные	Bi	Sb	Au	Te	Ba	Sn	Pb	W	Ag	As	Co	Ni	Mn	Cd	Cu	Tl	Zn	Se	V	U	Mo
	691	339	312	270	65	13	10	5.6	5.6	4.5	2.3	2.3	1.4	1.2	0.9	0.7	0.6	0.3	0.20	0.17	0.07
Серые	Te	Bi	Sb	Au	Sn	As	Cu	Ag	Pb	Ba	Co	Se	W	Cd	Ni	Zn	V	Mo	Mn	Tl	U
	14189	2400	1045	537	94	24	15	12	10	7.2	7.1	6.8	1.3	1.0	0.7	0.7	0.3	0.2	0.11	0.08	0.02
Бесцветные	Te	Bi	Au	Sb	Co	As	Ba	W	Ag	Cu	Pb	Mn	Sn	Se	Ni	Zn	Cd	V	Tl	Mo	U
	39916	1971	1416	472	213	202	167	46	45	33	19	15	7.0	6.0	0.5	0.5	0.5	0.3	0.3	0.05	0.04
Барит-колчеданно-полиметаллические трубы																					
Черные	Bi	Te	Sb	Ag	Pb	As	Au	Ba	Cd	Sn	W	Zn	Ni	Tl	Cu	Mo	Co	Mn	Se	U	V
	1156	761	154	133	20	15	13	8.3	3.5	2.2	1.7	1.6	0.8	0.7	0.4	0.2	0.15	0.06	0.05	0.04	0.02
Серые	Te	Bi	Sb	Ag	As	Au	Pb	Sn	Cu	Cd	Zn	Se	Ba	Mo	Co	W	Ni	Tl	V	Mn	U
	40009	4012	474	277	79	22	19	16	7.1	2.8	1.9	1.2	0.9	0.7	0.5	0.4	0.3	0.08	0.02	0.005	0.005
Бесцветные	Te	Bi	Ag	As	Sb	Au	Pb	Ba	Cu	W	Co	Cd	Zn	Sn	Se	Mn	Tl	Ni	Mo	V	U
	112552	3296	1054	664	214	58	37	21	15	14	14	1.5	1.4	1.2	1.1	0.7	0.3	0.2	0.18	0.03	0.01

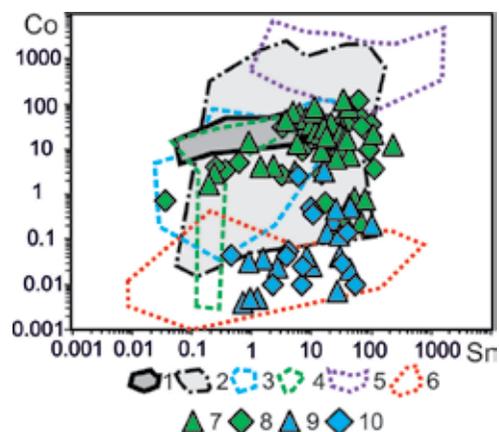


Рис. 7.5.13. Диаграмма Co–Sn сфалерита гидротермальных труб Яман-Касинского месторождения (7–10) в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу. 7–10 — гидротермальные трубы Яман-

Касинского месторождения: 7–8 — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые с кварцем, 9–10 — халькопирит-пирит-сфалеритовые с баритом и кварцем. Треугольники — оболочка, ромбики — кристификация канала.

Сфалерит, встречающийся во всех зонах медно-цинково-колчеданных труб, почти не отличается по составу. Однако в среднем, угадываются некоторые тенденции изменения состава по направлению от оболочки (зона А) к осевому каналу трубы: нарастают содержания As, Sb, Pb, Ag, Au, Co, Te, Sn, убывают содержания U. Минимальные количества Ba и W характерны для сфалерита зоны В. В некоторых трубах в зоне С содержания (мас. %) As достигают 1.6, Co — 0.2, Sb — 0.2, Te — 0.5, Pb 3 мас. % за счет микровключений кобальтового леллингита, кобальтина, теллуридов, галенита и теннантита [Масленников, Масленников, 2007].

По содержаниям Co в сфалерите медно-цинково-колчеданные трубы соответствуют черным и серым курильщикам, колчеданно-полиметаллические — больше бесцветным, чем серым (рис. 7.5.13).

Сфалерит гидротермальных труб Яман-Касинского месторождения при сравнении со сфалеритом курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. характеризуется почти теми же отличиями, что и халькопирит и колломорфный пирит. Обращает на себя внимание вольфрамовая специализация сфалерита яман-касинских труб (табл. 7.5.6).

Начавшиеся в позднем протерозое процессы диасхизиса и континентального рифтогенеза, сменились в позднем кембрии разрывами континентальной коры, формированием грабенных и заполнением их мощными терригенными молассоидными осадками. В позднем тремадоке–арениге эти осадки сменились пестрыми по составу вулканогенно-осадочными толща-

Таблица 7.5.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту палеогидротермальных труб Яман-Касинского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Медно-цинково-колчеданные трубы										
Черные	W	Bi	Te	Au	Tl	Ba	Sn	As	Pb	Sb	Cu
	783	634	220	128	108	19	18	6.9	4.4	3.7	2.8
	U	Ni	Co	Cd	Ag	Mn	Fe	V	Mo	Se	
Серые	2.4	1.6	1.2	0.9	0.7	0.6	0.5	0.5	0.2	0.07	
	Te	W	Bi	Sn	Au	U	As	Sb	Tl	Cu	Ni
	677	434	131	112	26	10	7.7	2.9	2.1	1.9	1.8
Бесцветные	Pb	Co	Cd	Fe	Ba	Mn	Ag	V	Mo	Se	
	1.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.23	0.15	0.15	0.07	
	Te	W	Co	Bi	As	Ba	Tl	Au	Pb	U	Cu
Барит-колчеданно-полиметаллические трубы	11588	5567	2767	1518	242	132	83	17	15	12	3.3
	Sb	Se	Ni	V	Mn	Sn	Cd	Ag	Fe	Mo	
	3.0	1.6	1.3	0.6	0.4	0.4	0.3	0.3	0.16	0.06	
Черные	W	Bi	Te	Au	Sb	Tl	As	Sn	Ag	Ba	Cd
	70	43	38	14	13	12	11	11	2.8	2.3	2.0
	Cu	Pb	Ni	Fe	Mn	V	Mo	U	Se	Co	
Серые	1.6	1.0	0.8	0.6	0.5	0.16	0.15	0.05	0.02	0.01	
	Te	Sn	W	As	Sb	Bi	Au	Cd	Cu	Ag	Ni
	118	67	39	12	10	8.9	2.8	1.3	1.1	0.9	0.9
Бесцветные	Fe	Pb	Mn	Tl	U	Mo	Ba	V	Se	Co	
	0.5	0.4	0.4	0.2	0.2	0.11	0.06	0.05	0.02	0.01	
	Te	W	As	Bi	Co	Ba	Sb	Tl	Pb	Cu	Au
	2010	500	393	103	32	16	11	9.0	3.6	1.9	1.8
	Ag	Cd	Ni	Se	Mn	U	Sn	V	Fe	Mo	
	1.1	0.7	0.6	0.4	0.3	0.26	0.22	0.21	0.18	0.05	

ми. Разрыв верхней части земной коры произошел в нескольких зонах, где, начиная со среднего ордовика, формировались мощные однородные толщии толеитовых базальтов. Фрагментом субокеанической коры, возникшей в Центральном разрыве, считаются Кимперсайский и некоторые другие габбро-гипербазитовые массивы. Западнее главного разрыва между блоками

континентальной коры формировалась Сакмарская и восточнее — Зауральская (Денисовская) рифтогенные зоны. Раздвижение завершилось возникновением позднеордовикско-силурийского Уральского палеоокеана. На склонах микроконтинентов отлагались вначале терригенные, а затем кремнистые, углеродисто-кремнистые и глинисто-сланцевые толщи.

7.6. Молодежное

7.6.1. Геологическая позиция. Молодежное месторождение изучалось Г.В. Петровым, Н.К. Курбановым, Е.П. Шираем, В.А. Прокиным, А.К. Тимергазиной, А.Г. Злотник-Хоткевичем, А.В. Пуркиным, В.Ф. Рудницким, П.Я. Ярошем, С.В. Колотовым, В.В. Зайковым, В.В. Масленниковым и др. Обобщенный анализ геологического строения месторождения приводится в монографии [Медноколчеданные..., 1988]. Месторождение расположено в восточной части Узельгинского рудного поля в Верхнеуральском рудном районе. В геологическом разрезе месторождения выделяются следующие толщи, относимые к карамалыташской свите (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная; 2) риодацитовая рудовмещающая; 3) риолитовая надрудная (рис. 7.6.1). Улутауская свита представлена двумя толщами: нижняя сложена андезитами, известняками и вулканомиктовыми песчаниками, верхняя — алевролитами и песчаниками, перемежающимися с потоками андезитов. На месторождении все четыре рудных тела приурочены к горизонту вулканогенно-осадочных пород, располагающемуся вдоль границы риолит-дацитовый

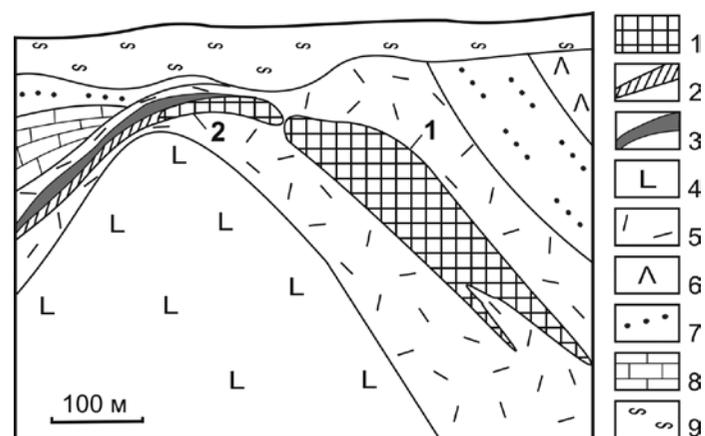


Рис. 7.6.1. Геологический разрез Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения: 1 — массивные медно-цинково-колчеданные руды; 2 — кластогенные руды, слоистые, иногда с прослоями госсанитов; 3 — госсаниты; 4 — базальты, их лавокластиты и гиалокластиты; 5 — риодациты, их лавокластиты и гиалокластиты; 6 — андезиты, 7 — вулканомиктовыми песчаники; 8 — известняки; 9 — рыхлые отложения. Цифрами указаны номера рудных тел.

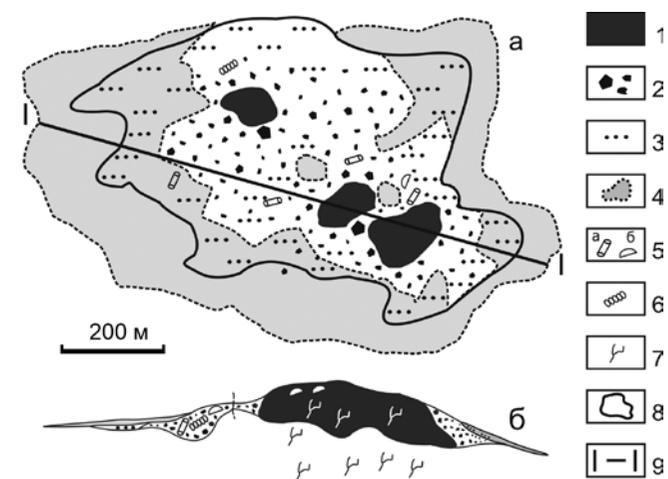


Рис. 7.6.2. Рудно-фациальная реконструкция рудной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения: а — план, б — разрез [Maslennikov et al., 2012]: 1 — реликты разрушенных сульфидных холмов — ядра массивных серноколчеданных руд; 2 — крупно- и мелкообломочные колчеданные руды; 3 — слоистые руды; 4 — гематитовые продукты полного субмаринного окисления колчеданных руд; 5 — обломки труб черных палеокурильщиков и гидротермальных корок; 6 — места находок сульфидизированных трубок червей; 7 — сульфидные штоковёрки, 8 — контур рудной залежи; 9 — линия разреза.

и риолитовой толщ. Риолиты подрудной толщи подвержены интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, кварцевые риолиты надрудной толщи затронуты лишь зеленокаменным автометаморфизмом. Основные запасы руд сосредоточены в первом и втором рудных телах, имеющих линзовидную форму и падающих на восток под углами 25–60°. Субмеридиональные раздвиги разделяют их на ряд блоков.

7.6.2. Состав и строение рудных тел. Первая рудная залежь имеет форму пластообразной линзы, которая может быть реконструирована как пологий, сильно эродированный сульфидный холм (рис. 7.6.2). В центральной части залежи располагаются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды массивные, однородные по текстуре и распределению минералов. Иногда встречаются прослои, обогащенные борнитом. В кровле появляются элювиальные рудные брекчии, сцементированные баритом. Кластогенные сульфидные руды залегают в кровле и на южной выклинке первой рудной залежи, а также почти полностью слагают второе рудное тело. На флангах объединенной залежи залегают сульфидные турбидиты, постепенно сменяющиеся халькопиритовыми, теннантитовыми, баритовыми и борнитовыми полосчатыми рудами, которые рассматриваются как продукты субмаринного гипергенеза рудокластитов.

Рудоносный вулканогенно-осадочный горизонт Молодежного месторождения, вскрытый карьером, является типичным элементом ареала колчеданноносных палеогидротермальных полей. По обилию госсанитов Молодеж-

ное месторождение сходно с месторождениями Кипра [Constantinou, 1976]. Присутствие ксенолавокластитов указывает на сходство условий вулканизма и осадконакопления с современными зонами задугового спрединга, например, бассейна Лау в Западной части Тихого океана [Herzig, 1990].

В лежачем боку рудного тела в прожилково-вкрапленных и, частично, в массивных рудах обнаружены многочисленные теллуриды (теллуоровисмутин, колорадоит, эмпрессит, алтаит и гессит) и акцессорные пирротин и арсенопирит.

Сульфидные трубы черных палеокурильщиков характеризуются определенной зональностью. В оболочках труб преобладают либо колломорфный пирит-1, либо сфалерит и редко субгедральный пирит-2. Внутренняя стенка трубы (зона В) инкрустирована зернистым халькопиритом-1, содержащим многочисленные включения алтаита, гессита и кобальтина. Осевой канал обычно заполнен кварцем, сфалеритом или разнообразными разновидностями пирита, среди которых встречается фрамбоидальный, апопирротинный эвгедральный и субгедральный. Здесь же присутствуют галенит и теннантит, а также более редкие включения арсенопирита и самородного золота [Maslennikov et al., 2013].

7.6.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

В сульфидных брекчиях на северном фланге рудной залежи обнаружены в основном пирит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые, сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые разновидности труб, образующие непрерывный минералогический ряд.

Сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы встречаются гораздо реже остальных. Обычно они содержат незначительную примесь сфалерита. Поперечное сечение типичной трубы имеет почти округлую форму и характеризуется неравномерным развитием всех зон (рис. 7.6.3а).

Зона А. Наружная зона (А1) представлена почковидными агрегатами пирита, нередко с сохранившейся ламинарной структурой (рис. 7.6.3б), цементированными халькопиритом. Как внутри почек, так и между ними встречаются включения блеклой руды. В следующей части оболочки (зона А2) с массивной структурой наблюдаются полости с удлиненными кристаллами — псевдоморфозами пирита по пирротину (рис. 7.6.3в). Наиболее внутренняя часть оболочки (зона А3) заполнена агрегатами друзовидного пирита (рис. 7.6.3г). Контакт со следующей зоной резкий.

В оболочке трубы колломорфный пирит наиболее обогащен элементами-примесями (в г/т): Ag — до 3400, Au — до 53, Bi — до 99, Co — до 1442, Sb — до 1149, Te — до 2550 и Pb — до 4 мас. %. В апопирротинном пирите отмечаются повышенные содержания Tl (66 г/т), и W (64 г/т). Такие элементы, как Mn, Ni, As, Mo, U, встречаются в пирите этих разновидностей приблизительно в одинаковых количествах. В эвгедральном пирите в значительно меньшем количестве присутствуют Mn, Co, Ni, As, Sb, Pb, Te, U и Tl и наблюдаются максимумы содержаний Se (до 113 г/т). Сфалерит оболочки обогащен Sn (до 502 г/т), Ba (до 2663 г/т) и V (до 50 г/т) (табл. 7.6.1).

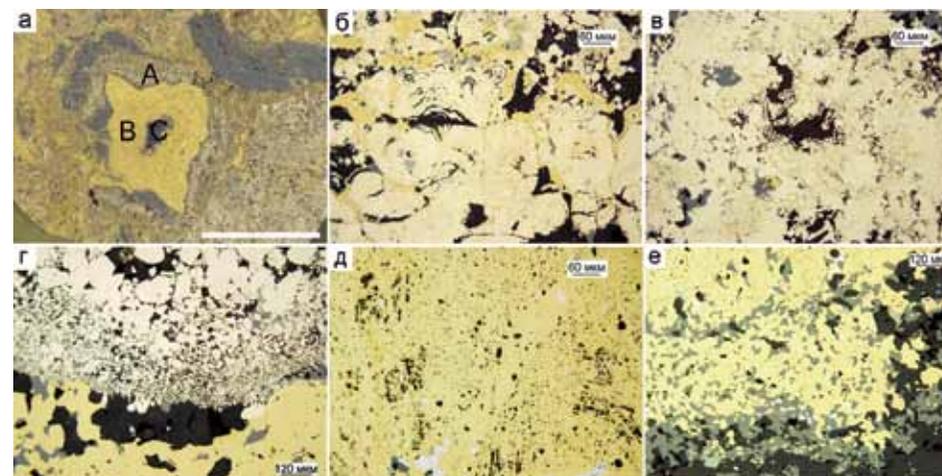


Рис. 7.6.3. Пирит-халькопиритовая труба Молодежного месторождения, обр. Mol-08-24в: а — внешний вид трубы с зонами А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая стенка и С — кварцевый канал; б — почки колломорфного пирита в халькопиритовом цементе оболочки с мелкими включениями блеклой руды (серое) (подзона А1); в — раскристаллизованный колломорфный пирит оболочки, в порах которого наблюдаются псевдоморфозы колломорфного пирита (нередко полье) по пирротину (подзона А2); г — резкий контакт между суб- и эвгедральными кристаллами пирита и халькопиритовой стенкой; д — халькопиритовое заполнение с реликтами решетчатой структуры распада твердых растворов (изокубанита?) и галенитом (голубое) (зона В); е — срастание халькопирита и сфалерита с галенитом на границе зон В и С. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Зона В, сложенная халькопиритом, характеризуется слабой пористостью и развитием мелких включений пирита, блеклой руды и сфалерита. В этой зоне местами присутствуют решетчатые структуры распада твердых растворов $(Cu,Zn)Fe_2S_3$ (рис. 7.6.3д). В направлении к каналу возрастает количество вкрапленников сфалерита. В халькопирите встречаются включения алтаита и гессита в ассоциации с галенитом и теннантитом (рис. 7.6.3е).

В халькопирите крустикации трубы (особенно в подзонах В1 и В3) в повышенных количествах присутствуют (г/т): Ag (950), Au (28), Bi (82), Te (1134), Pb (5 мас. %), Se (2153), Sn (747), U (0.04), W (3.5, максимум — до 205).

Зона С. Стенка осевой части канала трубы инкрустирована сфалеритовыми агрегатами, нередко с халькопиритом и галенитом. Наиболее глубоко в канал погружены цепочки из очень мелких эвгедральных кристаллов пирита. Центральная часть канала выполнена кварцем и баритом, содержащими микровключения галенита.

Сфалерит канала обогащен (г/т) Ag (367–967), Au (7–27), Se (110–3198) и Te (253–690, соответственно). Обнаружены всплески концентраций Pb (до 9.6 мас. %) и Bi (до 170 г/т), соответственно. Максимальные содержания Ba характерны только для сфалерита: как оболочки (до 2663 г/т), так и канала (до 2.2 мас. %).

Таблица 7.6.1

Химический состав сульфидов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы Молодежного месторождения, обр. Mol-08-24в. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Pyk	A1	5	0.9	522	43.1	504	37	0.38	0.6	4872	326	3.2	1843
		σ	0.8	162	3.6	551	17	0.59	1.0	2584	254	1.3	1253
Py2	A2	6	0.8	276	44.8	41	15	0.05	1.5	3068	10	3.5	92
		σ	0.4	104	2.6	39	7.1	0.02	2.5	1301	6.9	1.1	54
Py3	A3	3	1.6	83	46.2	45	13	0.09	0.11	1103	49	0.9	85
		σ	1.4	23	0.3	7.6	12	0.06	0.08	316	57	1.1	73
Py3	B1	1	2.4	8.4	46.0	1985	57	0.30	0.08	1109	1344	7.6	932
Chpps	A1	1	1.0	81	32.5	7.1	0.6	34.44	0.008	58	124	4.3	13
Chp	B1	3	1.9	21	30.2	11	0.2	33.74	0.012	99	696	2.6	359
		σ	1.7	19	0.6	13	0.2	0.62	0.001	72	471	2.2	514
Chp	B2	3	4.0	3.9	30.7	0.7	0.1	34.05	0.011	26	225	1.7	73
		σ	2.4	3.9	0.2	0.9	0.1	0.39	0.003	12	21	1.5	62
Chp	B3	6	11	29	29.8	59	1.4	33.47	0.07	146	788	3.2	405
		σ	18	19	1.2	123	1.9	1.22	0.12	172	782	2.8	338
Chp	C	1	0.7	3	30.5	5.9	8.0	33.84	0.01	28	287	8.8	8.7
Sph	A3	4	25	136	0.7	6.4	0.2	0.11	66	39	74	2.0	33
		σ	29	112	0.6	5.1	0.2	0.06	1.0	19	6.0	0.6	6.7
Sph	C	4	4.6	30	1.3	4.4	10	1.37	61	108	878	1.7	481
		σ	3.9	10	1.6	4.8	21	1.83	5.6	179	1547	1.1	369
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Pyk	A1	5	23	2.9	340	1507	83	12	35	6.0	19762	58	0.0288
		σ	37	6.0	455	922	171	11	20	6.1	15242	32	0.0226
Py2	A2	6	54	5.3	63	131	62	25	6.2	32	594	7.3	0.0138
		σ	84	8.1	55	76	141	24	3.1	20	427	4.1	0.0132
Py3	A3	3	4.6	4.6	101	121	539	11	5.0	28	3134	8.3	0.0257
		σ	3.2	3.9	119	141	888	16	5.1	15	3376	7.8	0.0265
Py3	B1	1	3.6	149	280	1007	0.9	0.2	25	0.7	3540	4.7	0.0215
Chpps	A1	1	0.8	8.2	39	17	32	0.5	0.5	0.12	692	2.2	0.0000
Chp	B1	3	1.8	99	27	405	10	7.0	10	0.27	17164	29	0.0000
		σ	0.8	115	8.0	476	16	12	15	0.22	14927	24	0.0000

Продолжение таблицы 7.6.1

Chp	B2	3	1.4	12	7.2	62	0.3	70	1.9	0.03	28	1.7	0.0025
		σ	0.7	2.4	3.1	61	0.2	118	1.8	0.02	8.8	0.6	0.0044
Chp	B3	6	4.3	221	27	456	75	0.16	11	0.21	14925	29	0.0116
		σ	5.2	290	13	403	149	0.24	7.4	0.19	19303	32	0.0139
Chp	C	1	1.6	5657	78	11	5.9	0.13	0.2	0.06	4363	10	0.0517
Sph	A3	4	2175	245	34	16	764	1.4	0.8	0.05	66	1.2	0.0045
		σ	31	202	29	5.0	1278	2.1	0.3	0.02	29	0.4	0.0042
Sph	C	4	2051	41	66	360	7167	0.6	13	0.08	24073	43	0.0118
		σ	180	53	105	277	10274	0.5	11	0.08	48040	84	0.0119

Таким образом, в поперечном разрезе стенки трубы намечается следующая геохимическая зональность. Большинство химических элементов концентрируется в наружной части оболочки трубы, включая часть элементов высоко- и среднетемпературной ассоциаций (B1, Te). В халькопиритовой крустификации резко возрастают содержания Se и Mo. Появляются единичные экстремально высокие содержания (до, г/т) W (205), Co (2000), V (46) и Sn (5700). Как в оболочке, так в осевой части трубы со сфалеритом ассоциирует барит (рис. 7.6.4, табл. 7.6.2).

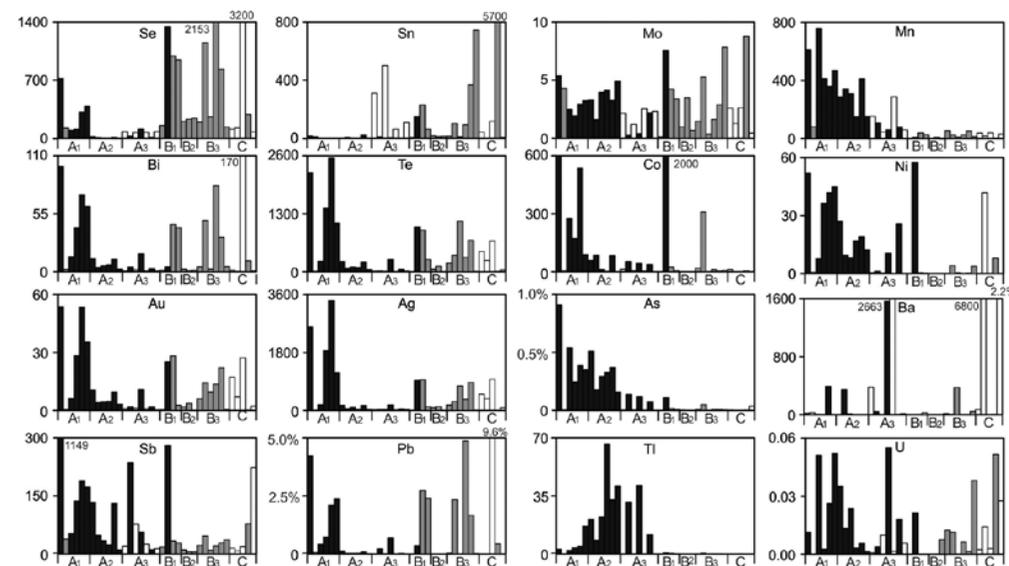


Рис. 7.6.4. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Молодежное месторождение, обр. Mol-08-24в.

Таблица 7.6.2

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы Молодёжного месторождения, обр. Mol-08-24в

Минерал	Зона	n	ЛКК										
			Ag	As	Sb	Te	Mn	Co	Au	Ni	Bi	U	Pb
Py1c	A1	5	4.1	3.7	3.7	3.6	3.5	3.5	3.2	3.1	2.6	2.0	2.0
			Tl	As	W	Mn	Fe	Ni	Mo				
Py2	A2	6	3.8	2.3	1.9	1.8	1.5	1.3	1.2				
			Tl	U	Fe								
Py3	A3	3	3.4	1.8	1.6								
			Co	Ni	Se	Sb	Mo	Hg	Te	Au	Ag	Fe	U
Py3	B1	1	13.8	4.9	3.3	3.0	2.6	2.6	2.4	2.2	2.1	1.5	1.5
			Cu	Mo									
Chpps	A1	1	2.6	1.5									
			Cu	Pb	Se	Bi							
Chp	B1	3	2.6	1.8	1.7	1.3							
			W	Cu									
Chp	B2	3	5.4	2.6									
			Cu	Se	V	Pb	Bi						
Chp	B3	6	2.6	2.0	1.8	1.5	1.3						
			Sn	U	Mo	Cu							
Chp	C	1	24.1	3.7	3.0	2.6							
			Zn	Cd	V	Hg							
Sph	A3	4	4.7	4.6	4.3	3.0							
			Ba	Cd	Zn	Hg	Pb	Se	Bi	Au			
Sph	C	4	7.7	4.4	4.3	3.0	2.5	2.2	1.9	1.2			

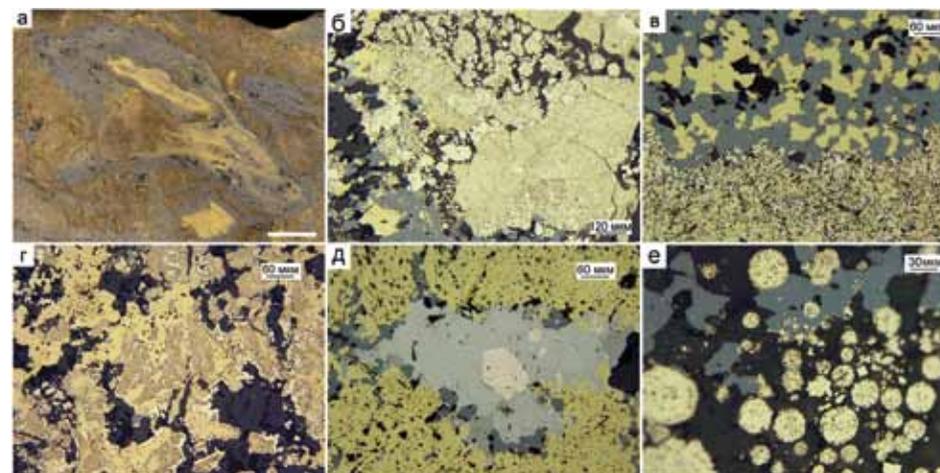


Рис. 7.6.5. Пирит-халькопирит-сфалеритовая гидротермальная труба. Молодежное месторождение, обр. Mol-08-136: а — внешний вид трубы с зонами А — пирит-сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовая кристификация и С — сфалеритовый канал; б — фрагмент агрегата скрытокристаллического пирита с суб- и эвгедральными кристаллами пирита в оболочке трубы; в — контакт между халькопирит-сфалеритовой оболочкой (сверху) и наружной частью стенки, представленной мелкокристаллической вкрапленностью пирита (внизу); г — псевдоморфозы пирита и халькопирита по пирротину; д — акцессорные минералы в халькопиритовой зоне: алтаит (белое), галенит (голубое), блеклая руда (серое); е — скопления фрамбоидального пирита в сфалерите канала. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

В сфалерите оболочки наблюдаются повышенные концентрации Sn (до 312 г/т) и всплески максимумов содержаний W (до 1.6 г/т). Отмечается Se (до 146 г/т), но он присутствует в меньших количествах по сравнению с халькопиритом стенки (табл. 7.6.3, рис. 7.6.6).

Зона В. Халькопиритовая зона очень маломощная (максимально 3 мм). Как и в предыдущей трубе, в халькопирите обнаружены агрегаты из акцессорных минералов: крупные зерна галенита с алтаитом в центре и окаймлением из зерен сфалерита и теннантита (рис. 7.6.5д).

В халькопирите стенки содержание элементов-примесей возрастает на порядок и более по сравнению со сфалеритом оболочки. Наблюдается обогащение халькопирита (до, г/т): As (4000), Co (948), Te (3191), Bi (43), Pb (870, максимально до 9600). Наблюдается сходство в поведении Ag и Au (рис. 7.6.6). Характерной чертой халькопирита является присутствие Se в повышенных концентрациях (до 701 г/т).

Содержание элементов-примесей в сфалерите зоны В мало отличается от такового оболочки (особенно это наглядно видно по Se). Выделяются W и Sn, которые содержатся в повышенных концентрациях в сфалерите (см. табл. 7.6.3, рис. 7.6.6).

Зона С. Канал заполнен агрегатами сфалерита. Во внутренней части канала наблюдаются агрегаты фрамбоидального пирита (рис. 7.6.5е).

Пирит-халькопирит-сфалеритовая труба (обр. Mol-08-136) обнаружена в виде удлиненного фрагмента с ясно выраженной ассиметричной минеральной зональностью (рис. 7.6.5а).

Зона А. Наружная часть оболочки (подзона А1) представлена прослоем из агрегатов пирита скрытокристаллической структуры (рис. 7.6.5б). Прослой окаймляет остальную часть оболочки (подзона А2-3), сложенную сфалеритом и мелкими кристаллами эвгедрального пирита. По направлению к стенке трубы в сфалерите возрастает количество его тесных срастаний с халькопиритом. Контакт со следующим слоем микрозернистых агрегатов пирита резкий (рис. 7.6.5в). В пиритовом агрегате иногда угадываются псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина, а также присутствие халькопирита (рис. 7.6.5г).

Таблица 7.6.3

Химический состав сульфидов пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы Молодежного месторождения, обр. Mol-08-136. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Sph	A	7	0.03	41	0.5	3.5	0.02	0.3	66.4	27	114	0.7	25
		σ	0.03	11	0.6	6.1	0.05	0.6	1.4	35	20	0.5	30
Sph	B	4	0.04	23	0.5	25	0.12	0.2	66.0	70	151	1.2	446
		σ	0.03	1.4	0.2	28	0.13	0.2	0.0	68	32	1.7	843
Sph	C	5	0.10	21	0.7	10	0.09	0.6	64.8	40	187	0.2	454
		σ	0.11	1.8	1.1	7.0	0.16	1.3	2.5	34	25	0.2	456
Chp	B	8	0.3	20	33.9	485	1.4	31	0.0	1669	448	7.0	90
		σ	0.2	36	2.6	296	1.0	2.7	0.0	1159	173	7.1	47
Chp	C	1	0.1	50	32.5	791	3.0	31	0.1	1843	391	1.4	316
Py	C	5	3.6	962	40.4	1718	74	1.5	0.1	10591	332	30	5491
		σ	2.4	725	1.7	784	83	1.4	0.1	4015	112	19	4051
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Sph	A	7	2177	85	13	18	1.5	0.44	1.5	0.02	34	0.6	0.001
		σ	111	107	3.0	16	1.0	0.62	2.1	0.01	8.3	0.2	0.001
Sph	B	4	2244	41	25	616	657	0.95	43	0.03	543	5.4	0.001
		σ	79	64	11	706	1309	1.00	82	0.03	946	8.1	0.001
Sph	C	5	2246	31	25	435	7886	0.13	32	0.03	480	2.1	0.002
		σ	91	45	23	351	14692	0.12	34	0.01	654	1.8	0.002
Chp	B	8	4.8	18	102	1048	10	0.18	10	0.59	1904	20	0.004
		σ	2.2	18	48	960	13	0.45	5.6	0.31	3160	13	0.007
Chp	C	1	10	12	140	2062	0.4	0.02	45	0.87	897	5.7	0.003
Py	C	5	11	1.0	1279	10734	5.0	1.38	242	29	12126	55	0.140
		σ	8.2	0.6	808	5262	3.8	1.55	182	37	6247	24	0.122

Повышенные содержания (на порядок и более) почти всех рассеянных элементов (кроме Ba и Sn) наблюдаются в пирите (см. рис. 7.6.6). Это относится и к Se (до 440 г/т). Именно в пирите появляются Ni, V, Mo, U в максимальных количествах.

Для сфалерита канала характерны всплески повышенных содержаний Ba (до 3269 г/т, максимально до 3 %), Sn (до 110 г/т) (см. табл. 7.6.3, рис. 7.6.6).

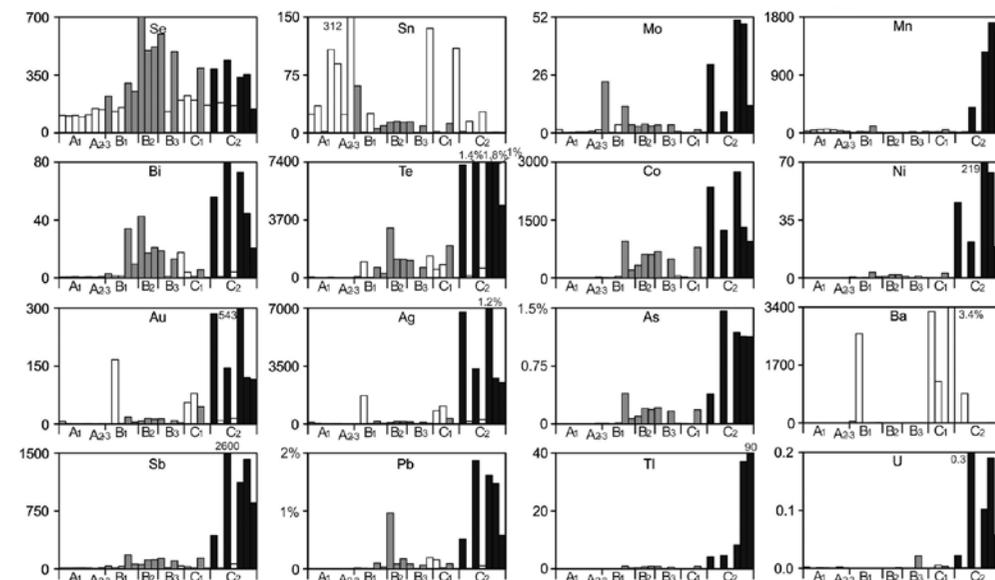


Рис. 7.6.6. Распределение химических элементов (г/т) в стенке пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Молодежное месторождение, обр. Mol-08-136.

Таким образом, в стенке трубы выявляется своеобразная геохимическая зональность. В отличие от предыдущей трубы, основная часть химических элементов концентрируется в фрамбоидальном пирите осевой части запечатанного канала трубы (см. рис. 7.6.6, табл. 7.6.4). Исключения представляют лишь Sn и Ba, ассоциирующие со сфалеритом. Другим исключением является Se, концентрирующийся в халькопиритовой крустификации. При этом его содержания выше в зоне В по сравнению с соседними зонами. Это, очевидно, отражает разницу в температурах минералообразования.

7.6.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенные минералы в трубах Молодежного месторождения представлены галенитом и теннантитом, тесно ассоциирующими с теллуридами, среди которых доминируют алтаит и гессит (рис. 7.6.7а, б). Гораздо реже встречаются арсенопирит и самородное золото $Au_{0.64}Ag_{0.36}$. Интересной представляется ассоциация золота с халькопиритом, теннантитом и галенитом, которые замещают псевдоморфозы пирита по пирротину (рис. 7.6.7в). В единичных случаях алтаит содержит до 15.48 мас. % Bi, что позволяет выделить промежуточный член ряда алтаит ↔ цумоит с формулой $Pb_{0.75}Bi_{0.25}Te_{1.00}$. В галените установлено присутствие Se до 3.1 мас. %. Теннантит $Cu_{9.66}(Fe_{0.86}Zn_{1.34})_{2.20}(As_{3.51}Sb_{0.54})_{4.05}S_{13}$ иногда содержит до 0.3 мас. % Ag. В некоторых трубах обнаружен магнетит. По данным ЛА-ИСП-МС, в халькопирите присутствует минерал олова, вероятно, касситерит.

Таблица 7.6.4

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидах, показывающие геохимическую зональность в стенке пирит-халькопирит-сфалеритовой трубы, Молодёжное месторождение, обр. Mol-08-136

Зона	Минерал	n	ЛКК										
			Sn	Zn	Cd	W	Se	Mn	Mo	U	Sb	Bi	V
A	Sph	7	2.4	1.9	1.8	0.8	0.4	0.2	0.10	0.05	0.05	0.04	0.04
			Fe	Cu	Au	Ag	Pb	As	Te	Co	Tl	Ni	Ba
			0.03	0.03	0.03	0.02	0.013	0.012	0.008	0.008	0.003	0.001	0.001
B	Sph	4	Cd	Zn	W	Sn	Au	Se	Ba	Ag	Bi	Te	Pb
			1.9	1.9	1.8	1.1	0.8	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2
			Mo	Mn	Sb	V	Co	As	U	Fe	Cu	Ni	Tl
C	Sph	5	0.2	0.12	0.10	0.06	0.06	0.03	0.03	0.03	0.02	0.010	0.006
			Ba	Cd	Zn	Sn	Se	Au	Ag	W	Te	Pb	V
			5.6	1.9	1.8	0.9	0.7	0.6	0.4	0.2	0.2	0.2	0.1
B	Chp	8	Bi	Mn	Sb	U	Cu	Fe	Mo	Co	As	Ni	Tl
			0.13	0.11	0.10	0.07	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.007	0.007
			Cu	Fe	Se	Bi	Co	Mo	As	Pb	Sn	Te	V
C	Chp	1	3.2	2.0	1.7	1.3	1.1	0.9	0.7	0.7	0.5	0.5	0.4
			Sb	W	Au	U	Tl	Ni	Mn	Ag	Ba	Cd	Zn
			0.4	0.3	0.2	0.15	0.12	0.11	0.11	0.08	0.007	0.004	0.001
C	Py	5	Cu	Fe	Co	Se	Te	As	Au	Sb	Bi	Sn	Pb
			3.2	1.9	1.8	1.5	0.9	0.8	0.8	0.5	0.4	0.3	0.3
			Ag	Mn	Ni	Mo	Tl	V	U	W	Cd	Zn	Ba
C	Py	5	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.13	0.03	0.009	0.004	0.00
			Ni	Tl	U	Mn	V	Ag	Sb	Te	As	Pb	Au
			5.8	5.8	5.7	5.2	5.1	5.0	5.0	4.7	4.6	4.5	4.3

Таблица 7.6.5

Минерально-геохимические ассоциации в гидротермальных трубах Молодежного месторождения

Образец	Минералы	Ассоциации
Mol-24в	Халькопирит> пирит> сфалерит	I(Zn+Cd+Hg) + Ba – II(U+Sn+Mo) + III(Co+Sb+As+Mn) + IV(Ni+Au+Te+Ag) + V(Bi+Pb+Se) – Cu – V – VI(Fe+Tl)
Mol-08-136	Сфалерит> халькопирит> пирит	I(Zn+Cd+Sn) + II(Ag+Au+Ni) + III(Te+Pb+Bi+Co) + IV(Mo+V+Mn)+ V(As+Sb+U+W) + VI(Fe+Se+Cu+Sn) + Ba + Tl

7.6.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимально-корреляционного пути рассчитаны минерально-геохимические ассоциации применительно к различным минеральным разновидностям гидротермальных труб (табл. 7.6.5).

В обеих минеральных разновидностях труб лидирует сфалерит (I) с соответствующими изоморфными примесями (первая ассоциация). В сфалерит-пирит-халькопиритовой трубе интересной представляется вторая ассоциация: Sn с элементами гидрогенной группы. Вероятно, касситерит формировался при участии морской воды. Третья ассоциация принадлежит парагенезису эвгедрального пирита с теннантитом. Можно также предполагать присутствие кобальтина. В четвертую и пятую ассоциации входит самородное золото, гессит, селенсодержащий галенит, алтаит и переходный член ряда цумоит-алтаит, локализующиеся в халькопирите, который характеризуется высокими содержаниями Se. Шестая ассоциация принадлежит колломорфному пириту.

В пирит-халькопирит-сфалеритовой трубе вторая ассоциация соответствует самородному золоту, третья ассоциация включает алтаит и его висмутсодержащую разновидность, галенит и кобальтсодержащий пирит. Четвертая ассоциация связана с фрамбоидальным пиритом, пятая — с теннантитом, которые, судя по корреляции с гидрогенными элементами, сформированы при участии морской воды. Шестая ассоциация принадлежит халькопириту, содержащему касситерит.

7.6.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Гидротермальные трубы Молодежного месторождения сходны с трубами курильщиков COX по присутствию колломорфного и биоморфного пирита и псевдоморфоз пирита по пирротину. Последний тип пирита является индикатором высокожелезистых гидротермальных флюидов, которые могли бы формировать черные дымы курильщиков. Трубы палеокурильщиков Молодежного месторождения в отличие от труб современных черных курильщиков содержат обильные теллуриды, обильные включения барита, галенита и теннантита. По составу редких минералов они скорее всего относятся к темно-серым курильщикам Западной Пацифики. Тем не менее, в изученных трубах наблюдаются некоторые геохимические черты, характерные для современных черных курильщиков.



Рис. 7.6.7. Акцессорные минералы гидротермальных труб Молодежного месторождения: а — алтаит (белый) в сростании со сфалеритом (темно-серый) и галенитом (светло-серый) в халькопирите (зона В); б — гессит (коричневый) в сростании с алтаитом в галенит-теннантитовом обособлении в халькопирите (зона В); в — самородное золото в ассоциации с халькопиритом, теннантитом и галенитом в ядре псевдоморфозы пирита по пирротину. Отраженный свет.

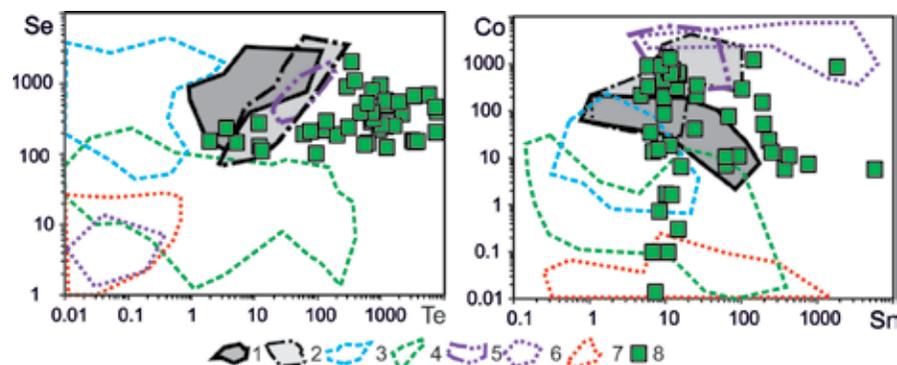


Рис. 7.6.8. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Молодежного месторождения (8) по сравнению с халькопиритом современных гидротермальных полей (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8 — гидротермальные трубы Молодежного месторождения.

Гидротермальный халькопирит труб Молодежного месторождения характеризуется значительными вариациями типичных элементов высокотемпературной ассоциации (г/т): Se (117–2153), Sn (8–1807), Co (0–969) и Te (5–3191), а также элементов среднетемпературной ассоциации: As (19–2103) и Sb (6–171) (см. табл. 7.6.1, 7.6.3). По максимальным содержаниям Se сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы ближе к современным черным курильщикам СОХ, а пирит-халькопирит-сфалеритовые — к серым или темно-серым курильщикам (вулкан Two Brathers) [см. de Ronde et al., 2011]. Однако в целом, минералогическо-геохимические отличия не столь существенны, чтобы рассматривать эти трубы отдельно. В обеих разновидностях труб отмечаются повышенные содержания Pb (до 4.9 мас. %), обычно принадлежащего низкотемпературной ассоциации. Свинец связан не только с микровключениями галенита, но и алтаита, который, по данным физико-химического моделирования температурной минеральной зональности труб черных курильщиков, должен формироваться при средне-высокотемпературных условиях [Третьяков, Масленников, 2008].

По содержаниям Se в халькопирите гидротермальные трубы Молодежного месторождения вполне соответствуют современным черным курильщикам (рис. 7.6.8). Однако по содержаниям Te они существенно превосходят последние. Таким образом, нарушается известная корреляция содержаний Se и Te, характерная для современных черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. Горизонтальная ориентировка поля фигуративных точек халькопирита Молодежного месторождения совпадает с ориентировкой поля островодужных курильщиков. На диаграмме Co–Sn значительная часть фигуративных точек халькопирита Молодежного месторождения попадает в поля черных и серых курильщиков (см. рис. 7.6.8).

Таблица 7.6.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту гидротермальных труб Молодежного месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Pb	W	Au	Te	Bi	Sb	As	Sn	Co	Ag
Черные	1623	473	260	256	124	39	25	22	6.6	4.6	2.4
	Zn	Tl	Mn	Cd	Fe	V	Se	Ni	Mo	U	
	2.2	2.0	1.5	1.5	1.0	0.5	0.4	0.2	0.2	0.08	
Серые	Te	Ba	Pb	Au	W	Co	Sn	As	Ni	Bi	Zn
	314	281	168	75	38	29	26	11	3.8	2.9	1.6
	Cd	Ag	Fe	Se	Sb	Tl	Mn	U	V	Mo	
	1.6	1.5	1.0	0.9	0.7	0.5	0.2	0.05	0.03	0.01	
Бесцветные	Te	Bi	Ba	Pb	W	As	Co	Au	Sb	Mo	V
	123055	21206	17070	6767	1427	1357	714	663	457	73	63
	Tl	Se	Mn	Zn	Cd	U	Ni	Sn	Fe	Ag	
	49	30	15	5.2	3.5	3.4	2.3	2.0	0.9	0.8	

Несмотря на очевидные признаки высокотемпературного происхождения, наличие псевдоморфоз по пирротину и минералов группы изокубани-та, гидротермальные трубы Молодежного месторождения имеют свои особенности. При близких содержаниях Co и Se халькопирит существенно отличается от халькопирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш. более высокими концентрациями Ba, Pb, W, Au, Te, Bi, Sb и Pb, W и As, т.е. элементов, характеризующих более высокую зрелость рудогенерирующей гидротермальной системы (табл. 7.6.6) [Гричук, 2015; Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016; Grichuk, 2012].

Колломорфный пирит, образующий оболочки палеокурильщиков, обогащен элементами-примесями низкотемпературной (Mn, Tl, Ba) и гидрогенной (W, Ni) ассоциаций, а также Au (6–143 г/т) и Ag (611–2697 г/т) (см. табл. 7.6.1). Необычными для этой разновидности пирита являются значительные вариации таких элементов как Co 90–1601 г/т, Sb 53–1149 г/т, Se 83–721 г/т и Te 236–3849 г/т. Фрамбоидальный пирит, встречающийся в осевых каналах труб палеокурильщиков, по химическому составу напоминает колломорфную разновидность, за исключением более высоких содержаний Mo 10–31 г/т (см. табл. 7.6.3).

Для колломорфного пирита, включая фрамбоидальную разновидность, рассчитаны ряды коэффициентов концентрации, сходные с рядами, рассчитанными для халькопирита (табл. 7.6.7). В колломорфном пи-

Таблица 7.6.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному и фрамбоидальному пириту гидротермальных труб Молодежного месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Te	Au	Sb	W	Ag	Pb	As	Ni	Co
Черные	14687	4354	232	222	63	42	32	15	12	12	8.2
	U	Mn	Sn	Se	Cd	Cu	V	Tl	Zn	Mo	
	5.1	3.0	2.9	1.6	1.4	1.3	0.8	0.7	0.7	0.1	
Серые	Bi	Te	Ba	Au	Sb	Ag	As	Se	Co	Sn	Cu
	15116	12207	1624	382	195	67	66	37	25	21	20
	Pb	W	Ni	Cd	V	Zn	U	Mo	Mn	Tl	
	14	9.4	3.9	1.1	1.0	0.8	0.6	0.3	0.2	0.1	
Бесцветные	Ba	Te	Bi	Au	Co	As	W	Ag	Sb	Cu	Se
	37691	34340	12417	1008	763	550	344	254	88	44	33
	Mn	Pb	Ni	Sn	U	V	Zn	Cd	Tl	Mo	
	32	26	2.9	1.6	1.3	1.2	0.6	0.6	0.3	0.1	

рите труб месторождения доминируют Ba, Bi, Te, Au, Sb, т.е. элементы, большинство из которых подтверждает более высокую зрелость рудогенерирующей гидротермальной системы по сравнению с системой ВТП 9°50' с.ш. [Гричук, 2015; Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016; Grichuk, 2012]. Молибден традиционно находится в конце ряда КК, что, вероятно, связано с отличиями его концентрации в современных и палеозойских океанах.

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита занимают близкую позицию к черным курильщикам СОХ. Это же можно сказать и об их позиции на диаграмме Co–Ni (рис. 7.6.9). Значения Co/Ni >1 — типичная черта черных курильщиков СОХ. Однако на диаграмме Se–Te колломорфный пирит Молодежного месторождения занимает особую позицию, находясь значительно правее поля черных курильщиков СОХ за счет аномально высоких содержаний Te. По содержаниям Au и Ag он соответствует золотоносным островодужным серым курильщикам.

В сфалерите палеогидротермальных труб Молодежного месторождения по сравнению со сфалеритом биоморфных диффузеров гораздо выше содержания Ba, Bi, Au, Te, Sn и W за счет микровключений теллуридов, самородного золота, теннантита, галенита и халькопирита [Дифференциация ..., 2016; Гидротермальные биоморфозы ..., 2016]. Для сфалерита также были рассчитаны ряды коэффициентов концентрации (табл. 7.6.8).

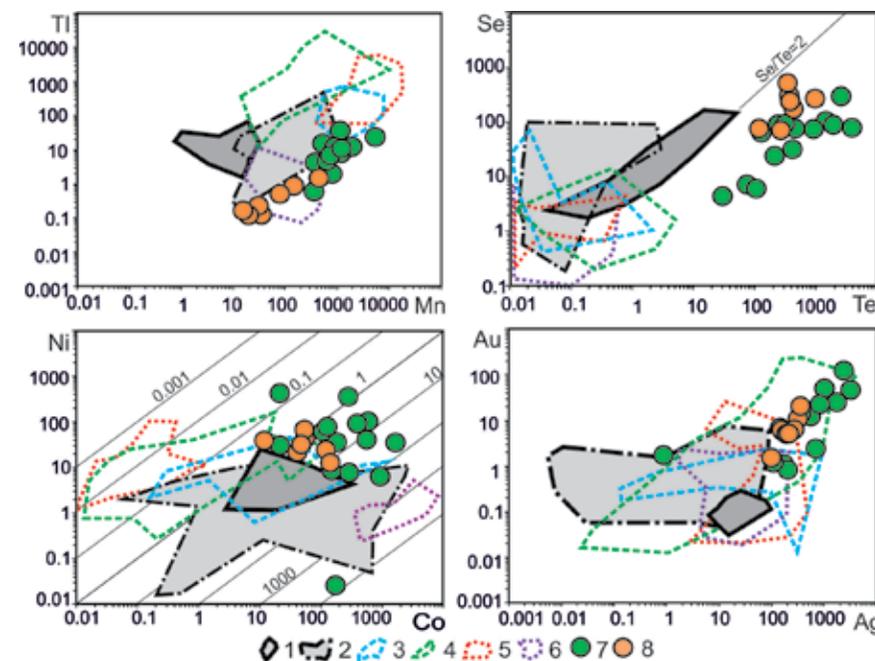


Рис. 7.6.9. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита (7) и фрамбоидального пирита (8) гидротермальных труб Молодежного месторождения в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийю, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7, 8 — гидротермальные трубы Молодежного месторождения.

На диаграмме Sn–Co обращают на себя внимание высокие содержания как Sn, так и Co (рис. 7.6.10). Поле фигуративных точек сфалерита Молодежного месторождения соответствует полю сфалерита современных курильщиков СОХ и задуговых бассейнов, однако оно смещено вправо за счет высоких содержаний Sn. Повышенные содержания Co и Sn — индикаторы сильно восстановленных кислых гидротермальных флюидов [Hannington et al., 1999].

Избыточная ассоциация (Ba, Bi, Au, Te, Sn и W) выявлена для всех главных сульфидов труб Молодежного месторождения (табл. 7.6.8). Высокие содержания Sn и Au находятся в противоречии с идеей о разных физико-химических условиях их формирования [Hannington et al., 1999a]. Большинство этих элементов характерно для относительно зрелых островодужных рудогенерирующих гидротермальных систем [Grichuk, 2012; Гричук, 2015; Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016]. Однако по содержаниям Co и Sn охарактеризованные сульфиды Молодежного месторождения не уступают сульфидам современных черных курильщиков. Это наводит на мысль, что развитие рудогенерирующей системы еще полностью не прошло стадию полного разложения темноцветных минералов — носителей Co.

Таблица 7.6.8

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту гидротермальных труб Молодежного месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Au	Te	Sn	W	Ni	Tl	V	Ag	Se
Черные	8684	667	219	193	55	32	6.2	3.3	2.8	2.0	1.3
	Sb	Cd	Pb	As	Co	Cu	Mn	Mo	U	Fe	
	1.2	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.5	0.4	0.2	0.2	
Серые	Te	Sn	Ba	Bi	Au	W	Ni	Se	As	U	Sb
	593	335	215	138	45	18	6.7	1.3	1.1	1.0	0.9
	V	Cd	Ag	Cu	Co	Pb	Mn	Mo	Fe	Tl	
	0.8	0.7	0.7	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.07	
Бесцветные	Ba	Te	Co	Bi	W	As	Se	Au	Ni	Pb	V
	59493	10144	2078	1598	231	34	29	28	4.9	3.9	3.7
	Tl	U	Sn	Sb	Cu	Ag	Cd	Mn	Mo	Fe	
	2.5	1.2	1.1	1.0	0.9	0.8	0.4	0.4	0.14	0.06	

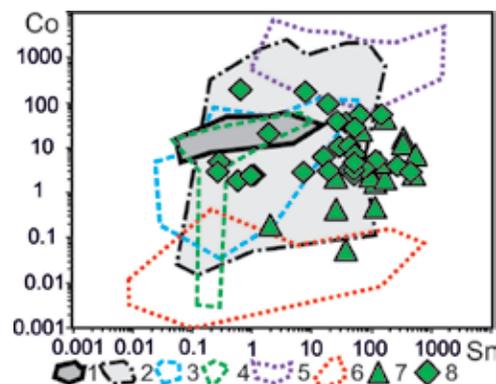


Рис. 7.6.10. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб Молодежного месторождения (7–8) в сравнении с современными курильщиками и диффузерами (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш., 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–8 — гидротермальные трубы Молодежное месторождение: треугольники — оболочка, ромбы — крустификация и заполнение канала труб.

7.7. Узельгинское

7.7.1. Геологическая позиция. Узельгинское месторождение приурочено к Межозерному колчеданосному узлу Верхнеуральского рудного района Восточно-Магнитогорской палеовулканической зоны. Геологическое строение зоны подробно изучалось Е.П. Шираем, С.Т. Агеевой [1970], А.Д. Штейнбергом [1969], В.С. Шарфманом [1989], И.Б. Серавкиным и др. [Вулканизм ..., 1992], Т.Н. Суриным, [1993], Р.Г. Язевой [1982], В.В. Зайковым [Основы ..., 1995] и др. На севере она смыкается с Западно-Магнитогорской дугой, на юге — примыкает к Восточно-Магнитогорскому микроконтиненту. В северной части Восточно-Магнитогорской зоны находится колчеданосная Учалино-Александринская островодужная структура. Латерально-временной ряд девонских магматических формаций, реконструируемый в этой зоне, включает (от ранних к поздним) раннеживетскую базальт-риолитовую (карамалыташскую), позднеживет-раннефранскую базальт-андезит-дацит-риолитовую (колтубанскую) и фаменскую трахибазальт-трахиандезит-дацитовую. Этот ряд совпадает с петрохимическим рядом островодужных серий: толеитовая (палингенная известково-щелочная) — известково-щелочная — калиево-натриевая субщелочная — шошонитовая и отражает эволюцию магматизма от «юной» до «развитой» и «зрелой» стадий островной дуги [Сурин, 1993]. Палеовулканические реконструкции позволяют рассматривать строение Учалино-Александринской зоны как сочетание линейных вулканических гряд [Геологическое ..., 1994], сложенных вулканиками риолит-базальтового состава. В пределах Учалино-Александринской подзоны выделяются три колчеданосных района: Учалинский — северный, Верхнеуральский — центральный и Александринский — южный.

Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение изучалось Г.В. Петровым, Н.М. Казаковой, Г.Н. Пшеничным, А.Г. Злотником-Хоткевичем, Н.А. Перижняк, Е.П. Шираем, А.Д. Штейнбергом, В.А. Прокиным, П.Я. Ярошем, В.Ф. Рудницким и В.В. Масленниковым. В строении месторождения выделяется три толщи: 1) подрудная — базальт-андезитобазальтовая (D_2e-zv,kr_3), лавовая с отдельными прослоями гиалокластитов и яшм; 2) рудовмещающая — базальт-дацит-риолитовая, сложенная небольшими экструзивно-эффузивными куполами массивных и игнимбритовидных дацитов и риолитов, пестроцветными ксенолавокластитам, тефроидами того же состава, кремнистыми пелитолитами, хлоритолитами, с одиночными прослоями шлаковых лаво-гиалокластитов основного состава; 3) надрудная — известняковая, мощностью 20–100 м (D_2zv-ul), представленная криноидными, мшанково-строматопоратовыми биомикритами, строение которых осложнено гидротермокарстовыми гематит-карбонатными брекчиями. Карбонатная толща перекрывается вулканомиктовыми и кремнистыми отложениями улутауской свиты, содержащими силлы, лавовые потоки и лавокластиты андезитобазальтового состава (рис. 7.7.1).

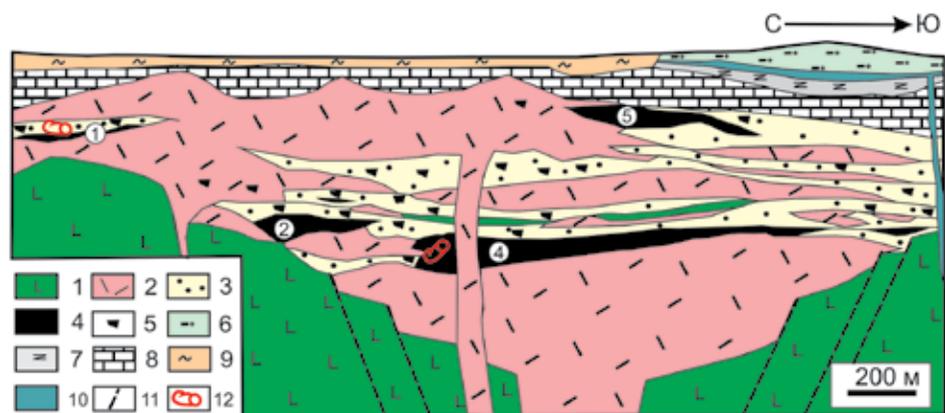


Рис. 7.7.1. Продольный геологический разрез Узельгинского колчеданного месторождения [Масленников, 1999]: 1 — базальты, андезит-базальты и их гиалокластиты; 2 — дациты, андезит-дациты или риолиты участками автобрекчированные; 3 — лавокластиты, ксенолавокластиты и их тейфроидаы кислого состава; 4 — рудные тела; 5 — рудокласты и ксенорудокласты; 6 — силициты, алевролиты, яшмы; 7 — углеродистые алевропелиты с прослоями тейфроидов андезибазальтового состава; 8 — известняки; 9 — четвертичная кора выветривания; 10 — долериты; 11 — разломы; 12 — места находок гидротермальных труб. В кружках — номера рудных тел.

Положение месторождения контролируется трогообразной вулканотектонической депрессией на поверхности подрудной базальт-андезит-базальтовой толщи, заполненной рудовмещающими кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Рудные залежи, относящиеся к риолит-базальт-яшмовой ассоциации, залегают как минимум на трех стратиграфических уровнях базальт-дацит-риолитовой толщи, сложенной небольшими экструзивно-эффузивными куполами массивных и игнимбритовидных дацитов и риолитов, пестроцветными ксенолавокластитамй, тейфроидамй того же состава, кремнистыми пелитолитамй, хлоритолитамй, с одиночными прослоями шлаковых лаво-гиалокластитов основного состава (см. рис. 7.7.1). Протяженность рудной зоны в ССЗ направлении 2350 м при ширине 400 м.

Среди вулканогенно-осадочных отложений рудовмещающей толщи широко распространены ксенолавокластогенные отложения дацитового и риолитового состава. Кроме остроугольных лавокластов они содержат многочисленные округлые обломки разноцветных эффузивных вулканитов кислого состава, диабазов, базальтов, хлоритовых и серицит-кварцевых околорудных метасоматитов, колчеданных руд, гематит-кварцевых пород, габбро и плагиогранитов. Эпизодически встречаются оползневые кремнекластические брекчии [Масленников, 1999].

В лежачем боку некоторых рудных тел наблюдаются признаки замещения пиритом вмещающих пород — базальтов или аподацитовых хлоритолитов. Хлоритолиты — характерные подрудные метасоматиты колчеданных залежей Узельгинского месторождения. Наряду с ними распространены

сульфидсодержащие серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые и даже пиррофиллит-кварцевые метасоматиты, обогащенные железистыми карбонатами. На южном выклинивании нижнего и верхнего рудного горизонта обнаруживаются кварц-гематитовые прослои чередующиеся с ксеногиалокластогенными тейфроидамй смешанного состава. В кровле толщи распространены известковистые и марганцовистые гематитсодержащие гиалокластогенные песчаники и пелитолиты, госсаниты и умбриты. Ареалы карбонатно-железистых отложений, особенно на верхнем уровне рудоотложения, могут указывать на проявление процессов субмаринного окисления сульфидных руд.

7.7.2. Состав и строение рудных тел. Всего разведано 8 промышленных колчеданных рудных тел и 56 непромышленных. На Узельгинском месторождении распространены крупные линзовидные залежи, имеющие выпуклую подошву, плоскую или волнообразную кровлю, осложненную холмообразными выступами. В шахтных условиях добываются почти все рудные тела. В линзовидных рудных залежах (№ 4, 2, 5) преобладает *придонно-гидротермальные* фации, представленные массивными халькопирит-сидерит-пирит-пирротиновыми (№ 4), или халькопирит-сфалерит-пиритовыми (№ 2, 5) рудами. На выклинивании сульфидных линз появляются *рудокластические* фации, представленные массивными ритмично-слоистыми пиритовыми брекчиями и песчаниками. Иногда переслаивающимися с гиалокластогенными песчаниками кислого состава.

Рудные залежи *Узельга-2* и *Узельга-4* характеризуются широким развитием массивных халькопирит-пиритовых, халькопирит-сидерит-пирит-пирротиновых и сидерит-халькопирит-пиритовых руд с магнетитом и присутствием теллуридов [Пшеничный и др., 1972; Ярош, Буслаев, 1985]. Сплошные медно-цинково-колчеданные руды залежи № 4 имеют содержания (мас. %): Cu 0.7–1.2 (среднее 0.8), Zn 2.5–3.8 (2.7), S 35–40 (36.5).

На выклинивании сульфидных линз появляются рудокластические фации, представленные массивными ритмично-слоистыми пиритовыми брекчиями и песчаниками, иногда переслаивающимися с гиалокластогенными песчаниками кислого и смешанного составов. На южном выклинивании нижнего рудного горизонта на выступе базальтов обнаружены кварц-гематитовые прослои, чередующиеся с гиалокластогенными тейфроидамй смешанного состава. В гематит-кварцевых и кварц-гематитовых породах встречаются признаки реликтового гиалокластического материала базальтового состава. В целом, особенностью рудных тел нижнего уровня является присутствие колломорфных текстур, марказита и аксессуарных теллуридов: алтаита, гессита, сйльванита, теллуровисмутита, колорадоита [Пшеничный и др., 1972, Ярош, Буслаев, 1985].

На среднем стратиграфическом уровне рудное тело № 1 сложено в основном серноколчеданными мадстоунами, в которых кроме халькопирита

присутствует обильный теннантит. В перекрывающих брекчиях обнаружен крупный (до 40 см) фрагмент барит-халькопирит-сфалеритовой трубы. На верхнем стратиграфическом уровне в рудном теле № 5 наряду с массивными рудами значительное место на южной выклинке занимают брекчиевидные руды, среди которых доминирует халькопирит-теннантит-сфалерит-пиритовый тип руд. В кластогенных рудах рудного тела № 5 обнаруживаются галенит, барит, халькозин, самородное золото и гематит.

7.7.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

В шахте в северной части рудного тела № 4, благодаря помощи участкового геолога м. Хадисова, удалось собрать большую коллекцию пирит-халькопиритовых труб. Очевидно, на этом участке, где реконструируется сульфидный холм, существовала крупная многоканальная гидротермальная постройка, сложенная колломорфным пиритом и многочисленными халькопиритовыми, сфалеритовыми и баритовыми крустификациями крупных (диаметром до 10 см) и мелких (диаметром до 1 см) каналов. Детально изучена крустификация одного из таких каналов, имеющая минеральную зональность, типичную для некоторых современных темно-серых курильщиков, например вулкана Суийо [Maslennikov et al., 2017]. Если в целом в постройке преобладают колломорфные пирититы, то около каналов труб они превращены в разномерный пирит (рис. 7.7.2а, б).

Зона А. Эта зона характеризует переход агрегатов колломорфного пирита и барита (подзоны А0 — А1) в зернистые агрегаты пирита (подзона А2) по мере приближения к стенке канала трубы. Во внутренней части оболочки эвгедральные кристаллы пирита (подзона А3), как обычно, сцементированы халькопиритом, галенитом и теннантитом (рис. 7.7.2в).

Зона В. В халькопиритовой крустификации еще более совершенные эвгедральные кристаллы пирита образуют густую вкрапленность. Независимо от них встречаются включения и прожилки теннантита (рис. 7.7.2г).

Зона С. Осевая часть канала обычно заполнена сфалеритом (подзона С1) в сростании с халькопиритом (рис. 7.7.2д) или дендритовидными агрегатами кристаллов пирита (подзоны С2 и С3), погруженными в кварц или барит с примесью кальцита (рис. 7.7.2е).

Пористые зернистые разновидности пирита, окружающие каналы кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовых труб, характеризуются гораздо более высокими содержаниями большинства химических элементов по сравнению с гидротермальными корками колломорфного пирита (табл. 7.7.1).

В зоне А, по сравнению с халькопиритом и сфалеритом оболочки, наиболее обогащенным микроэлементами является пирит. Однако концентрация и набор элементов-примесей в пирите отличается по подзонам. Со, Se, As, Pb концентрируются по всей оболочке. Повышенные содержания Sb (до 772 г/т), Ni (до 69 г/т) и V (до 5 г/т) характерны для подзоны А1. Ассоциация элементов Ag и Au наблюдается по всей наружной зоне, но единичные ураганные концентрации присутствуют во внутренних частях

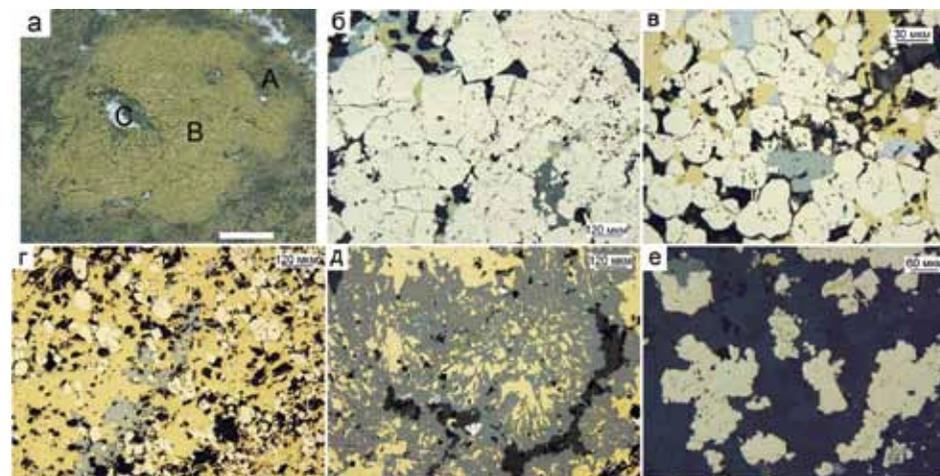


Рис. 7.7.2. Кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовая труба, Узельгинское месторождение (рудное тело №4), обр. Уз-09-1б: а — внешний вид трубы с зонами: А — пиритовая оболочка, В — халькопиритовая крустификация стенки трубы, С — кварцевый канал; б — прослой ангедрального и субгедрального пирита оболочки (подзона А2); в — эвгедральные кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом, галенитом и теннантитом во внутренней части оболочки трубы (подзона А3); г — эвгедральные кристаллы пирита и прожилки теннантита в халькопиритовой крустификации (зона В); д — сростания халькопирита и сфалерита в подзоне С1; е — агрегаты из мелких эвгедральных кристаллов пирита в кварце канала (подзона С2). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

оболочки (до 2900 г/т и 54 г/т, соответственно). Повышенные концентрации Те (до 6000 г/т) и Вi (до 90 г/т) обнаружены на границе с халькопиритовой стенкой. В сфалерите оболочки концентрируются Мо, Se, Sn, местами U и Ва. Наименее обогащенным является халькопирит, в котором наблюдаются повышенные содержания только Sn (27–35 г/т) и в среднем не высокие содержания Se (143 г/т) (табл. 7.7.1).

В зоне В в кристаллах пирита уменьшается концентрация многих микроэлементов, а количество Со, например, уменьшается на порядок. На этом фоне несколько возрастают содержания Se (до 1073 г/т). О присутствии Те (944, 1012 г/т) и Вi (8, 18 г/т) в пирите можно судить по отдельным максимальным содержаниям. Халькопирит крустификации, так же как и пирит, обогащен Se (до 1899 г/т). Наблюдается небольшое уменьшение содержания Sn по сравнению с халькопиритом оболочки. В халькопирите отмечены единичные случаи повышенных концентраций Те (500 и 1918 г/т), Вi (10–15 г/т), Pb (6731 г/т и 2 мас. %). Близкий спектр микроэлементов (Se, Sn, Мо, Pb) характерен для сфалерита (см. табл. 7.7.1).

В зоне С кристаллы пирита имеют наибольший спектр элементов-примесей: Ag, Au, As, появляется Мо (Со, Те, Вi содержатся в меньших количествах по сравнению с оболочкой) и водородная группа (U, V, W). Макси-

Таблица 7.7.1

Химический состав сульфидов кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы Узельгинского месторождения, обр. Уз-09-16. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py2	A2	10	2.1	83	44.4	89	30	0.22	0.3	3959	278	5.7	241
		σ	2.1	127	1.1	57	17	0.17	0.3	2703	179	3.5	85
Py3	A3	5	0.3	67	43.4	89	7.6	0.19	1.2	3834	235	7.0	1038
		σ	0.3	105	2.3	79	5.6	0.12	1.6	5833	137	7.9	1088
Py3	B	20	0.2	5.3	46.5	23	7.3	0.17	0.2	222	426	1.1	101
		σ	0.3	13	0.0	18	11	0.15	0.2	308	365	2.1	184
Py2	C	7	2.4	461	45.4	28	29	0.07	0.3	4770	259	11	643
		σ	2.5	293	1.4	23	51	0.06	0.8	4198	510	18	878
Cp	A	8	1.6	2.3	32.6	3.9	5.2	32.37	0.004	31	143	1.9	6.4
		σ	3.9	3.1	2.3	10	13	2.10	0.003	60	20	2.8	7.1
Cp	B	14	0.0	0.7	30.8	0.04	0.2	33.32	0.005	4.7	803	0.1	129
		σ	0.0	0.5	0.5	0.02	0.2	0.60	0.002	4.4	476	0.1	270
Cp	C	6	0.2	1.1	31.1	6.0	10	33.81	0.2	60	562	17	224
		σ	0.4	1.6	1.5	14	25	1.13	0.2	91	359	38	527
Sph	A	7	0.5	1.2	1.1	0.1	0.3	1.18	64.8	23	402	24	57
		σ	0.6	1.1	0.8	0.1	0.5	0.91	2.3	40	423	31	77
Sph	B	7	1.8	2.0	1.3	0.1	0.1	1.46	64.1	8.7	754	25	51
		σ	2.6	0.7	0.7	0.3	0.1	0.86	2.2	7.4	604	25	77
Sph	C	2	3.9	1.0	0.6	0.1	0.4	0.69	66.6	23	93	0.8	15
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py2	A2	10	9.4	0.3	235	432	12	0.04	8.8	0.41	5175	3.84	0.013
		σ	12	0.2	241	224	15	0.05	5.9	0.50	5928	2.61	0.030
Py3	A3	5	41	0.9	401	2320	0.8	0.03	23	4.38	7035	24.07	0.098
		σ	55	1.1	787	2048	0.8	0.03	18	9.65	11134	37.30	0.197
Py3	B	20	7.8	5.1	32	322	1.2	0.05	3.0	0.72	523	6.05	0.011
		σ	10	6.4	71	727	3.8	0.14	7.3	3.06	1373	17.51	0.041
Py2	C	7	12	0.7	295	537	5.8	0.52	8.1	35.47	4140	4.49	0.181
		σ	27	1.5	504	670	6.4	0.46	8.0	33.48	9650	5.36	0.280
Cp	A	8	0.5	31	2.4	10	5.9	0.04	0.1	0.02	133	0.53	0.046
		σ	0.3	3.8	2.9	23	13	0.05	0.3	0.02	188	0.70	0.123
Cp	B	14	0.6	23	1.3	188	0.3	0.03	0.6	0.02	4906	3.90	0.014
		σ	0.5	6.0	1.3	515	0.7	0.02	1.0	0.02	5509	4.24	0.041
Cp	C	6	8.3	24	18	249	1.7	0.16	3.7	0.05	2347	3.27	0.011
		σ	13	1.8	37	576	4.0	0.24	8.7	0.06	4219	3.56	0.019
Sph	A	7	2149	8.4	148	24	1.1	0.02	0.5	0.04	245	0.55	0.018
		σ	152	3.7	346	31	1.1	0.02	0.7	0.03	280	0.48	0.038
Sph	B	7	2186	10	26	46	0.4	0.15	0.7	0.04	504	1.13	0.002
		σ	54	5.3	44	71	0.4	0.36	1.2	0.02	632	1.33	0.001
Sph	C	2	2206	3.8	84	3.2	1.1	0.08	0.04	0.08	26	0.16	0.002

мальные концентрации Mn (до 1000 г/т) и Tl (до 82 г/т) наблюдаются в пирите этой части трубы. Содержания Se халькопирите относительно халькопирита зоны B понизились. Наблюдаются единичные случаи повышенных содержаний Te (1424 г/т), Pb (1777 г/т и 1 мас. %). В составе сфалерита присутствуют до 1–2 мас. % примеси Fe и Cu. Как и в случае с халькопиритом, отмечается обогащение Se (до 1300 г/т) и Sn (до 11 г/т) (см. табл. 7.7.1).

Таким образом, в целом по направлению от пиритовой оболочки к осевому каналу снижаются содержания As, Sb, Bi, Co, Ba и Pb. В халькопиритовой крустификации в этом же направлении нарастают содержания Se, вплоть до значений типичных для халькопирита современных черных курильщиков. Распределение Sn в халькопиритовой крустификации дискордантно распределению Se. Пирит осевого канала вновь показывает высокие концентрации элементов гидрогенной (U, V, W) и низкотемпературной (Tl, Pb, Mn) ассоциаций (рис. 7.7.3).

Барит-халькопирит-сфалеритовая труба обнаружена в виде крупного фрагмента в надрудных лавокластитах рудного тела № 1 (рис. 7.7.4а). Длина трубы достигает 50 см, диаметр — 20 см. В строении трубы выделено три главных минеральных зоны, характеризующиеся своими микротекстурными и минералогическими особенностями.

Зона А. Эта зона представляет собой барит-сфалеритовую оболочку трубы. Сфалеритовая инкрустация участками растрескана, вероятно, в условиях перепада температур гидротермальных флюидов и морской воды.

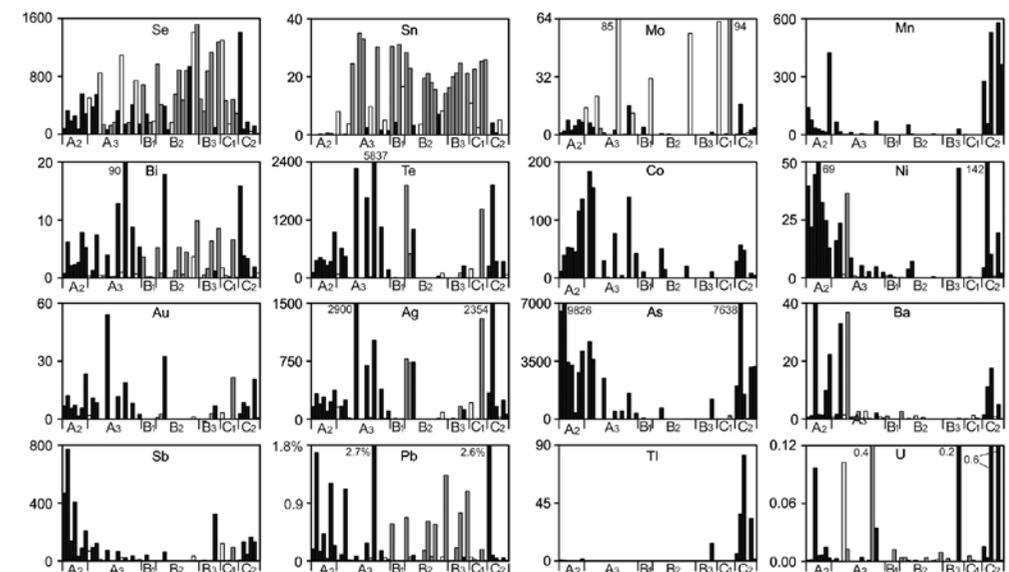


Рис. 7.7.3. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит- халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Узельгинское месторождение (рудное тело № 4), обр. Уз-09-16. Черное пирит, серое — халькопирит, белое — пирит.

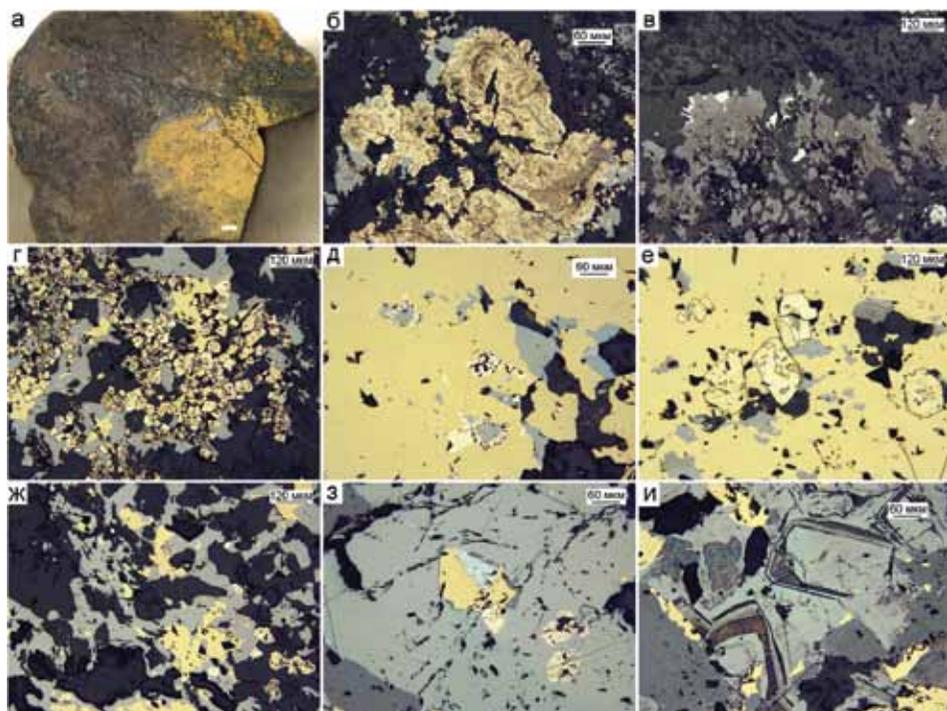


Рис. 7.7.4. Барит-халькопирит-сфалеритовая труба, Узельгинское месторождение (рудное тело № 1), обр. UZ-5-7: а — фрагмент трубы; А — барит-сфалеритовая оболочка, В — халькопиритовая крустификация стенки канала, С — барит-тетраэдрит-теннантитовое заполнение осевой части канала; б — колломорфный пирит в барите в ассоциации с теннантитом (подзона А1); в — сфалерит и галенит в кальцит-баритовом агрегате (подзона А2); г — халькопирит-теннантит-пиритовые агрегаты в барите (подзона А3); д — атолловидные включения пирита в ассоциации с теннантит-тетраэдритом в халькопирите (подзона В1); е — эвгедральные кристаллы пирита с пойкилитами халькопирита и теннантит-тетраэдрита заключены в халькопирите (подзона В3); ж — тесные сростания халькопирита, теннантит-тетраэдрита и пирита в зоне С; з — включения пирита и сфалерит-галенит-халькопиритовых сростков в тетраэдрит-теннантите; и — осциляторная зональность кристаллов теннантит-тетраэдрита, заключенных в сфалерите в ассоциации с халькопиритом (зона С); а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-и — отраженный свет.

Нередко оболочка содержит второстепенные микроканалы (см. рис. 7.7.4а). Лишь изредка в наружной части оболочки встречаются небольшие участки, сложенные колломорфным пиритом (подзона А1) (рис. 7.7.4б). Иногда его место занимает зернистый пирит-2. В остальной части оболочки доминируют зернистый пирит, кальцит, кварц и сфалерит. Кристаллически-зернистый сфалерит нередко сложен двойниками роста. Со сфалеритом ассоциируют чуть более поздние выделения галенита (рис. 7.7.4в). Во внутренней части оболочки трубы (подзона А3) в барите появляются многочисленные эвгедральные кристаллы пирита в ассоциации с халь-

копиритом и теннантит-тетраэдритом (рис. 7.7.4г). На контакте с халькопиритовой крустификацией во внутренней части оболочки трубы увеличивается количество теннантит-тетраэдрита, который является более поздним по отношению к халькопириту.

Зона В. Халькопиритовая крустификация внутренней стенки канала занимает не менее 30 % трубы (см. рис. 7.7.4а). В наружном слое халькопиритовой крустификации встречаются атолловидные включения агрегатов зернистого пирита в ассоциации с теннантитом (рис. 7.7.4д). Аналогичные «атоллы» нами были обнаружены в сходных по строению халькопирит-барит-сфалеритовых трубах поля Хакуреи (см. главу 3). Во внутренней части халькопиритовой крустификации место атолло-вых выделений пирита занимают эвгедральные кристаллы пирита, содержащие микропойкилиты халькопирита и теннантит-тетраэдрита (рис. 7.7.4е).

Зона С. Осевая часть канала заполнена халькопиритом, теннантит-тетраэдритом и баритом (рис. 7.7.4ж), иногда в сростании со сфалеритом и галенитом (рис. 7.7.4з). Наблюдается последовательное отложение минералов: эвгедральный халькопирит → пирит → сфалерит → теннантит-тетраэдрит → галенит → барит. После травления в концентрированной HNO_3 кристаллы теннантит-тетраэдрита показывают осциляторную зональность роста (рис. 7.7.4и).

В целом, сульфиды данной трубы, по сравнению с сульфидами предыдущей трубы, обеднены химическими элементами. Лишь субгедральные и эвгедральные разновидности пирита оболочки трубы отличается повышенными содержаниями Se и Te, превышающими значения в халькопирите. Халькопирит по сравнению с халькопиритом предыдущей трубы содержит меньше Se и Te, что может свидетельствовать о более низких температурах минералообразования [Auclair et al., 1987] (табл. 7.7.2).

По данным точечного ЛА-ИСП-МС анализа, в стенке трубы отсутствует отчетливая геохимическая зональность. Следует отметить лишь большие содержания Se в пирите оболочки трубы, по сравнению с крустификационным халькопиритом, запечатавшим канал. От надрудной части оболочки к ее внутренней части в пирите возрастают содержания Te, Sb, Pb, Ni, As. Содержания Co и Bi, напротив, снижаются. Загадочной является концентрация Sn в пирите зоны С (рис. 7.7.5).

7.7.4. Второстепенные и редкие минералы. Сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы отличаются от барит-халькопирит-сфалеритовых ассоциациями редких минералов. В пиритовых оболочках сфалерит-пирит-халькопиритовых труб встречается сфалерит-гессит-галенит-халькопиритовый парагенезис (рис. 7.7.6а). Гораздо реже попадаются мелкие включения самородного золота в пирите. Халькопиритовая содержит мало редких минералов, за исключением второстепенного теннантита (рис. 7.7.6б). Теллуриды обычно ассоциируют со сфалеритом, содержащим включения халькопирита. Ти-

Табл. 7.7.2

Химический состав сульфидов барит-халькопирит-сфалеритовой трубы,
Узельгинское месторождение, обр. UZ-5-6.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас.%

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py2	A1	4	0.7	2.6	44.5	28	6.2	0.5	1.3	81	400	1.4	33
		σ	0.8	1.7	1.5	34	2.4	0.6	1.5	26	78	2.0	30
Sph	A2	10	67	68	0.2	0.1	0.08	0.3	65.7	1294	69	25	125
		σ	44	132	0.3	0.1	0.11	0.6	1.4	2984	51	27	290
Py3	A3	5	11	14	40.4	14	87	0.5	3.4	1386	120	10	321
		σ	5.1	18	7.3	8.5	47	0.2	3.7	687	52	16	449
Py3	B	26	6.0	129	43.9	13	82	0.9	0.6	1380	163	4.6	258
		σ	14	607	4.4	13	72	2.2	1.5	2576	92	8.5	706
Cp	B	40	20	0.5	30.5	1.1	0.08	34.9	0.010	10	93	4.7	4.4
		σ	37	0.8	0.2	2.0	0.16	0.5	0.017	22	14	11	2.2
Sph	B	21	84	10	0.10	0.10	0.020	0.3	66.0	916	127	19	22
		σ	36	5.7	0.06	0.11	0.021	0.4	1.1	2235	79	26	31
Sph	C	4	76	18	0.11	0.03	0.024	0.1	66.4	88	148	7.6	9.0
		σ	40	9	0.03	0.03	0.018	0.1	0.1	147	48	4.2	9.2
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py2	A1	4	91	6.0	65	90	0.1	0.03	1.5	0.01	160	0.603	0.0011
		σ	103	12	97	59	0.0	0.03	1.7	0.02	168	0.975	0.0022
Sph	A2	10	3254	1.1	824	43	0.9	1.36	1.8	0.01	65	0.003	0.0005
		σ	204	1.5	1673	121	1.8	1.11	4	0.01	47	0.009	0.0012
Py3	A3	5	178	0.2	1377	164	0.2	0.11	14	0.29	1418	0.002	0.0000
		σ	184	0.3	1230	245	0.2	0.07	24	0.24	1656	0.004	0.0000
Py3	B	26	43	60	1262	200	3.9	0.04	4.5	0.09	1482	0.324	0.0806
		σ	78	145	2994	512	12	0.04	10	0.16	2588	0.451	0.3926
Cp	B	40	0.4	2.1	4.6	0.5	0.03	0.01	0.03	0.003	70	0.020	0.0296
		σ	0.8	0.9	10	0.4	0.10	0.01	0.02	0.003	358	0.096	0.1612
Sph	B	21	3590	0.3	289	1.9	3.37	0.89	0.22	0.032	409	0.002	0.0161
		σ	284	0.6	686	3.3	9.12	1.06	0.35	0.019	1040	0.002	0.0718
Sph	C	4	3941	0.08	33	0.1	0.05	0.64	0.04	0.039	45	0.001	0.0003
		σ	235	0.03	49	0.1	0.06	0.96	0.01	0.017	34	0.001	0.0006

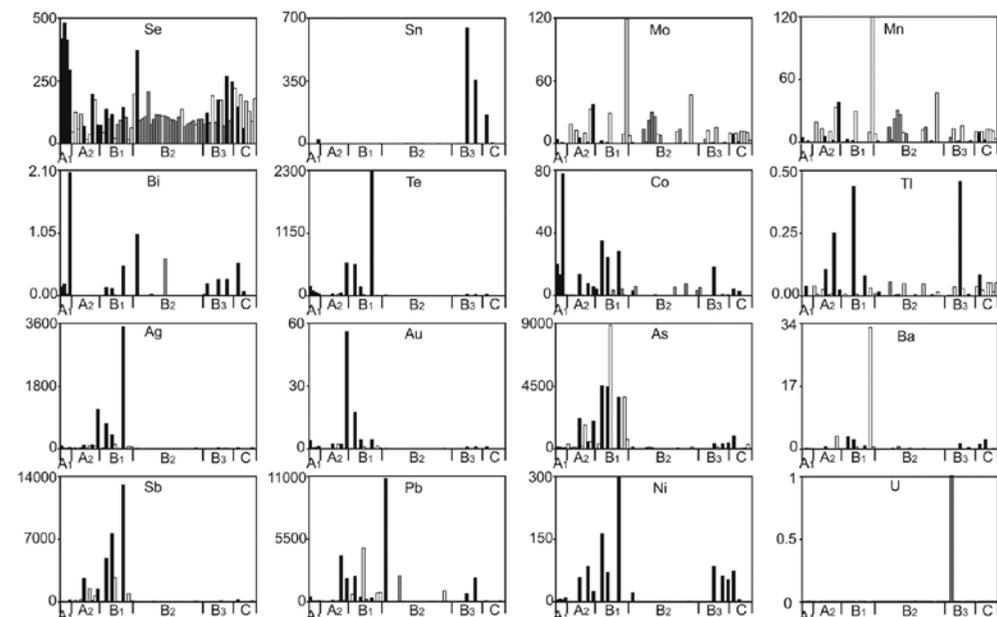


Рис. 7.7.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке барит-халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Узельгинское месторождение (рудное тело № 1), обр. UZ-5-7.

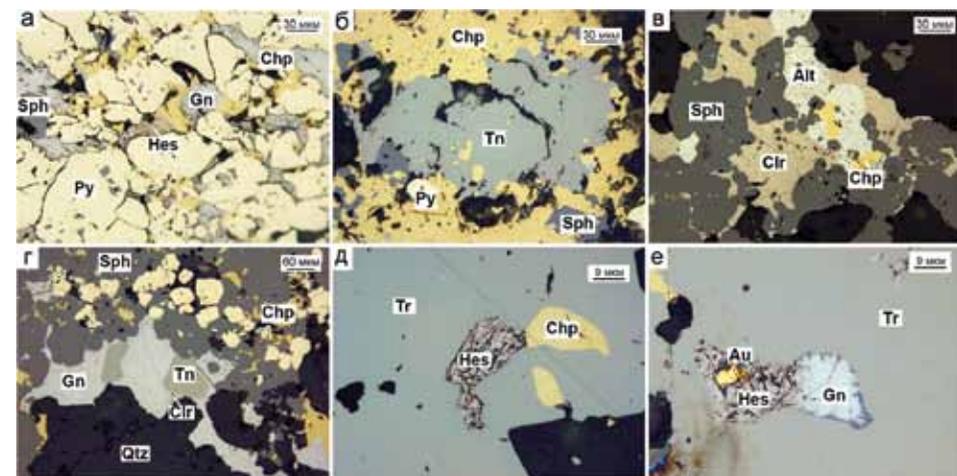


Рис. 7.7.6. Редкие и второстепенные минералы гидротермальных сфалерит-пирит-халькопиритовых (а-г) и барит-халькопирит-сфалеритовых (д-е) труб Узельгинского месторождения: а — прожилки галенита (Gn), халькопирита (Chp) и гессита (Hes) в агрегате пирита (Py) (подзона А3); б — включение теннантита (Tn) в халькопирите (Chp) (зона В); в — прораствание сфалерита (Sph) с алтаитом (Alt), халькопиритом (Chp) и колорадоитом (Clr) (зона С); г — концентрация галенита (Gn), теннантита (Tn) в ассоциации с колорадоитом (Clr) на границе сфалерита (Sph) и кварца (Qtz) (зона С); д — сросток гессита (Hes) и халькопирита (Chp) в теннантит-тетраздрите (Tr); е — включение самородного золота (Au) в гессите (Hes), сростомеся с галенитом (Gn) в теннантит-тетраздрите (Tr). Отраженный свет.

пичным является халькопирит-сфалерит-алтаит-колорадоитовый парагенезис (рис. 7.7.6в). Это указывает на то, что гидротермальные растворы достигали насыщения относительно теллуридов лишь в среднетемпературную стадию. Интересно, что теллуриды, например, колорадоит могут присутствовать в парагенезисе с галенитом и теннантитом (рис. 7.7.6г).

В *барит-халькопирит-сфалеритовых* трубах доминируют включения гессита в ассоциации с теннантит-тетраэдритом. Нередко они находятся в сростаниях с включениями халькопирита (рис. 7.7.6в). Однако типичным является золото-гессит-галенитовый парагенезис в теннантит-тетраэдрите (рис. 7.7.6е). Подобные ассоциации характерны для серых курильщиков бассейна Пакманус.

7.7.5. Минерально-геохимические ассоциации. Минерально-геохимические ассоциации, рассчитаны для труб палеокурильщиков и для их минералов методом максимального корреляционного пути [Смирнов, 1981].

В целом, для *сфалерит-пирит-халькопиритовой* трубы выявлено семь ассоциаций химических элементов (табл. 7.7.3). Первая ассоциация принадлежит сфалериту, вторая относится как к блеклым рудам, так и к мышьяковистому кобальтсодержащему пириту. Третья ассоциация отражает присутствие микровключений самородного золота, четвертая — теллуридов висмута и свинца (алтаита). Следует отметить, что теллуриды висмута другими способами не диагностированы. Селен занимает двойственную позицию. С одной стороны, он связан с парагенезисом теллуридов (ассоциация IV), с другой — тяготеет к халькопириту (ассоциация V), поскольку так же, как и олово, изоморфно концентрируется, прежде всего, в халькопирите. Оставшиеся две ассоциации (VI и VII), представленные литогенно-водородными и низкотемпературными группами элементов, скорее всего, связаны с пиритом.

Ассоциации, рассчитанные для пирита, несут признаки микровключений сфалерита (I), самородного золота (II) и теннантит-тетраэдрита (IV), теллуридов висмута и свинца (VIII) и халькопирита (IX). Ассоциации V, VI и VII, вероятно, соответствуют реликтам тонкодисперсного низкотемпературного пирита. Особенностью халькопирита является появление ассоциации (IV), характерной для гессита и колорадоита. При этом золото попадает в группу ассоциаций (II, III), характерных для блеклых руд. Повышенные содержания Bi и Pb коррелируют не с Te, а с Se, что характерно для галенита. Сохраняет свое значение ассоциация свойственная включениям пирита (VI). В сфалерите наиболее отчетливо выглядят ассоциации, связанные с микровключениями халькопирита (I), пирита (II), блеклой руды (III), самородного золота и гессита (IV). Сильная корреляция Cd и Hg (V) обусловлена совместным изоморфным вхождением этих элементов в сфалерит.

В *барит-халькопирит-сфалеритовой* трубе первая ассоциация соответствует сфалериту, вторая — парагенезису гессита с теннантит-тетраэдритом, третья — включениям пирита, четвертая — включениям галенита. Корреляция Mo и V, а также вхождение W в ассоциацию со сфалеритом свидетельствуют о существенном участии морской воды в процессах минера-

Таблица 7.7.3

Минералого-геохимические ассоциации, рассчитанные для труб и сульфидов палеокурильщиков Узельгинского месторождения

№ образца	Минералы	Ассоциации элементов
Уз-09-16	Халькопирит> пирит> сфалерит>кварц	I(Cd+Zn+Hg) + Mo + II(Sb+As+Co) + III(Au+Ag) + IV(Te+Bi+Pb) + Se + V(Sn+Cu) – VI(U+Tl+Ti+W+Mn) + V + VII(Ba+Ni+Fe)
	Пирит	I(Cd+Zn) + II(Ag+Au) + III(Hg+Mo) + IV(As+Sb) + V(Mn+Tl+U) + VI(Ti-W) + VII(V+Ba+Co) – Ni – VIII(Te+Bi+Pb) – IX(Se+Sn+Cu)
	Халькопирит	I(Cd+Zn) + II(W+Mo+Au+Sb) + III(As+Tl) + IV(Ag+Te+Hg) – IV(Se+Pb+Bi) – VI(V+Fe+Mn+Co+Ni) + Ba – Ti – Sn – U
	Сфалерит	I(Cu+Fe+Se+Bi) + II(Pb+Co+Ni+U) + Mn – W – III(Tl+Sb+As) + IV(Ag+Au+Te) – Sn – V – V(Hg+Cd) – Ti – Ba – Mo
UZ-5-6	Салерит> халькопирит> барит	I(Cd+Zn+W) + II(As+Sb+Te+Ag) + III(Mn+Ni+Co+Tl+Sn+Fe) + Ti – IV(Bi+Pb+Se) – U – V(Mo+V) – Au – Ba – Cu
	Пирит	I(Cd+Zn+Au+Mo+V) + II(Te+Ag+Mn+Sb) + III(Ni+As) – IV(W+Tl) – Co – Ti – Ba – Cu – Bi – V(Se+Pb) – Sn – U
	Халькопирит	I(Cd+Zn) + II(Sb+As) + III(Mn+Pb) + III(Te+Ag) + IV(V+Mo+Tl+W+Ba+Ni) – V(Fe+Au+Se+Sn) – U – Bi – Co – Ti
	Сфалерит	I(Te+Ag+Au) + Bi + II(Sb+As+Cu+W+Co+Ba) – U – III(Ni+Sn+Mo) + IV(Fe+Mn+Ti) – Pb – V(V+Se+Cd+Tl)

лообразования (см. табл. 7.7.3). Об этом же свидетельствуют ассоциации, рассчитанные для пирита. Это прежде всего касается первой ассоциации, соответствующей микровключениям золотоносного сфалерита, где изоморфные элементы (Cd, Zn) коррелируют с элементами водородной группы (Mo, V). Устойчивыми являются ассоциация, подтверждающая парагенезис гессита и теннантит-тетраэдрита (II, III).

Ассоциации, рассчитанные для халькопирита, свидетельствуют в пользу микровключений сфалерита (I), теннантит-тетраэдрита (II), гессита (IV) и пирита (II, IV, V). Ассоциации, рассчитанные для сфалерита, подтверждают золото-гесситовый (I) и барит-блекловорудный (II) парагенезисы (см. табл. 7.7.3).

7.7.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы отличаются от барит-пирит-халькопирит-сфалеритовых по минеральному составу и концентрациям химических элементов в сульфидах. В оболочках труб первого типа доминирует пористый и колломорфный пирит и продукты его перекристаллизации, представленные ангедральными и эвгедральными кристаллами пирита, сцементированными халькопиритом. В оболочках труб вто-

рого типа колломорфный пирит встречается редко, его место чаще всего занимают субгедральные и эвгедральные кристаллы пирита, погруженные в пирит-сфалеритовую массу. В обоих типах крустификационный халькопирит содержит многочисленные включения кристаллов пирита и блеклых руд.

Однако в халькопирите первого типа блеклые руды в основном представлены теннантитом, а второго типа теннантит-тетраэдритом [Масленников и др., 2015]. В трубах первого типа встречаются алтаит, колорадоит и теллуриды висмута, что свидетельствует о низкой фугитивности серы [Affi, 1988].

В трубах второго типа в ассоциации с теннантит-тетраэдритом распространен золото-гессит-галенитовый парагенезис, характерный для условий минералообразования с более высокой фугитивностью серы. Таким образом, общими минералами оказываются кристаллически-зернистый пирит, халькопирит и сфалерит.

Гораздо меньше данных о колломорфном пирите, который концентрируется в основном в гидротермальных корках. Псевдоморфозы пирита по кристаллам пирротина, марказит и изокубанит, в трубах не обнаружены, хотя в рудном теле, в целом, они имеются.

Этот недостаток более характерен для труб месторождений баймакского и куроко типов, которые относятся к серым и белым (светло-серым) курильщикам. Содержания химических элементов высокотемпературной ассоциации в этих трубах крайне низкие, гораздо ниже, чем в типичных современных черных курильщиках. Поэтому наибольший интерес представляет собой сравнение сульфидов пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы с современными черными курильщиками. Поскольку достоверный колломорфный пирит непосредственно около трубы не обнаружен, основное сравнение дано по халькопириту и сфалериту.

Для подсчетов коэффициентов концентрации традиционно выбраны курильщики ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.7.4).

Халькопирит сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Узельгинского месторождения обогащен, по сравнению с халькопиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., такими элементами, как Pb, Au и Te при минимальных содержаниях Co и элементов гидрогенной группы (Mo, V, Ni, W).

Следует отметить, что в отличие от халькопирита других колчеданных месторождений, в данном случае не отмечается повышенных КК по ряду традиционных элементов (Bi, Sb).

На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовых труб рудной залежи Узельга-4 в основном концентрируются в полях современных черных курильщиков СОХ. Однако половина точек уходит за пределы полей черных курильщиков из-за высоких содержаний Te. Фигуративные точки халькопирита барит-халькопирит-сфалеритовой трубы локализируются в верхней части поля островодужных серых курильщиков. На диаграмме Co–Sn халькопирит обоих типов труб располагается в поле как серых, так и бесцветных курильщиков (рис. 7.7.7). Именно

Таблица 7.7.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Узельгинского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентраций										
	Pb	Au	Te	Ag	Bi	Ba	W	Fe	Sn	Sb	Se
Черные	188	22	6.9	2.2	1.9	1.5	1.1	1.0	0.7	0.6	0.6
	U	As	Tl	Mn	Cd	Zn	Ni	V	Mo	Co	
	0.19	0.13	0.07	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.001	0.0004	
Серые	Pb	Te	Au	Sn	Se	Ag	Fe	Ni	Ba	W	Bi
	67	17	6.4	2.6	1.5	1.4	1.0	0.3	0.3	0.2	0.1
	U	As	Cd	Sb	Tl	Zn	Mn	Co	V	Mo	
	0.12	0.06	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.003	0.0005	0.0001	
Бесцветные	Te	Pb	Bi	Au	Se	Ba	Sb	U	As	W	Tl
	6855	2693	1049	57	48	16	12	8.3	7.8	6.0	1.7
	Fe	V	Ag	Mo	Mn	Sn	Ni	Cd	Co	Zn	
	0.95	0.91	0.75	0.54	0.44	0.20	0.17	0.08	0.06	0.05	

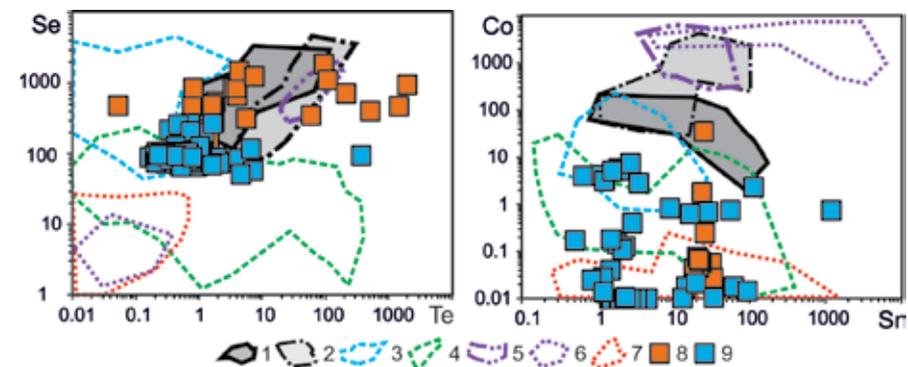


Рис. 7.7.7. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Узельгинского месторождения (8, 9) по сравнению с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщии поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщии полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщии горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщии полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщии поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщии и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщии и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8–9 — гидротермальные трубы Узельгинского месторождения: 8 — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые с кварцем (Узельга-4), 9 — пирит-халькопирит-сфалеритовые с баритом и кварцем (Узельга-1).

Таблица 7.7.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит- халькопиритовых труб Узельгинского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентраций										
	Bi	Te	Au	W	Mo	Se	Sn	Tl	Cu	Ba	V
Черные	191	36	11	9.3	8.6	7.0	5.3	3.0	2.7	2.6	2.2
	Cd	Ni	Pb	Ag	Sb	Fe	As	U	Mn	Co	
	1.1	1.0	0.8	0.5	0.5	0.4	0.05	0.04	0.02	0.01	
Серые	Te	Bi	Sn	Se	Mo	W	Au	Cu	Ni	Cd	V
	112	40	33	7	6.4	5.1	2.3	1.9	1.1	0.7	0.6
	Sb	Fe	Pb	U	Ag	Ba	As	Tl	Mn	Co	
	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.06	0.06	0.06	0.02	0.003	
Бесцветные	Te	Bi	Se	W	Ba	Co	Cu	Pb	Mo	V	Tl
	1912	458	152	66	18	12	3.2	2.9	2.9	2.8	2.3
	As	Au	Ni	Cd	Sb	U	Ag	Fe	Sn	Mn	
	1.9	1.4	0.8	0.4	0.4	0.2	0.2	0.11	0.11	0.01	

в этом коренное отличие изученных труб от типичных современных черных курильщиков. Вероятно, гидротермальные флюиды были окисленными. Это неблагоприятно складывалось на переносе Sn и Co, но вполне благоприятствовало переносу золота [Hennington et al., 1999a]. Обогащение Pb, и обеднение Co связано с более высокой зрелостью рудогенерирующей гидротермальной системы [Третьяков, 2015, Дифференциация ..., 2016].

Сфалерит по содержаниям Bi, Te и Au существенно превосходит сфалерит курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.7.5). Очевидно, насыщение флюидов этими элементами наступило лишь в среднетемпературную стадию.

На диаграмме Co–Sn фигуративные точки сфалерита охарактеризованных труб Узельгинского месторождения занимают позицию бесцветных курильщиков (рис. 7.7.8). Вероятно, это связано с высокой окисленностью колчеданообразующих гидротермальных флюидов. Это подтверждается обилием барита, окружающего фрагмент сульфидной залежи Узельга-4, а также теннантит-тетраздрит-пиритовым составом залежи Узельга-1. Другое объяснение — более высокая ступень зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы, достигшая стадии полного разложения фемических минералов. Очевидно, глубинные гидротермально-метасоматические преобразования достигли стадии разложения полевых шпатов. Об этом свидетельствует обилие сопутствующего барита [Дифференциация ..., 2016].

Хотя колломорфный пирит, непосредственно связанный с трубами Узельгинского месторождения, не обнаружен, наибольший интерес предполагает попытка сравнительного анализа кристаллически-зернистого пирита

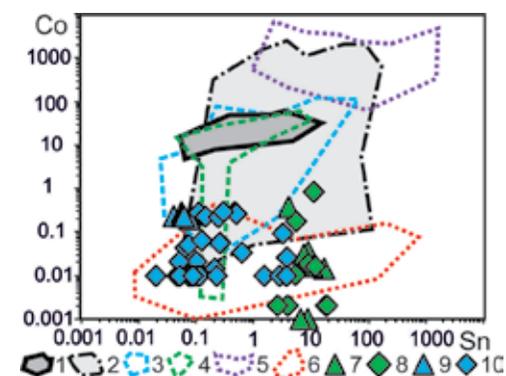


Рис. 7.7.8. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб колчеданных рудных залежей Узельга-4 (7, 8) и Узельга-1 (9, 10) в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–10 — гидротермальные трубы Узельгинского месторождения: 7–8 — марказит-сфалерит-пирит-халькопиритовые с кварцем (Узельга-4), 9–10 — пирит-халькопирит-сфалеритовые с баритом и кварцем (Узельга-1). Треугольники — оболочка, ромбы — кристификация и заполнение канала труб.

с аналогичным пиритом современных курильщиков Западной Пацифики. Кристаллически-зернистый пирит обоих типов труб характеризуется высокими содержаниями Se и Te. При этом содержания Se в первом типе почти на порядок выше, чем во втором. По содержаниям этого элемента трубы сопоставимы с черными курильщиками вулкана Суийо и на два порядка выше, чем в зернистом пирите серых курильщиков Бассейна Манус. Однако по содержаниям Te в зернистом пирите палеокурильщики Узельгинского месторождения превосходят все современные курильщики, формирующиеся в островодужной системе Западной Пацифики [Maslennikov et al., 2017].

Кристаллически-зернистый пирит черных курильщиков COX характеризуется высокими значениями Co/Ni. Современные островодужные черные и серые курильщики отчетливо подразделяются по соотношениям содержаний Co и Ni в кристаллически-зернистом пирите. В пирите черных курильщиков Co/Ni > 1, а в пирите серых — Co/Ni < 1, соответственно. По этому параметру сфалерит-халькопиритовые трубы Узельги ближе к черным курильщикам (Co/Ni > 1), занимая промежуточное положение между полями фигуративных точек современных черных и серых курильщиков. Барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые палеокурильщики по соотношениям Co/Ni < 1 в кристаллически-зернистом пирите соответствуют современным серым курильщикам.

В отличие от колломорфного пирита черных курильщиков COX, соотношения Co/Ni в колломорфном пирите современных островодужных как

черных, так и серых курильщиков в большинстве случаев меньше 1 [Maslennikov et al., 2017]. Колломорфный пирит гидротермальных корок, удаленных от пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы рудной залежи Узельга-4 имеет $Co/Ni < 1$.

Пирит курильщиков COX характеризуется низкими содержаниями As. Содержания As нарастают в ряду от темно-серых (вулкан Суийо) к серым (Восточный Манус) и мерцающим (поле Хакурей) курильщикам. По сравнению с пиритом островодужных курильщиков Западной Пацифики соотношения As/Sb в пирите узельгинских курильщиков всегда ниже 10. По содержаниям As пирит узельгинских курильщиков занимает промежуточное положение между пиритом курильщиков COX и Западной Пацифики.

Содержания Au и Ag в пирите показывают прямо пропорциональную зависимость. Чаще всего в пирите узельгинских палеокурильщиков соотношения $Ag/Au > 10$, что соответствует пириту большинства серых курильщиков бассейна Восточный Манус. В пирите черных курильщиков вулкана Суийо соотношения $Ag/Au < 10$.

При близких вариациях содержаний Pb в пирите, количества Bi, отражая увеличение температуры гидротермальных флюидов, на четыре порядка возрастают в ряду от мерцающих (поле Хакурей) к серым (Восточный Манус) и темно-серым (вулкан Суийо) курильщикам. По умеренно высоким содержаниям Bi в пирите барит-пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы Узельги-1 соответствуют современным серым курильщикам бассейна Восточный Манус. Кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Узельги-4 по содержаниям Bi занимают промежуточное положение между черными и серыми курильщиками.

В целом, изученные кварц-сфалерит-халькопиритовые трубы несут в себе признаки как черных, так и серых курильщиков и, скорее всего, представляют собой промежуточную разновидность. Барит-халькопирит-сфалеритовые трубы, скорее всего, принадлежат к переходному типу от серых к бесцветным курильщикам.

7.8. Октябрьское

7.8.1. Геологическая позиция. Октябрьское месторождение занимает центральную часть верхнего колчеданосного уровня Маканского рудного поля (рис. 7.8.1) и приурочено к внутридуговому рифту [Масленников, 1991, 1999, 2006]. По данным И.Б. Серавкина [1986], все известные рудные тела Маканского поля локализируются в вершинной кальдере одноименного стратовулкана. В геологическом разрезе рудного поля снизу вверх выделяются три толщи: 1) подрудная андезит-базальтовая, мощностью более 500 м; 2) рудовмещающая осадочно-вулканогенная андезит-дацитовая, дацитовая мощностью 100–700 м; 3) надрудная риолит-дацитовая, 100–770 м, содержащая слоистую пачку андезитового и андезит-базальтового состава мощностью 1–40 м (рис. 7.8.2). В рудовмещающей толще по-

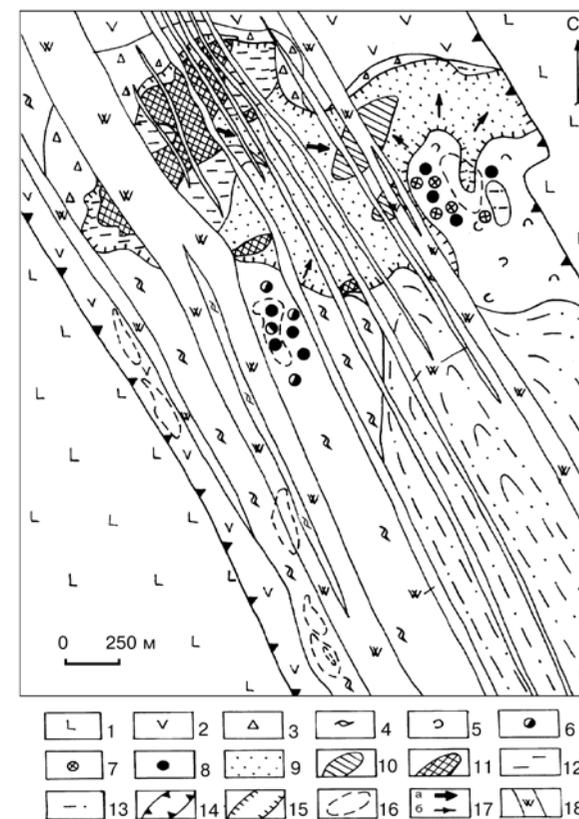


Рис. 7.8.1. Реконструкция палеогидротермального поля Октябрьского цинково-медно-колчеданного месторождения [Масленников, 1999]: 1 — базальты, габбро, диабазы дорудные; 2 — андезиты и дациты; 3 — эдафогенные андезитовые и дацитовые брекчии; 4 — ксенолавокластиты Южно-Октябрьского дацитового купола; 5 — ксенолавокластиты Ташкулинского дацитового купола; 6, 7 — ксенокластолавы куполов: 6 — Южно-Октябрьского, 7 — Ташкулинского; 8 — ксеногенные рудокласты; 9 — ксеногиалокластогенные песчаники с примесью и прослоями пирита; 10 — кластогенные и густовкрапленные золотоносные пиритовые руды с примесью гиалокластитов; 11 — медно-цинково-колчеданные залежи; 12 — апопелитовые микрокварциты; 13 — переслаивание кремнистых пелитолитов и гравийно-псаммитовых гиалокластогенных тейроидов; 14 — границы Маканской структуры; 15 — границы палеогидротермального поля Октябрьского месторождения; 15, 16 — контуры глубокозалегающих рудных тел; 17 — направления сноса рудокластического (а) и гиалокластического (б) материалов; 18 — дайки кварц-плагиоклазовых риодацитов.

лициклического строения концентрируется несколько цинково-медноколчеданных месторождений: Маканское, Ново-Маканское, Ташкулинское и Октябрьское. Всего насчитывается более 60 рудных тел, которые являются фрагментами всего лишь нескольких рудных залежей, разобращенных раздвигами [Масленников, 1999].

Маканское рудное поле является одним из первых объектов, на котором на основе детального литолого-стратиграфического анализа доказана раздвиговая природа колчеданосных структур и реконструированы

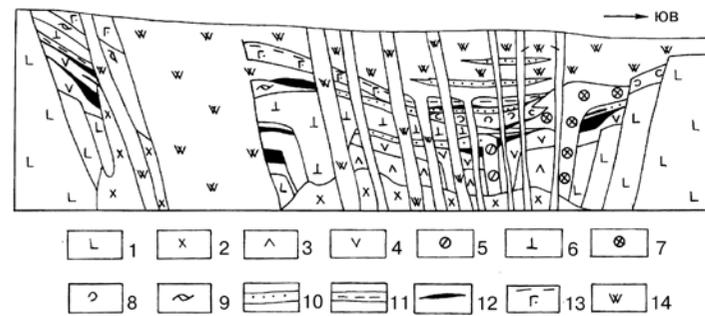


Рис. 7.8.2. Поперечный схематический геологический разрез через центральную часть Маканского рудного поля [Масленников, 1999]. Толщи баймак-бурибайской свиты (D2b-br): 1 — вторая толща (базальты, диабазы, габбро); 2—4 — третья толща: 2 — кварцевые диориты, плагиограниты, андезито-базальты, андезиты с многочисленными дайками разного состава и эдафогенными брекчиями; 4—12 — четвертая толща: 4 — андезиты и их гиалокластиты, 5 — ксенокластолавы и ксенолавокластиты андезитового состава, 6 — дациты флюидално-полосчатые и их лавокластиты Октябрьского купола, 7 — ксенокластолавы афировых дацитов Ташкулинского купола, 8 — ксенокластолавы афировых дацитов, 9 — эдафогенные, гиалокластогенные и ксеногиалокластогенные нерасчлененные вулканомиктовые песчаники, 10 — ксенолавокластиты кварцевых дацитов, 11 — алевриты, кремнистые пелитолиты, 12 — колчеданные руды; 13, 14 — пятая толща: 13 — гиалокластиты, лавокластиты и их тефроиды андезибазальтового и риодацитового состава с прослоями кремнистых пелитолитов, 14 — силлы, лавы, купола и дайки риолитов и риодацитов плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых.

расчлененные на части палеогидротермальные поля. Выделено шесть рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов, каждый из которых имеет свои литологические особенности, позволяющие распознавать стратиграфическую принадлежность фрагментов околорудных пачек [Масленников, 1991, 1999]. Реконструированные в Маканской полициклической структуре палеогидротермальные поля залегают в узкой зоне, представляющей в современном геологическом разрезе грабен шириной 2–3 км, глубиной 100–400 м, напоминающий по размерам рифтовую долину хребта Хуан-де-Фука (Тихий океан). Грабен заполнен вулканогенно-осадочными отложениями. С юго-запада и северо-востока вулканическая депрессия граничит с базальтовыми грядами по разломам (типа листрических). Наблюдается асимметрия в строении бортов грабена, подобная той, которая установлена Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [1993] для некоторых участков рифтовых долин Срединно-Атлантического хребта: юго-западный склон является «аномальным» с выходами на палеоповерхность габбро-диабазов, гранодиоритов и продуктов их придонного разрушения; северо-восточный — «нормальный», сложен породами гиалокластит-базальтового эффузивного комплекса. В центральной части базальтового дна вулканодепрессии прослеживается прерывистое андезибазальтовое осевое поднятие шириной 200–300 м, типичное и для современных рифтовых долин, осложненных осевыми кальдерами.

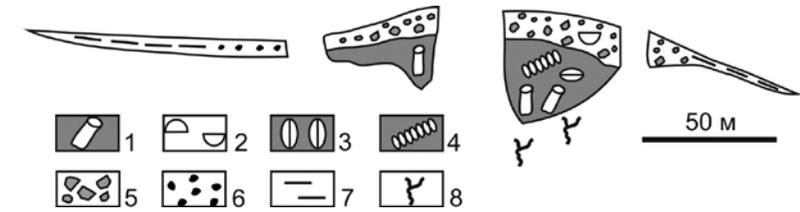


Рис. 7.8.3. Реконструированная главная рудная залежь Октябрьского месторождения [Масленников, 2006]. Халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые гидротермальные руды с включениями: 1 — гидротермальных труб черных палеокурильщиков; 2 — донных гидротермальных колломорфных фаций; 3 — сульфидизированных моллюсков; 4 — сульфидизированных трубок червей; 5–7 — рудокластиты: 5 — сульфидные брекчии, 6 — проксимальные сульфидные турбидиты; 7 — дистальные сульфидные турбидиты; 8 — сульфидные штокверки.

7.8.2. Состав и строение рудных тел. Центральная часть Главной рудной залежи Октябрьского месторождения, имеющая максимальную мощность, наследует реликтовую форму сульфидного холма, покрытого обломочными сульфидными рудами и ритмично-слоистыми сульфидно-хлоритолит-яшмовыми отложениями. В основании гидротермального ядра встречаются реликтовые сфалерит-халькопирит-баритовые трубы черных курильщиков, окруженные реликтами двустворчатых моллюсков с кварцевыми ядрами [Масленников, 1991]. Брекчиевые и слоистые сульфидные руды далеко распространяются от рудного тела. В пониженных частях рельефа руды переслаиваются с барититами, гиалокластогенными песчаниками и силицитами. Колломорфные текстуры в сплошных рудах сохраняются редко и только в виде реликтов, однако, среди силицитов и аргиллитов встречаются линзы колломорфного пирита и прослойки, сложенные глобулярным пиритом.

На верхнем стратиграфическом уровне основным источником рудокластического материала служила верхняя рудная залежь, представлявшая собой несколько фрагментов рудных тел (№ 1, 2, 3, 4 и др.), разделенных дайками риолитов (рис. 7.8.3). В строении залежи установлены реликты сульфидных холмов и труб палеокурильщиков. Обильный рудокластический материал переносился в юго-восточном направлении, где смешивался с ксеногиалокластогенными песчаниками, поступающими при разрушении третьего источника обломочного материала — Ташкулинского ксенокластолавого дацитового купола. Рудные тела нижнего стратиграфического уровня представлены в основном слабо разрушенными двухэтажными сульфидными холмами (Ташкулинское № 35, Маканское и Ново-Маканское рудные тела). В центральной части сульфидных холмов рудокластиты так же, как и донные гидротермальные руды, в основном подверглись гидротермальным изменениям. Тем не менее, в кровле рудного тела № 35 в составе надрудной пачки гиалокластитов при проходке штрека встречены линзы рудокластитов хорошей сохранности. Некоторые обломки представлены крупнозернистым сфалеритом,

напоминающим сфалерит труб палеокурильщиков. На выклинках рудных залежей (Маканское, Ташкулинское-35) наблюдались сильно преобразованные пиритовые песчаники, иногда переслаивающиеся с розовыми и серыми кремнистыми пелитолитами.

7.8.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. На месторождении выявлено три типа сульфидных труб палеокурильщиков: сфалерит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые, образующие непрерывный минералогический ряд. Этот ряд, как и на месторождениях типа куроко (баймакского), завершается сфалеритовыми диффузерами. Изученные трубы имеют специфическую минералогическую зональность. В качестве примера рассмотрим наиболее типичную для месторождения *барит-пирит-сфалерит-халькопиритовую* трубу (обр. 0-886-82в).

Зона А. Оболочка барит-пирит-сфалеритовой трубы сложена в основном тонкозернистым сфалеритом с вкрапленностью ангедрального халькопирита, барита и эвгедрального пирита (рис. 7.8.4а). Эвгедральный пирит, сцементированный сфалеритом или халькопиритом, иногда занимает значительное место в оболочках труб и возрастает к внутренним частям оболочек. Кристаллы пирита имеют зональное строение: ядро некоторых кристаллов сложено тонкозернистым пиритом, центральные части других кристаллов содержат пойкилиты сфалерита, иногда — халькопирита и галенита (рис. 7.8.4б, в). В некоторых кристаллах пирита встречаются тонкие включения алтаита. Оболочка кристаллов сложена незональным пиритом. Очевидно, этот пирит образовался в результате гидротермально-метасоматической перекристаллизации исходного колломорфного пирита и сфалерита во внутренней более высокотемпературной части оболочки труб.

Зона В. Эта зона во всех типах труб сложена крупнозернистыми агрегатами копьевидных сростков кристаллов халькопирита, инкрустированными внутренними стенками труб (рис. 7.8.4д). В интерстициях агрегатов кристаллов халькопирита концентрируется сфалерит. Соотношение халькопирита к сфалериту возрастает в выявленном минералогическом ряду труб. Как правило, халькопирит лишен каких-либо микровключений. Из аксессуарных минералов в халькопирите в основном встречаются редкие включения алтаита. Кристаллы пирита и теннантита также редки.

Зона С. За слоем халькопирита обычно следует слой крупнозернистого сфалерита (рис. 7.8.4г). В сфалерите присутствуют одиночные кристаллы и дендритовидные сростания кристаллов халькопирита. Появление последних свидетельствует о совместном росте некоторых агрегатов сфалерита и халькопирита. Отличительная особенность сфалерита каналов труб — присутствие тонкой густой субмикронной вкрапленности халькопирита. Друзовый сфалерит каналов труб богат аксессуарными минералами, среди которых наиболее распространены галенит, блеклые руды (те-

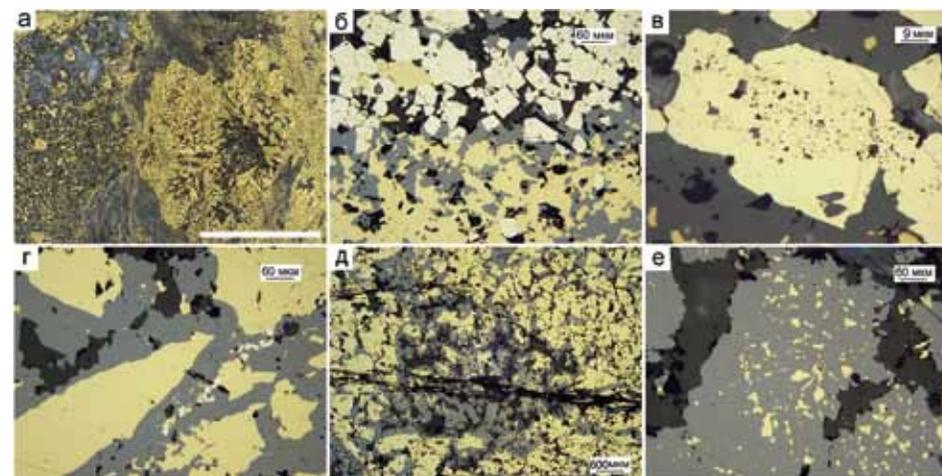


Рис. 7.8.4. Барит-пирит-сфалерит-халькопиритовая труба, Октябрьское месторождение, обр. 0-886-82в: а — внешний вид трубы; б — эвгедральный пирит на границе оболочки и халькопиритовой стенки; в — пойкилиты халькопирита и сфалерита в ядре кристалла пирита, там же; г — копьевидный кристалл халькопирита в сфалерите на контакте стенки с каналом; д — заполнение осевого канала сфалеритом (серое) и кварцем в интерстициях (черное); е — вкрапленность халькопирита в сфалерите канала, интерстиции заполнены кварцем и баритом. а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

траэдрит), гессит и самородное золото. Все эти минералы образуют тесные сростания.

Осевой канал труб заполнен баритом и кварцем (рис. 7.8.4е). Некоторые аксессуарные минералы, включая галенит и теннантит, реже золото, присутствуют на границе сростания сфалерита с кварцем.

Химический состав изученной барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы показан в таблице 7.8.1.

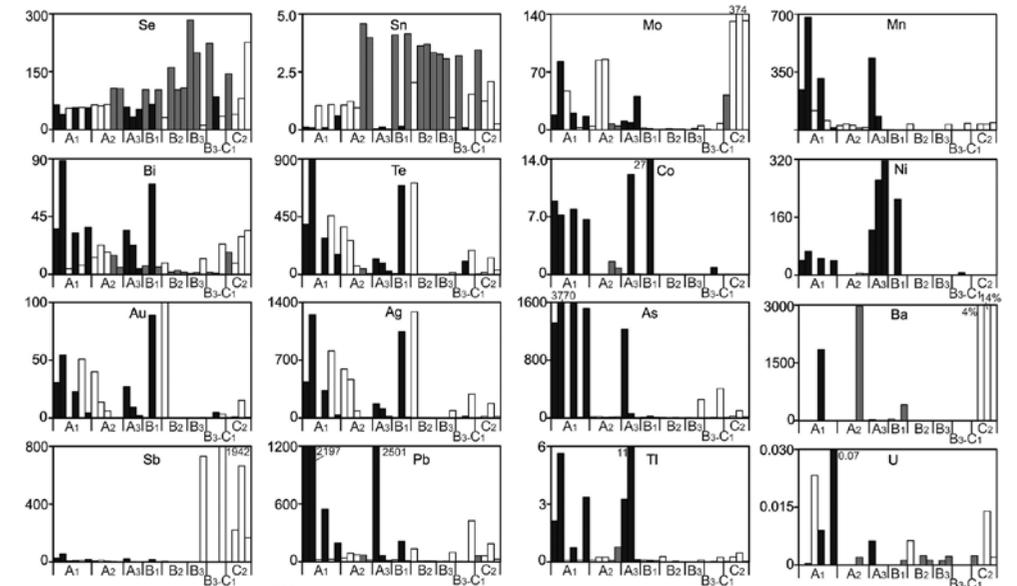
Пипит наружной части оболочки трубы обогащен не только элементами низкотемпературной (Mn, Pb, Tl) и водородной (U, Mo) ассоциаций, но и элементами, характерными для нановключений теллуридов (Te, Bi, Ag). Обращают на себя внимание высокие содержания As. В зоне В содержания этого элемента резко снижаются. Интересно, что во внутренней части трубы в эвгедральном пирите нарастает количество не только Co, но и Ni. По направлению внутрь трубы в халькопирите постепенно нарастают содержания Se, в противовес содержаниям Sn. Максимальные содержания Sb и Ba появляются в сфалерите осевой части канала трубы (рис. 7.8.5).

Проиллюстрированная зональность подтверждается количественными расчетами локальных коэффициентов концентрации (табл. 7.8.2). Судя по ЛКК, в субгедральном пирите-2 оболочек труб (подзона А1) концентрируются элементы, характерные как для низкотемпературной (Mn, Tl) и водородной (U, Mo) ассоциаций, так и для микровключений золото-теллуридного парагенезиса (Te, Pb, Bi, Au, Ag). Пирит характеризуется Ni-As изоморфной специализацией. В подзоне В3 наряду с Ni и As в эвгедральном

пирите доминирует Co при отношении Co/Ni >1, находящийся в начале концентрационного ряда. Количество Ni и Co в эвгедральном пирите подзоны С гораздо выше, чем в предыдущих зонах. При этом отношение для пирита в целом низкое (Co/Ni <1).

Химический состав сульфидов барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы палеокурильщика, Октябрьское месторождение, обр. 0-886-82в
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd
Py2	A1	3	2.8	281	41.7	5	40	0.3	1.6	1291	48	171	16330	66
		σ	3.8	243	2.5	3	19	0.2	2.5	605	22	259	19698	103
Py3	B3	2	4.3	86	46.0	60	67	0.2	0.1	614	37	36	160	5.5
Py3	C	1	1.1	0.5	46.5	160	629	0.001	0.000	1.2	41	4.9	5.2	0.02
Chp	A	2	0.6	8.4	30.3	0.03	0.01	34.8	0.011	8.3	88	3.0	3.0	1.1
		σ	2.1	1.3	0.7	1.9	0.2	0.5	0.1	2.8	29	29	19	3.8
Chp	B	11	1.2	0.6	29.5	0.6	0.1	35.5	0.1	4.4	118	17	7.8	3.7
		σ	2.1	1.3	0.7	1.9	0.2	0.5	0.1	2.8	29	29	19	3.8
Sph	A23	4	12	32	0.3	0.004	0.013	0.3	66.1	215	33	41	54	2648
		σ	4.4	4.6	0.1	0.001	0.008	0.2	0.3	178	2.0	66	41	37
Sph	B	7	6.1	31	1.4	0.003	0.007	1.8	63.6	662	37	90	980	2726
		σ	5.6	3.8	2.4	0.004	0.012	2.9	5.2	677	14	64	2298	126
Sph	C	4	4.5	37	0.2	0.006	0.017	0.5	63.5	793	47	136	14135	2620
		σ	2.0	7.8	0.1	0.005	0.011	0.3	4.4	751	40	94	27870	156
Минерал	Зона	n	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U	In	Hg
Py2	A1	3	0.5	13	9309	0.5	0.4	96	23	673	99	13	2.5	3.5
		σ	0.4	0.4	11212	0.8	0.6	65	23	574	33	22	3.0	0.3
Py3	B3	2	0.2	11	220	128	0.008	19	8.7	116	21	0.9	0.3	2.4
Py3	C	1	0.1	0.1	6.0	0.004	0.000	0.6	0.02	3.2	1.0	0.004	0.01	2.7
Chp	A	2	3.7	1.8	6.5	5.0	0.926	0.2	0.06	32	6.5	0.117	6.6	5.4
		σ	0.3	2.2	22	10.2	0.023	0.7	0.02	44	14	0.005	0.6	0.8
Chp	B	11	3.9	2.1	10	3.5	0.014	0.3	0.02	31	11	0.003	5.8	5.6
		σ	0.3	2.2	22	10.2	0.023	0.7	0.02	44	14	0.005	0.6	0.8
Sph	A23	4	0.8	87	38	17.3	2.9	3.5	0.18	236	23	0.008	20	13
		σ	0.3	112	28	28	4.1	3.0	0.11	295	13	0.007	6.9	0.6
Sph	B	7	1.1	693	575	5.5	1.0	55	0.22	164	39	0.027	48	13
		σ	0.3	498	1347	13	1.9	133	0.16	82	47	0.045	23	2.4
Sph	C	4	0.8	1465	8584	509	0.2	52	0.30	364	38	0.001	35	14
		σ	0.7	1067	16912	1018	0.1	84	0.24	224	35	0.00	13	0.7



Распределение химических элементов (г/т) в барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубе палеокурильщика по данным ЛА-ИСП-МС. Октябрьское месторождение, обр. 0-886-82в.

Ряды локальных коэффициентов концентрации (ЛКК) элементов-примесей в сульфидях, показывающие геохимическую зональность барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, Октябрьское месторождение, обр. 0-886-82в

Минерал	Зона	n	ЛКК													
			U	Tl	Mn	Ag	Te	Pb	Au	Bi	As	Mo	Fe	Ni		
Py2	A1	3	10.7	8.7	6.2	4.9	4.7	3.7	3.5	3.4	3.2	2.7	2.1	1.5		
		σ	6.7	3.3	2.6	2.4	1.9	1.8	1.5	1.0						
Py3	B3	2	6.7	3.3	2.6	2.4	1.9	1.8	1.5	1.0						
		σ	24.2	18.0	2.4											
Py3	C	1	24.2	18.0	2.4											
		σ														
Chp	A	2	Cu	Sn	Fe	W	Se									
		σ	2.5	1.9	1.6	1.4	1.3									
Chp	B	11	Cu	Sn	Se	Fe										
		σ	2.5	2.0	1.7	1.5										
Sph	A23	4	W	V	Zn	Cd	Hg	Pb	In							
		σ	4.3	2.9	2.3	2.2	1.5	1.3	1.0							
Sph	B	7	In	Cd	Zn	Sb	Au	As	Hg	W	V	Mo	Bi			
		σ	2.6	2.3	2.2	2.1	2.0	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4			
Sph	C	4	Ba	Sb	Te	Ag	Zn	Cd	Mo	Pb	As	Au	In	Hg	Bi	V
		σ	7.1	4.5	4.4	4.3	2.2	2.2	2.2	2.0	1.9	1.9	1.8	1.7	1.3	1.1

По содержаниям элементов-примесей халькопирит зоны В почти не отличается от халькопирита зоны А. Исключение представляет W, как элемент гидрогенной ассоциации более свойственный зоне А. В сфалерите W, также как и V, накопился лишь в оболочке. В сфалерите халькопиритовой крустификации канала трубы отмечаются повышенные содержания In, а также элементов золото-теннантитовой ассоциации. В дополнение к ним в сфалеритовой крустификации осевой части канала концентрируются Ba, а также элементы алтаит-галенитовой ассоциации.

7.8.4. Акцессорные минералы. Большинство акцессорных минералов в барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубе палеокурильщика обнаружено в зоне С (рис. 7.8.6), среди них теллуровисмутит в ассоциации с гесситом и алтаитом, самородное золото с галенитом, гесситом и теннантитом [Maslennikov et al., 2013].

7.8.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути вычислены ассоциации микроэлементов для всей выборки, включающей пирит, халькопирит и сфалерит: I (Te+Ag) + U + II (Bi+Mo) + Ba — III (Cd+Zn+Au) — IV (As+Tl+Sb+Hg+ Mn+Pb+ Ni+Fe+Co) — V (Cr+Ti) — W — V — Sn — VI (Se+Cu). Первая ассоциация, вероятно, связана с гесситом, вторая — с теллуровисмутитом. смежность этих элементов с U и Mo указывает на участие морской воды при их образовании. В третьей ассоциации подчеркнута связь самородного золота со сфалеритом. Четвертая ассоциация принадлежит пириту, отличающемуся повышенными содержаниями большинства средне- и низкотемпературных элементов. Пятая ассоциация указывает на микровключения нерудных минералов. Шестая ассоциация отражает устойчивую связь изоморфного Se с халькопиритом.

Расчет по выборке, включающей только пирит, показал следующие минерально-геохимические ассоциации: I (Te+Ag+U+Mo+Bi) + Se + II (Zn+Cd+W) — III (V+Co) — Au — Cu — IV (Sb+Tl+Hg+Mn+Ni+Fe+As) — V (Cr+Ti) — Sn — Ba — Pb. Первая ассоциация отражает присутствие микровключений гессита и теллуровисмутита, которые, вероятно, отлагались при участии морской воды. На это также указывают W и V во второй и третьей ассоциациях. Четвертая ассоциация соответствует колломорфному пириту, пятая — микровключениям нерудных минералов.

В халькопирите определены следующие минерально-геохимические ассоциации: I (Zn+Cd) + II (V+Mo) + III (Bi+Pb+Sb) + IV (Te+Ag+Au) — V (Hg+Cu) — VI (W+Mn+Ni+Ba+Fe) + Ti — VII (Tl+As+Sn) — Co — Cr — Se — U. Первые четыре ассоциации образованы за счет золото-гессит-галенит-сфалеритового парагенезиса микровключений. Вхождение в эту же группу ассоциации V и Mo указывает на участие морской воды в его формировании. Пятая ассоциация соответствует микровключениям блеклых руд, шестая — сростков барита и пирита. В седьмую ассоциацию попадает теннантит, обычно содержащий Tl и Sn.

Расчет по сфалериту выявил следующие минерально-геохимические ассоциации: I (Te+Ag) + II (Pb+Sb+Tl+Mo+Hg+Ba) — III (Cd+Fe+Cu+U) — IV (Cr+V+Ni+Mn+Ti) — W — V (Zn+Co) — VI (As+Bi) — Sn + Au. Первая ассо-

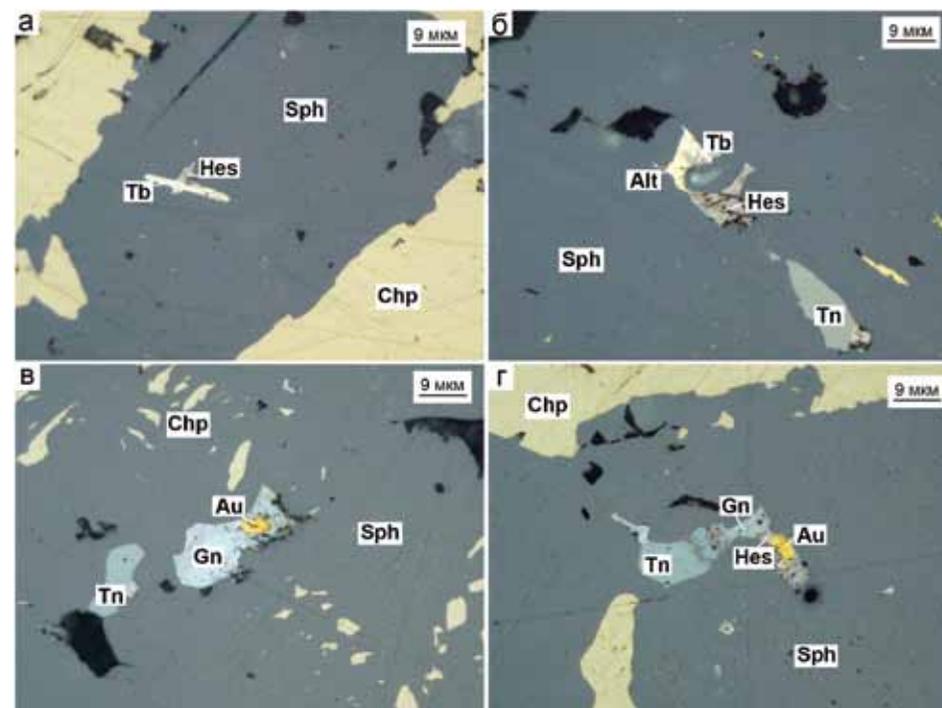


Рис. 7.8.6. Акцессорные минералы барит-пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы палеокурильщика (зона С). Октябрьское месторождение, обр. 0-886-82в: а — кристалл теллуровисмутита (Tb), пересекающий включение гессита (Hes) в сфалерите (Sph); б — сросток алтаита (Alt), гессита (Hes) и теллуровисмутита (Tb); в — включение самородного золота (Au) в галените (Gn); г — сросток самородного золота (Au) в гессите (Hes) в сростании с галенитом (Gn) и теннантитом (Tn). Отраженный свет.

циация представляет микровключения гессита, вторая — галенит-баритовый парагенезис. В третьей ассоциации отражаются микровключения халькопирита в сфалерите. Четвертая ассоциация, вероятно, принадлежит микровключениям пирита. Шестая ассоциация связана с микровключениями висмутсодержащего теннантита, широко представленного в трубах палеокурильщиков.

7.8.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. В целом, трубы палеокурильщиков на верхнем уровне Октябрьского месторождения по минералогической зональности и пониженным содержаниям Se в халькопирите сходны с серыми курильщиками бассейна Манус. По ассоциации золота, гессита, блеклых руд и галенита в сфалерите они напоминают халькопирит-сфалеритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Александринского и Валенторского месторождений, относящихся к типу куроко (подтип баймакский). Установлено, что золото в основном коррелирует с Ag, Mn, Tl, Ni, Sb и Pb, т.е. с элементами низкотемпературной ассоциации, характерной для колломорфного пирита. Судя по отношению Au к Ag (0.1), золото либо встречается в виде электрума, либо в сростании с гесситом

Таблица 7.8.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Октябрьского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Ba	Au	Bi	W	Fe	Pb	Sb	Zn	Tl	Cd
755		7.1	4.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.4	0.35	0.31	0.31
Mo		V	Mn	As	Sn	Se	Ag	Ni	U	Co	
	0.28	0.22	0.14	0.14	0.11	0.11	0.10	0.06	0.03	0.01	
Серые	Ba	Au	Ni	Fe	Te	Sn	Pb	Cd	Bi	Zn	Se
	131	2.1	1.2	1.0	0.8	0.4	0.34	0.34	0.30	0.28	0.25
	W	Tl	As	Ag	Co	Mo	Sb	U	Mn	V	
	0.15	0.10	0.07	0.06	0.04	0.026	0.026	0.018	0.016	0.015	
Бесцветные	Ba	Bi	Te	Mo	V	Au	Sb	Pb	Tl	As	Se
	7944	2177	307	128	29	18	16	14	8.6	8.4	8.0
	W	Mn	U	Fe	Co	Zn	Ni	Cd	Sn	Ag	
	5.5	1.3	1.2	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.03	0.03	

и галенитом, как это наблюдается в описанных выше трубах палеокурильщиков. Четкая корреляция между Pb, Bi, Tl, Ag и Sb свидетельствует о присутствии нановключений галенита. Отсутствие корреляции между As и Au свидетельствует о том, что в данном случае золото, вероятно, не входит в структуру пирита в виде золото-мышьяковых кластеров, как это отмечается для золоторудных месторождений черносланцевой формации [Large et al., 2008] и предполагается для колчеданных руд, сложенных грубозональным пиритом.

Халькопирит гидротермальных труб Октябрьского месторождения, по сравнению с халькопиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., содержит гораздо больше Ba и Au при минимальных содержаниях Ni, U и Co (табл. 7.8.3). Отличия по содержаниям Bi минимальные по сравнению с халькопиритом гидротермальных труб других колчеданных месторождений Урала и Понтида.

На диаграмме Se–Te фигуративные точки халькопирита Октябрьского месторождения тяготеют к верхней границе полей черных и серых курильщиков (рис. 7.8.7). В отличие от халькопирита типичных черных курильщиков COX, корреляция между Te и Se не наблюдается, что более характерно для островодужных серых курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. На диаграмме Co–Sn халькопирит охарактеризованных труб занимает поля серых и, частично, бесцветных курильщиков при низких содержаниях как Co, так и Sn (см. рис. 7.8.7). Это свидетельствует в пользу окисленности гидротермальных флюидов и относительно высоких pH [Hannington et al., 1999a].

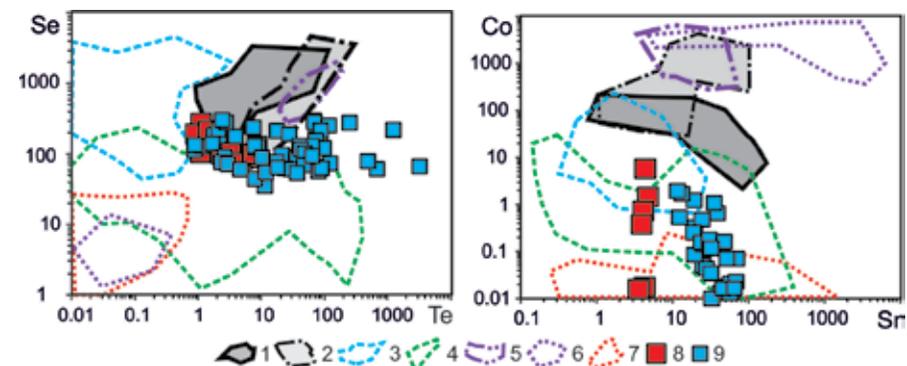


Рис. 7.8.7. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Октябрьского (8) и Валенторского месторождений (9) в сравнении с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузоры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузоры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8 — барит-пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Октябрьского месторождения; 9 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Валенторского месторождения.

Пирит оболочки барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Октябрьского месторождения, несмотря на высокую кристалличность по сравнению с колломорфным пиритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., характеризуется гораздо более высокими содержаниями Bi, Ba, Te, Au, Ag и U (табл. 7.8.4).

Таблица 7.8.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Октябрьского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Bi	Ba	Te	Au	Ag	U	Sb	Ni	Cd	Pb
8573		2585	1343	400	324	47	9.3	6.2	5.5	3.7	3.6
Zn		W	Mo	Mn	Se	Tl	Cu	Sn	V	Co	
	3.1	2.3	1.5	1.1	1.1	0.9	0.9	0.4	0.3	0.1	
Серые	Te	Bi	Au	Ag	Ba	Sb	Se	As	Cu	U	Mo
	70606	29765	688	677	286	29	25	19	14	5.4	4.4
	Cd	Zn	Pb	Sn	Ni	W	Co	V	Tl	Mn	
	4.4	3.6	3.5	2.8	2.0	0.5	0.4	0.4	0.11	0.08	
Бесцветные	Te	Bi	Ba	Ag	Au	As	Cu	Se	W	Co	Sb
	198625	24450	6634	2579	1815	158	31	22	19	13	13
	U	Mn	Pb	Zn	Cd	Ni	Mo	V	Tl	Sn	
	12	12	7	2.7	2.3	1.5	1.1	0.5	0.4	0.2	

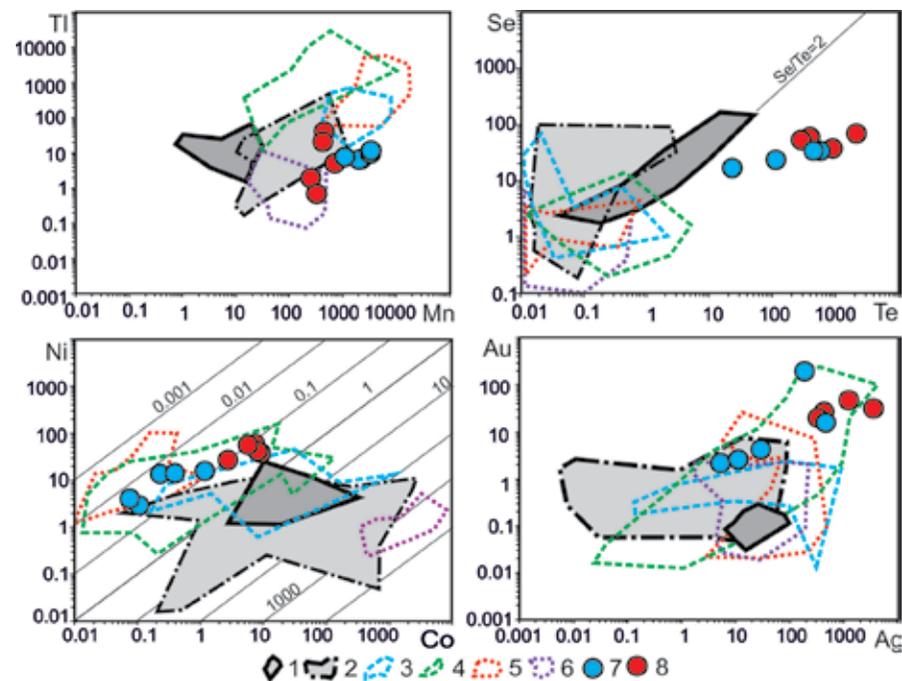


Рис. 7.8.8. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Октябрьского (7) и Валенторского (8) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — барит-пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Октябрьского месторождения; 8 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Валенторского месторождения.

По содержаниям Mn и Tl пирит оболочки труб Октябрьского месторождения соответствует колломорфному пириту современных курильщиков. Его отличительной особенностью является отношение $Se/Te < 2$, характерное для островодужных серых курильщиков. Об этой же принадлежности свидетельствует отношение $Co/Ni < 1$ и повышенные содержания Au и Ag (рис. 7.8.8).

Еще более впечатляющими выглядят ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту (табл. 7.8.5). Сфалерит Октябрьского месторождения обогащен Ba, Bi, Te и Au в соответствии с присутствующими аксессуарными минералами. В отличие от Яман-Касинского, Юбилейного, Молодежного и других месторождений уральского типа основное отложение теллуридов при формировании труб Октябрьского месторождения, вероятно, происходило в среднетемпературную стадию массового выпадения сфалерита.

Таблица 7.8.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Октябрьского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Bi	Te	Au	W	Mo	Ag	Tl	V	Sb	As
Черные	35599	5816	1632	706	98	38	31	15	9.3	7.2	1.7
	Cd	Cu	Sn	Se	Mn	Pb	Ni	U	Fe	Co	
	1.3	1.2	0.6	0.6	0.4	0.4	0.2	0.15	0.14	0.0001	
Серые	Te	Bi	Ba	Au	W	Mo	Ag	Sb	Sn	V	As
	5017	1207	881	145	55	29	10	5.7	3.8	2.8	1.9
	Cd	Cu	U	Se	Mn	Tl	Ni	Pb	Fe	Co	
0.9	0.8	0.6	0.6	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0001		
Бесцветные	Ba	Te	Bi	W	Au	As	Mo	Se	Ag	V	Tl
	243885	85814	13936	699	91	60	13	12	12	12	11
	Sb	Cu	Pb	U	Cd	Mn	Co	Ni	Fe	Sn	
5.9	1.4	1.4	0.8	0.5	0.3	0.2	0.14	0.04	0.01		

На диаграмме Co–Sn фигуративные точки сфалерита труб Октябрьского месторождения попадают в поле бесцветных курильщиков (рис. 7.8.9).

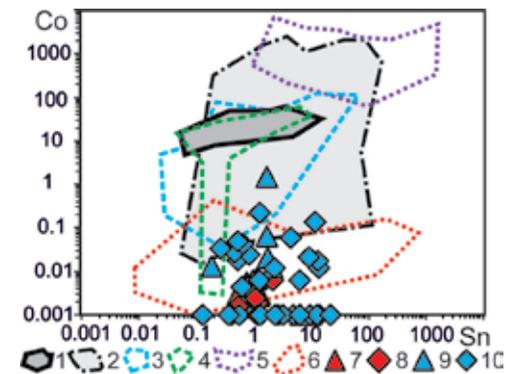


Рис. 7.8.9. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб Октябрьского (7, 8) и Валенторского (9, 10) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7–8 — барит-пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Октябрьского месторождения; 9–10 — сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы Валенторского месторождения. Треугольники — оболочка, ромбы — кристификация и заполнение канала труб.

В целом, гидротермальные трубы Октябрьского месторождения наиболее сходны с серыми курильщиками, формирующимися на полях Пакманус и Бразерс в Западной Пацифике. Судя по низким содержаниям Со и высоким содержаниям Pb, Ва, Tl в сульфидах, рудогенерирующая система достигла стадии гидротермально-метасоматического разложения полевых шпатов [Дифференциация ..., 2016].

7.9. Валенторское

7.9.1. Геологическая позиция. Валенторское медно-цинково-колчеданное месторождение располагается в северной части Тагило-Сакмарской зоны и связано с силурийским риолит-базальтовым комплексом [Кривцов, 1999]. Эта вулканическая зона рассматривается как узкий бассейн, образовавшийся при рифтогенезе континентальной коры. Геодинамическая позиция сопоставляется с островодужными или внутридуговыми зонами растяжения [Каретин, 2000]. Предполагается, что месторождение приурочено к северной части Валенторской полукольцевой кальдеры [Медноколчеданные ..., 1988]. В разрезе месторождения выделяются три толщи: 1) подушечные базальты, диабазы, гиалокластиты, яшмы и силициты; 2) андезиты и дациты, иногда с телами базальтов и колчеданными залежами; 3) надрудные гематитизированные риодациты. Это месторождение представляет собой редкий для Среднего Урала пример недеформированных неметаморфизованных колчеданных месторождений (рис. 7.9.1).

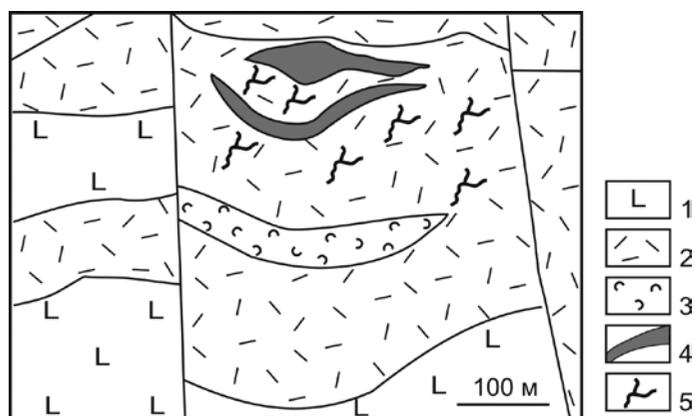


Рис. 7.9.1. Схематический геологический разрез Валенторского месторождения [Медноколчеданные ..., 1988]: 1 — базальты, андезиты-базальты и их гиалокластиты; 2 — дациты, андезиты-дациты или риолиты и их лаво- и гиалокластиты; 3 — агломератовые вулканокластические брекчии смешанного состава; 4 — колчеданные руды, 5 — сульфидные штокверки.

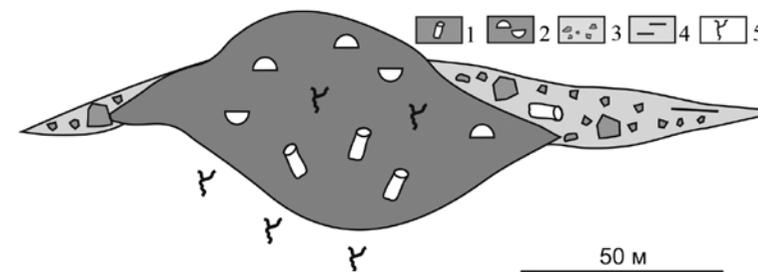


Рис. 7.9.2. Реконструированный сульфидный холм Валенторского месторождения [Масленников, 2006]: 1-2 — гидротермальные руды с включениями труб черных курильщиков (1) и донных гидротермальных колломорфных фаций (2); 3-4 — кластогенные руды: сульфидные брекчии (3) и сульфидные турбидиты (4), 5 — штокверковая зона.

Пятнадцать рудных тел локализируются на трех литолого-стратиграфических уровнях. Наиболее крупное рудное тело залегает на верхнем уровне под гематитизированными риодацитами. Вулканогенно-осадочные породы, представленные гиалокластитовыми тэфроидами андезит-дацитового состава в рудоконтролирующем горизонте, развиты незначительно. В кровле главной рудной залежи обнаружен прослой яшмы, которая по реликтам сульфидов, замещенных гематитом, относится к группе маложелезистых кремнистых госсанитов — продуктов субмаринного окисления сульфидов, смешанных с кремнистыми илами.

7.9.2. Состав и строение рудных тел. Сульфидная залежь реконструируется как слаборазрушенный сульфидный холм (рис. 7.9.2). Нижняя часть холма сложена массивным крупнозернистым пиритом с реликтами первичных участков сфалерита. В средней части в ядре тела и на выклинках преобладают богатые халькопирит-пиритовые руды, в кровле почти мономинеральные полосчатые сфалеритовые руды.

Валенторское месторождение характеризуется аномальными содержаниями Cu 9.9 мас. %, и Zn 7.4 мас. %, характерными для месторождений баймакского (куроко) типа. На месторождении идентифицированы разнообразные по составу разновидности донных гидротермальных и рудокластических фаций.

На месторождении *донные гидротермальные корки* и их обломки, сложенные колломорфным пиритом, встречаются крайне редко. Обычно они замещены халькопиритом, что более характерно для руд месторождений баймакского (куроко) типа, чем для руд месторождений уральского типа, где колломорфные корки пирита — неперенный элемент неметаморфизованных колчеданных залежей.

В серноколчеданных рудах, иногда в ассоциации с халькопиритовыми трубами встречаются *биоморфные руды*, состоящие из трубок червей (вероятно, полихет), замещенных кварцем и пиритом.

Рудокластические фации слагают выклинки и верхнюю часть рудного тела. Коллювиальные брекчии и более редкие слоистые отложения суль-

фидных турбидитов имеют различное соотношение сульфидов. Брекчии в основном состоят из халькопирит-пиритовых обломков, иногда частично замещенных борнитом с реликтами гессита, замещенного самородным золотом, кервеллеитом, ковеллином и теннантит-борнитовыми агрегатами. В других борнитовых рудах присутствует тетрадимит в ассоциации с гесситом, виттихенитом, реньеритом, моусонитом, теннантитом и самородным золотом [Maslennikov et al., 2013]. В кровле тел и на выклинках встречаются слоистые сульфидные турбидиты. Обломочное строение в сульфидных турбидитах почти не сохранилось. Тонкослоистые руды обычно сложены псевдоморфными халькопиритом или сфалеритом, в сфалеритовых агрегатах присутствуют теннантит и барит.

7.9.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб.

Гидротермальные трубы концентрируются в осевой части холма. Фрагменты труб встречаются в составе коллювиальных брекчий. Обнаруженные трубы соответствуют по зональности трубам современных черных (или серых) курильщиков и напоминают сфалерит-халькопиритовые трубы из колчеданных месторождений Хокуроко, судя по описанию в статье м. Соломона и др. [Solomon, 2004]. Оболочка сульфидных труб Валенторского месторождения, как и труб из месторождений Хокуроко, состоит из сфалерита, реже дендритовидных кристаллически-зернистых агрегатов пирита, частично замещенных халькопиритом. Внутренние стенки труб крустифицированы друзовым халькопиритом, осевые каналы либо полые, либо заполнены сфалеритом и кристаллами пирита (рис. 7.9.3).

Сфалерит-пирит-халькопиритовая труба имеет овальное поперечное сечение с полым каналом (рис. 7.9.4а).

Зона А. Основным минералом наружной зоны является дендритовидный субгедральный пирит, образовавшийся по дендритовым тонкодисперсным агрегатам пирита. Пирит содержит многочисленные пойкилитовые включения халькопирита и сфалерита (рис. 7.9.4б). Халькопирит и сфалерит также служат цементирующей массой для этих кристаллов пирита.

Пирит-1,2 — ангедральный и субгедральный пирит с реликтами колломорфных и сажистых структур пирита-1, характеризуется максимальными количествами элементов-примесей низкотемпературной (Mn, Tl), среднетемпературной (Au, Ag, As) и гидрогенной (V, Mo, Ni, U) составляющих. В пирите наружной зоны одной из труб концентрируется часть элементов-примесей, среди которых можно отметить (в г/т): As (до 590), Mn (до 660), Tl (до 24), W (до 0.9), V (до 25) [Масленникова, Масленников, 2007]. Содержания этих элементов, как правило, ниже в пирите-1,2 биоморфных руд, чем в пирите изученных палеокурильщиков. Вместе с тем, в пирите-1,2 обеих фаций существенные содержания имеют элементы высокотемпературной ассоциации такие, как Te и Bi, что не характерно для колломорфного пирита современных черных курильщиков.

Пирит-2 — субгедральный, запечатывающий каналы труб, повторяет некоторые геохимические особенности пирита наружной зоны, что проявляется

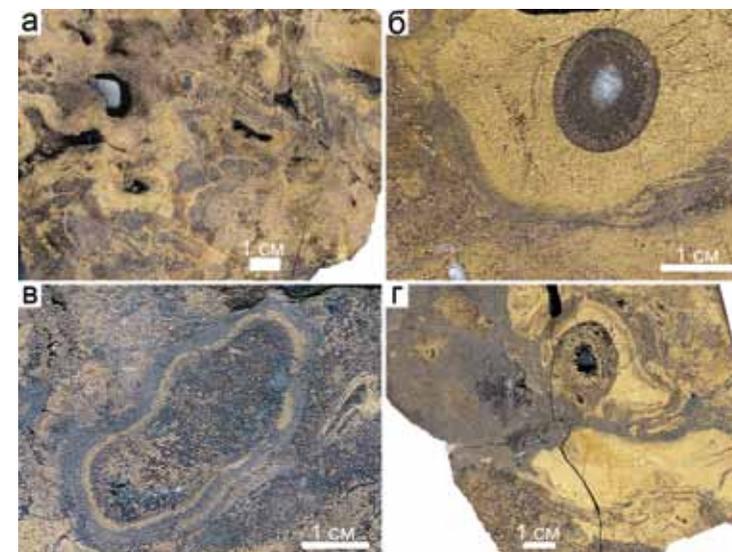


Рис. 7.9.3. Поперечные срезы сульфидных труб Валенторского месторождения: а — многоканальная труба сфалерит-пирит-халькопиритовая, б — пирит-сфалерит- халькопиритовая; в — халькопирит-пирит-сфалеритовая, г — фрагмент халькопиритовой трубы в сфалеритовой цементирующей массе. Полированные образцы.

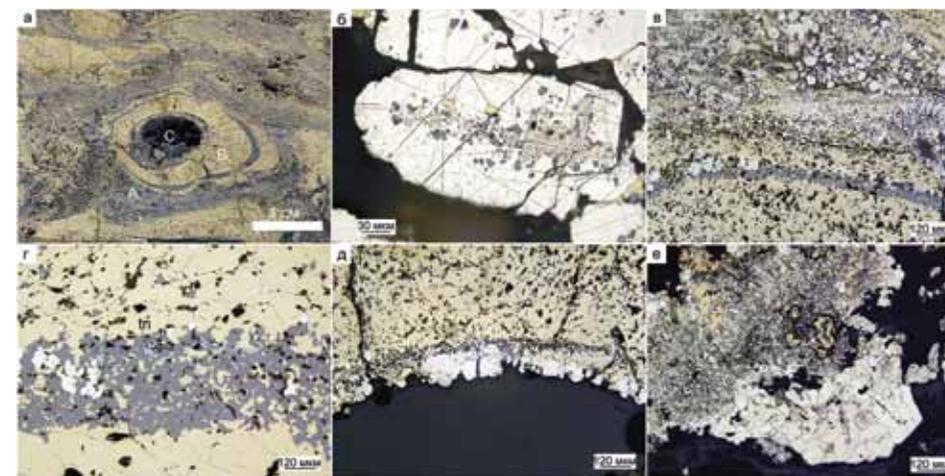


Рис. 7.9.4. Сфалерит-пирит-халькопиритовая труба, Валенторское месторождение, обр. Val-06-70: а — поперечный срез трубы с зонами: А — сфалерит-пиритовая, В — халькопиритовая крустификация, С — сфалерит-пирит-кварцевое заполнение осевого канала; б — реликтовый удлиненного кристалла пирита (зона А) и пойкилитовые включения халькопирита и сфалерита в центре кристалла пирита; в — граница пиритовой оболочки и сфалерит-халькопиритовой крустификации; г — вкрапленность теннантита в сфалеритовом прослое в халькопиритовой крустификации (зона В); д — друзовый пирит на внутренней стенке халькопиритовой крустификации; е — переход мелкозернистого пирита в субгедральный (протравлено в концентрированной HNO₃). а — полированный образец, б-е — отраженный свет.

в концентрации в нем большинства элементов-примесей (в г/т): Ag (до 109), As (до 2030), Co (до 3), Ni (до 154), Au (до 17), Te (до 256), Bi (до 88), Tl (до 72). Причем такие элементы, как Co, Ni, Tl отличаются большими значениями.

Пирит-3 (Py3) — эвгедральный. Эта разновидность пирита, как обычно, характеризуется низкими содержаниями Mn (0.01–9 г/т). В отличие от эвгедрального пирита, связанного с месторождениями атлантического, кипрского и уральского типов, пирит-3 Валенторского месторождения, присутствующий в трубах, характеризуется высокими содержаниями Ni (4–171 г/т) и низкими Co (0.001–5 г/т), что является характерной чертой месторождений куроко типа.

Зона В. Халькопиритовая зона хорошо развита и характеризуется разной мощностью (от 0.3 до 1.5 см). Во внешней части стенки (подзона В1) наблюдаются многочисленные эвгедральные кристаллы пирита (рис. 7.9.4в). Своеобразной границей между наружной и внутренней частями халькопиритовой стенки служит сфалеритовый прослой, содержащий вкрапленность теннантита (рис. 7.9.4г). Центральная часть халькопиритовой крустификации (подзона В2), местами превышающая по мощности остальные подзоны, в основном чиста от примесных минералов, иногда лишь встречаются мелкие включения сфалерита. При приближении к осевой части канала появляются теллуриды, среди которых наиболее распространены минералы серии теллуrowисмутит-кочкарит.

Зона С. На внутреннюю стенку халькопиритовой крустификации выросли субгедральные и эвгедральные кристаллы пирита, участками обросшие кварцем (рис. 7.9.4е). При этом наблюдается переход мелкозернистого пирита в крупнозернистый (протравлено концентрированной HNO₃). Осевой канал, как уже отмечалось, полый.

В пирите наружной зоны концентрируется лишь небольшая часть элементов-примесей, среди которых можно отметить (в г/т): As (до 590), Mn (до 660), Tl (до 24), W (до 0.9), V (до 25). Как видно из колонок, такие элементы, как Co и Ni, концентрируются только в пирите. Количество Te и Bi в пирите возрастает от подзоны А1 к подзоне А3 (73–429 г/т, 6–422 г/т, соответственно). В этом же направлении, достигая максимума в наружной части халькопиритовой стенки, видимо, увеличивается степень распространения теллуrowисмутита.

Халькопирит оболочки отличается повышенными содержаниями Se (количество которого такого же порядка, что и в пирите) и Sn (количество которого на порядок выше, чем в пирите). Кроме элементов, которые концентрируются в пирите, в сфалерите оболочки, обнаружены повышенные содержания Ag (до 132 г/т), Sb (до 165 г/т), Bi (до 44 г/т). Есть ЛА-ИСП-МС анализы с одновременной концентрацией Ag, Au, Te, указывающие на микровключения силванита. В халькопирите концентрируются Se, Sn, Pb, Ba; в пирите — Co, Ni; в сфалерите — V, Te, Bi, Se, Sb, Pb, Mn, Ag, Au. Такие элементы, как Te и Bi в подзоне В1 содержатся в пирите, а в В3 — в халькопирите.

Основным концентратом элементов-примесей во внутренней части халькопиритовой крустификации является халькопирит, в меньшей степени, пирит (г/т): Ag (до 371), Ba (до 5.2), Bi (до 590), Mo (до 374), Pb (до 1341), Se (до 227), Sn (до 47), Te (1197), W (до 1.3), V (до 27), U (до 203) (табл. 7.9.1).

Таблица 7.9.1

Химический состав сульфидов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы палеокурильщика Валенторского месторождения, обр-Val-06-70. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т; Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1-2	А	6	5.76	194	44.3	0.97	10.3	0.29	2.11	252	141	15.6	10.2
		σ	9.73	251	1.72	1.24	5.77	0.49	1.53	187	60.6	15.7	5.34
Py3	В	5	1.41	4.65	45.3	3.97	137	0.40	0.73	73.0	202	21.6	102
		σ	1.47	7.53	1.68	5.37	256	0.38	1.49	45.0	53.9	25.0	117
Py3	С	5	3.10	76.8	45.5	5.94	17.9	0.51	0.39	493	127	11.6	42.1
		σ	3.42	162	1.06	10.7	16.1	0.44	0.78	371	90.1	16.5	38.7
Chp	А	3	7.79	17.8	30.0	0.02	0.01	34.0	1.10	18.9	188	2.20	26.7
		σ	10.1	29.8	1.32	0.03	0.01	0.40	1.83	15.6	25.6	2.33	39.7
Chp	В	13	0.32	1.36	30.5	0.02	0.02	34.2	0.17	9.42	250	7.88	10.7
		σ	0.63	2.72	0.68	0.02	0.04	0.81	0.40	8.12	45.8	24.0	16.1
Chp	С1	5	8.13	70.2	32.3	0.44	4.54	32.3	0.52	134	197	81.5	103
		σ	11.1	82.4	2.97	0.48	5.85	2.57	0.72	95.5	28.7	163.8	153
Sph	А	2	20.1	99.3	1.45	0.00	0.01	1.44	63.5	201	70.1	68.3	94.7
		σ	3.34	10.4	0.25	0.00	0.02	0.23	0.27	3.89	52.3	10.6	41.1
Sph	В	5	4.10	121	1.13	0.00	0.02	1.21	64.3	17.1	133	44.8	89.1
		σ	3.34	10.4	0.25	0.00	0.02	0.23	0.27	3.89	52.3	10.6	41.1
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1-2	А	6	90.9	0.53	5.48	160	0.14	0.44	1.30	10.0	215	81.7	0.016
		σ	69.9	0.66	4.23	136	0.20	0.40	0.71	10.1	157	167	0.033
Py3	В	5	38.0	8.77	4.83	1542	0.09	0.24	3.10	0.15	107	1219	0.003
		σ	75.2	8.25	2.46	2705	0.13	0.48	3.44	0.15	77.0	2441	0.003
Py3	С	5	18.1	0.36	5.56	167	0.06	0.31	4.94	9.6	131	43.3	0.001
		σ	34.8	0.27	7.42	103	0.06	0.35	4.39	11.2	125	30.3	0.001
Chp	А	3	27.0	41.6	5.27	11.1	0.33	0.23	0.37	3.28	681	11.1	0.009
		σ	40.8	2.39	4.43	9.32	0.41	0.29	0.50	5.02	1080	10.1	0.007
Chp	В	13	16.3	57.8	1.89	41.2	0.56	0.06	0.08	0.98	67.7	32.6	0.022
		σ	36.4	9.90	2.08	70.8	1.47	0.17	0.11	1.76	82.6	52.4	0.065
Chp	С1	5	59.5	33.0	26.1	367	1.47	0.44	1.64	3.41	633	192	41.3
		σ	74.8	10.5	22.0	495	2.18	0.51	1.16	2.53	538	248	90.4
Sph	А	2	2788	7.72	141	223	0.00	5.07	15.2	0.38	210	33.0	0.000
		σ	47.9	3.88	66.8	145	0.12	0.00	7.99	2.25	64.6	24.5	0.032

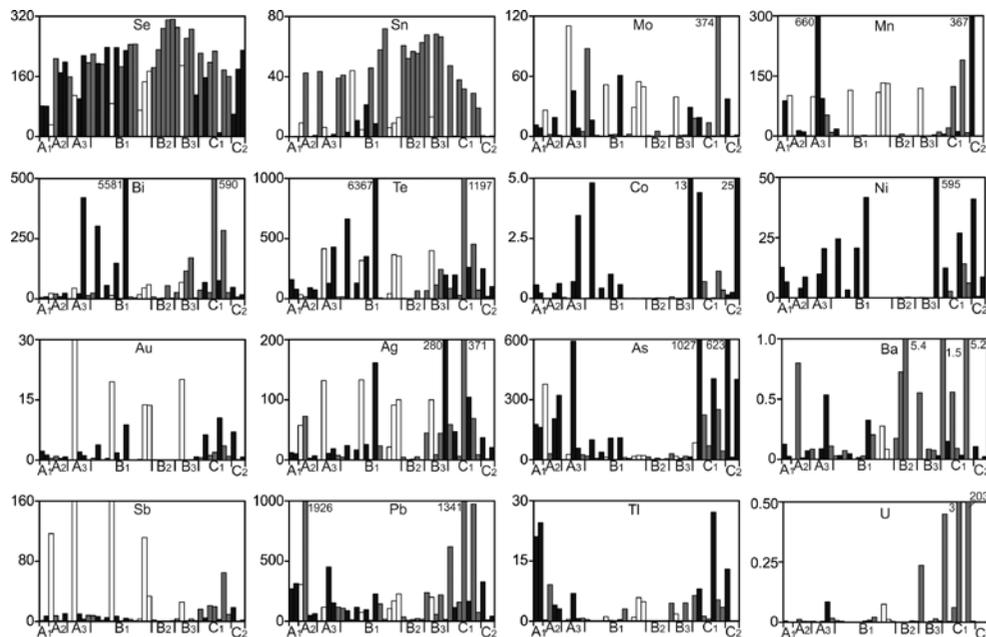


Рис. 7.9.5. Распределение химических элементов (г/т) в стенке сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Валенторское месторождение, обр. Val-06-70.

Данные точечного ЛА-ИСП-МС анализа позволили выявить минералогическую-геохимическую зональность трубы (рис. 7.9.5). Содержания Se и Sn в халькопирите достигают максимальных значений в подзоне В2. Напротив, остальные элементы, концентрирующиеся в пирите занимают краевые части стенки трубы, избегая высокотемпературной зоны. Следует отметить повышенные содержания U, Pb, Bi халькопирите зоны В3.

7.9.4. Второстепенные и редкие минералы. Трубы, богатые халькопиритом, характеризуются присутствием сиванита, штютцита, самородного теллура и гессита, а трубы, богатые сфалеритом и одновременно халькопиритом, содержат золото-галенит-теннантитовую минерализацию [Масленникова, Масленников, 2007]. Значительную роль в халькопиритовых трубах играют минералы ряда теллуровисмутит → кочкарит → раклиджит [Maslennikov et al., 2013] (рис. 7.9.6).

7.9.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути определены минеральные ассоциации. Применительно к охарактеризованной сфалерит-пирит-халькопиритовой трубе (обр. VL-06-70sv) традиционно лидирует первая ассоциация, характерная для сфалерита с изоморфными примесями. Во второй ассоциации угадывается связь самородного золота с блеклыми рудами. Третья

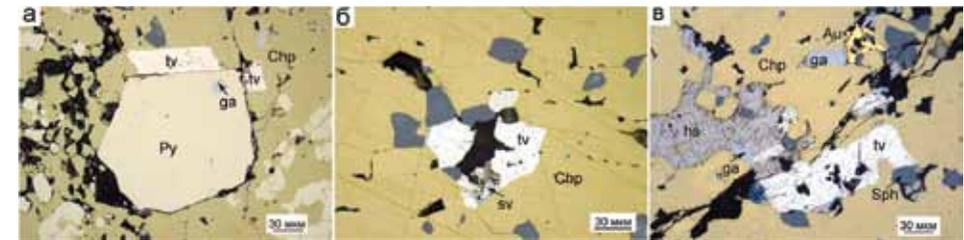


Рис. 7.9.6. Акцессорные минералы гидротермальных труб Валенторского месторождения: а — минерал ряда теллуровисмутит–кочкарит (tv) в ассоциации с пиритом и галенитом в халькопирите; б — сиванит (sv) в сростке с минералом группы теллуровисмутит– кочкарит; в — самородное золото в ассоциации со сфалеритом и галенитом в халькопирите, сростки минерала ряда теллуровисмутит–кочкарит с гесситом, галенитом, сфалеритом и самородным золотом в халькопирите. Py — пирит, Chp — халькопирит, Sph — сфалерит, Ga — галенит, tv — теллуровисмутит–кочкарит, sv — сиванит, hs — гессит, Au — самородное золото. Отраженный свет.

ассоциация объединяет элементы гидрогенной группы. Четвертая ассоциация соответствует халькопириту с изоморфными элементами-примесями. Пятая и шестая ассоциации характерны для пирита. В седьмую ассоциацию попадают теллуриды висмута. Аналогичные ассоциации выделяются и в других минеральных типах гидротермальных труб (табл. 7.9.2).

В выборке по всем разновидностям пирита рассчитаны следующие минеральные ассоциации: I(Bi+Te)+II(Ag+Pb)+III(Tl+As+Sb)+IV(U+Au+Ti+Cr+Ba)+Mo — V(V+Mn) + VI(Zn+Cd+W) — VII(Cu+Sn) — VIII(Se+Co) — Fe — Ni — Hg. Первая ассоциация связана с микровключениями теллуридов висмута, третья — блеклых руд. Промежуточное положение второй ассоциации, содержащей Ag и Pb, по-видимому, связано с появлением Pb как в составе галенита, ассоциирующего с блеклыми рудами, так и в составе минералов ряда теллуровисмутит-раклиджит, структура которых представлена слоями Ag₂Te, PbTe и Bi₂Te₃ [Maslennikov et al., 2013], что исключает присутствие в этом парагенезисе микровключений гессита. Четвертая ассоциация соответствует золото-баритовому парагенезису, шестая — сфалериту. В седьмой ассоциации представлен халькопирит с изоморфной примесью Sn. Восьмая ассоциация появилась благодаря пириту-4.

Расчеты по выборке халькопирита показали следующие результаты: I(Bi+Te) + II(Co+Au+Ni) + Ti + III(Pb+Cd+Zn) + IV(Sb+As) + V(Mn+U) + VI(Ba+Ag+Cu) — VII(W+Mo+V) — Cr + VIII(Sn+Se+Hg) + Tl — Fe. Полученные геохимические данные подтверждают присутствие в халькопирите микровключений теллуридов висмута (I), золотоносного пирита (II), сростков галенита и сфалерита (III) и блеклых руд (IV), серебро-содержащей блеклой руды (VI). В седьмую ассоциацию входят элементы литогенно-гидрогенной группы. Восьмая ассоциация отражает изоморфные примеси в халькопирите (Sn+Se). Корреляция их с Hg пока не нашла объяснения.

Таблица 7.9.2
Ряды минералого-геохимических ассоциаций гидротермальных труб Валенторского месторождения

Образцы	Минералы	Ассоциации
VI-06-70-sv	Халькопирит > пирит > сфалерит	I(Zn+Cd+Hg) + II(Au+Sb) + III(V+Mo+U+Ba)+ IV(Cu+Sn+Se) + Ti + V(Fe+As+Mn+Tl) + VI(Pb+Ag+Ni+Co) – VII(Bi+Te) – W
VI-05-31-2	Халькопирит > пирит > сфалерит	(Zn+Cd+Hg+W+U) + (Co+Au+Te+Bi+Pb+Ag) + (Ba+Mo+V+Mn+As+Fe+Tl+Ti+Ni)-(Sb+Cr) –(Se+Sn+Cu)
VI-05-31-22	Сфалерит> пирит > халькопирит,	(Bi+Te)-(Ag+Pb+U+Ba)+(Cr+Ti)-(Sb+As)- (Mn+Fe+Ni+Co+Au+V)-(Mo+Cu+Sn+Se)- (W+Hg+Zn+Cd-Tl)
VI-1/48	Халькопирит > сфалерит	(Au+Ag+Te+Bi+Pb+Co+Ni+Fe) – Ti+(Cu+Sn+Se+U)- (Ba+Sb+As+Tl)-(Mn+W+Hg+Zn+Cd)+Cr–(Mo+V)

7.9.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Валенторское месторождение является специфическим представителем класса месторождений бимодальной фельзитовой формации. Ранее это месторождение было отнесено к баймакскому типу [Контарь, Либарова, 1997], или переходному типу между уральским и куроко. Нами это месторождение отнесено к баймакскому подтипу-1 рудно-формационного типа куроко [Токсичные ..., 2014]. От типичных месторождений куроко оно, как и другие месторождения баймакского типа, отличается по геологической позиции [Серавкин, 2010]. Тем не менее, на месторождении выделяются почти мономинеральные халькопиритовые и сфалеритовые руды, которые по ряду признаков сходны с «желтыми» («око») и «черными» (куроко), являющимися типовыми для рудных залежей месторождений куроко типа (например, группа месторождений Хокуроко). Другая рудная фация — это огромные по масштабам прожилково-вкрапленные руды («кейко»), образованные на массиве подрудных окварцованных дацитов. Другое важное сходство с рудами месторождений куроко типа — обилие борнитовых руд богатых теннантитом, галенитом, виттихенитом, реньеритом [Maslennikov et al., 2013, 2019; Молошаг, Викентьев, 2005]. Однако, в отличие от борнитовых руд месторождений куроко типа, в валенторских борнитах присутствуют теллуриды (тетрадимит, гессит и кервеллеит) [Масленников, 2006; Maslennikov et al., 2019]. Другое отличие гидротермальных труб и субмаринных гипергенных фаций Валенторского месторождения — скудность проявлений барита. Минера-

логические особенности руд определяются присутствием среди подрудных дацитов лаво-гиалокластических тел андезибазальтового состава, которые сдерживали окисление гидротермальных флюидов. Очевидно, гидротермальные флюиды были еще способны нести теллур в смешанной форме (H₂Te+Te₂), благоприятной для формирования теллуридов. Однако, в отличие от колчеданных месторождений уральского типа, в трубах Валенторского месторождения не встречается алтаит. Его место занимают минералы серии теллуровисмутит → раклиджит, свидетельствующие в пользу большей фугитивности серы, чем при формировании труб палеокурильщиков месторождений уральского типа, содержащих алтаит и теллуровисмутит в виде отдельных минералов [Maslennikov et al., 2013].

По сравнению с месторождениями предыдущих типов халькопирит Валенторского месторождения, обеднен большинством элементов-примесей. Содержания Se в халькопирите сульфидных труб Валенторского месторождения на порядок ниже, чем в халькопирите современных черных курильщиков и напоминает о сходстве с серыми курильщиками. Однако халькопирит является основным концентратом элементов высокотемпературной ассоциации (Se и Sn), которые изоморфно входят в его структуру. По мере приближения к внутренним частям труб содержания этих элементов возрастают, иногда на порядок. Концентрации Te и Bi распределены за счет рассеянных микровключений минералов серии теллуровисмутит-кочкарит-раклиджит. В халькопирите наблюдается ряд элементов, характеризующихся спорадически повышенными содержаниями Ag, Au, Bi, Mo, Pb, Te, что, вероятно, соответствует минералам-носителям.

На диаграмме Se–Te по содержаниям Se фигуративные точки халькопирита Валенторского месторождения, так же как и Октябрьского, тяготеют к верхней границе поля серых курильщиков (см. рис. 7.8.7). В отличие от типичного халькопирита черных курильщиков COX корреляции между Te и Se не наблюдается, что более характерно для островодужных серых курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. На диаграмме Co–Sn халькопирит охарактеризованных труб занимает поля серых и бесцветных курильщиков при низких содержаниях как Co, так и Sn (см. рис. 7.8.7). Последнее свидетельствует в пользу окисленности гидротермальных флюидов [Hannington et al., 1999].

По содержаниям Pb, Bi, Au, W охарактеризованный халькопирит существенно превосходит халькопирит курильщиков поля ВТП 9°50' с.ш. при меньших содержаниях Se и Co (табл. 7.9.3).

В некоторых разновидностях пирита содержания Te, Au, Ag достигают промышленных значений. Преобладание Ni над Co в валенторском пирите является характерной чертой пирита месторождений куроко типа [Масленников и др., 2009ж бесцветных и серых курильщиков [Maslennikov et al., 2017].

По содержаниям Mn и Tl пирит оболочки труб Октябрьского месторождения соответствует колломорфному пириту современных курильщиков.

Таблица 7.9.3

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту палеогидротермальных труб Валенторского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Pb	Bi	Au	W	Ba	Tl	Te	Zn	Cd	Sb	U
Черные	53	50	44	33	5.8	5.3	5.1	3.9	3.8	2.9	2.2
	Ag	Sn	V	Fe	As	Mo	Mn	Ni	Se	Co	
	1.2	1.1	1.0	1.0	0.7	0.6	0.6	0.2	0.11	0.003	
Серые	Pb	Te	Au	W	Ni	Sn	Cd	Bi	Zn	Tl	U
	19	13	13	4.9	4.7	4.3	4.1	3.7	2.9	1.5	1.4
	Ba	Fe	Ag	As	Se	Sb	Mn	V	Mo	Co	
	1.0	1.0	0.8	0.4	0.3	0.08	0.07	0.07	0.06	0.02	
Бесцветные	Bi	Te	Pb	Mo	W	Tl	V	Au	U	Ba	Sb
	26982	5031	765	282	182	131	126	113	96	61	53
	As	Zn	Cd	Se	Mn	Ni	Fe	Co	Ag	Sn	
	44	9.2	9.1	8.3	5.7	2.9	0.9	0.5	0.4	0.3	

Отличительной особенностью его является $Se/Te < 2$, характерное для островодужных серых курильщиков. Об этой же принадлежности свидетельствует $Co/Ni < 1$ и повышенные содержания Au (см. рис. 7.8.8).

Пирит-1,2 отличается высоким содержаниями Bi, Au, Te, Sb от колломорфного пирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.9.4).

Содержания Fe, Cd, Mn в *сфалерите* невысокие (см. табл. 7.9.5). Существенных химических отличий сфалерита из разных зон труб не установлено. Отметим лишь, что сфалерит, ассоциирующий с халькопиритом зоны В, содержит гораздо меньше Mo, по сравнению со сфалеритом пиритового парагенезиса. Сфалерит-1 во многих случаях богаче Se, чем аутигенный сфалерит-2, вероятно, за счет большего количества микровключений халькопирита. По сравнению с халькопиритом, в сфалерите наружной зоны наблюдается повышение концентраций некоторых элементов (г/т): Ag (до 55), Au (до 3), Te (до 31), Bi (до 29) и почти уменьшение на порядок Se (до 82). Другая особенность гидротермального сфалерита Валенторского месторождения — повышенные содержания Mo. Появление Mo свидетельствует о влиянии морской воды на процессы колчеданообразования [Butler, Nesbitt, 1999].

На диаграмме Co–Sn фигуративные точки сфалерита труб Валенторского месторождения так же, как и труб Октябрьского месторождения, попада-

Таблица 7.9.4

Ряды коэффициентов концентрации применительно к субгидротермальному пириту оболочки палеогидротермальных труб Валенторского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Au	Te	Sb	Ba	Mn	Ag	As	Pb	Cd	V
Черные	13662	447	60	15	7.0	5.9	5.1	3.5	2.0	1.8	1.4
	Zn	Ni	W	Cu	Tl	Sn	U	Se	Mo	Co	
	1.4	1.4	0.8	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.25	0.01	
Серые	Bi	Te	Au	Sb	As	Se	Cu	Ag	Sn	Pb	V
	47436	3174	770	46	19	13	11	11	4.1	1.9	1.9
	Zn	Cd	Ba	Mo	Ni	Mn	W	Tl	U	Co	
	1.7	1.4	0.8	0.7	0.5	0.4	0.17	0.07	0.06	0.03	
Белые	Bi	Te	Au	As	Mn	Ag	Cu	Sb	Ba	Se	W
	38966	8930	2029	157	65	40	24	21	18	11	6.4
	Pb	V	Zn	Co	Cd	Ni	Sn	Tl	Mo	U	
	3.6	2.3	1.3	0.8	0.8	0.3	0.3	0.22	0.18	0.14	

ют в поле бесцветных курильщиков (см. рис. 7.8.9). Это объясняется окисленностью гидротермальных флюидов.

По сравнению со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш., сфалерит труб Валенторского месторождения характеризуется повышенными содержаниями Ba, Bi, Te, Au, W, Mo, Ag и Tl при минимальных содержаниях Fe и Co (табл. 7.9.5). Следует отметить, что в данном сфалерите $Cu/Fe > 1$. Очевидно, вместо эмульсионной вкрапленности халькопирита, характерной для сфалерита и вюртцита современных черных курильщиков, сфалерит труб Валенторского месторождения содержит вкрапленность теннантита и ковеллина [Maslennikov et al., 2017].

В целом, полученные данные о преобладании содержаний Bi, Te, Pb, Au, Ag и W в сульфидах гидротермальных труб по сравнению с сульфидами курильщиков COX являются подтверждением более высокой зрелости островодужных рудогенерирующих гидротермальных систем [Grichuk, 2012, Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016]. Вероятно, рудогенерирующая система достигла стадии разложения полевых шпатов. Гидротермальные трубы Валенторского месторождения так же, как и Октябрьского, скорее всего, являются аналогами труб полей Пакманус и Бразерс [Maslennikov et al., 2017].

Таблица 7.9.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту палеогидротермальных труб Валенторского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Черные	Ba	Bi	Te	Au	W	Mo	Ag	Tl	V	Sb
35599		5816	1632	706	98	38	31	15	9.3	7.2	1.7
Cd		Cu	Sn	Se	Mn	Pb	Ni	U	Fe	Co	
Серые	Te	Bi	Ba	Au	W	Mo	Ag	Sb	Sn	V	As
	5017	1207	881	145	55	29	10	5.7	3.8	2.8	1.9
	Cd	Cu	U	Se	Mn	Tl	Ni	Pb	Fe	Co	
Бесцветные	Ba	Te	Bi	W	Au	As	Mo	Se	Ag	V	Tl
	243885	85814	13936	699	91	60	13	12	12	12	11
	Sb	Pb	Cu	U	Cd	Mn	Co	Ni	Fe	Sn	
	5.9	1.4	1.38	0.8	0.5	0.3	0.24	0.14	0.04	0.01	

7.10. Александринское

7.10.1. Геологическая позиция. Александринский рудный район расположен в северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги. В металлогеническом отношении он принадлежит к Учалино-Александринской зоне [Язева, 1988; Зайков и др., 1993; Тесалина др., 1998]. Площадь района сложена вулканогенными риолит-базальтовыми и андезит-базальтовыми комплексами пород с небольшим объемом вулканогенно-осадочных и осадочных отложений. В пределах Александринского рудного района кроме Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения выделяется ряд палеогидротермальных полей — мелких месторождений (Бабарыкинское, Сабановское, Каменный Плес, Лебяжье) и многочисленных рудопроявлений, несущих стратифицированную серноколчеданную или барит-полиметаллическую минерализацию и сопровождающихся ареалами ксенолаваклястогенных и окисных металлоносных отложений. Выделяется несколько зон северо-восточного простирания, трассирующихся сульфидоносными и джасперитоносными палеогидротермальными полями [Тесалина и др., 1998]. Между зонами в подрудных и надрудных толщах среди базальтов в межрядовых впадинах или вулканических равнинах локализуются преимущественно яшмы и силициты, ассоциирующие с мономиктовыми гиалокластогенными песчаниками — дистальными тефротурбидитами. Предполагается, что эти зоны фикси-

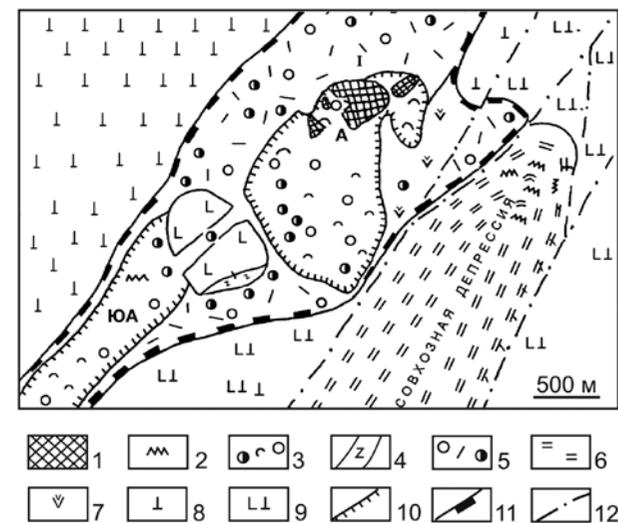


Рис. 7.10.1. Седиментологическая схема палеогидротермальных полей Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения (А) и Южно-Александринского участка (ЮА) [Тесалина и др., 1998]: 1 — колчеданные залежи, 2 — сульфидные отложения проблематичного генезиса, 3 — госсаниты кварц-сидерит-гематитовые и гематит-кремнистые с примесью гиалокластогенного материала, 4 — джаспериты гематит-кварцевые, 5 — рудоносные риолиты и дациты с ксенокластами колчеданных руд и гематит-кварцевых пород, 6 — яшмы, силициты, 7 — андезиты субвулканические, 8 — дациты нерудоносные, 9 — риолит-базальтовые вулканы, почти не содержащие вулканогенно-осадочные отложения, 10 — границы палеогидротермальных полей, 11 — границы колчеданозной зоны, 12 — разломы. Северное (С) и южное (Ю) рудные тела.

руют положение локальных раздвигов или рифтов [Тесалина и др., 1998]. Вместе с тем в локализации палеогидротермальных полей угадываются и направления северо-западного простирания. Таким образом, размещение палеогидротермальных полей подчиняется правилу «ортогональной сетки», установленной для районов канадских колчеданных месторождений [Kutina 1968, Scott, 1996].

Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение располагается в южной части Александринского рудного района. Обобщение данных по геологии месторождения приводится главным образом в публикациях Р.Г. Язевой [1967], О.С. Теленкова и В.В. Масленникова [1995], С.Г. Тесалиной и др., [1998].

Месторождение залегает в линейной вулканотектонической зоне северо-восточного простирания, трассируемой колчеданными телами, ареалами сульфидной минерализации и гидротермальных изменений, окисными металлоносными отложениями, а также дацитовыми и риолитовыми ксенокластами, ксенолавакляститами, содержащими ксенокласты колчеданных руд и гематит-кварцевых пород. Эти фации контролируют положение контуров палеогидротермального поля (рис. 7.10.1). Все 23 известных рудных тела расположены в пределах небольшой депрессии, заполненной эффузивными и вулканогенно-осадочными породами и колчеданными рудами.

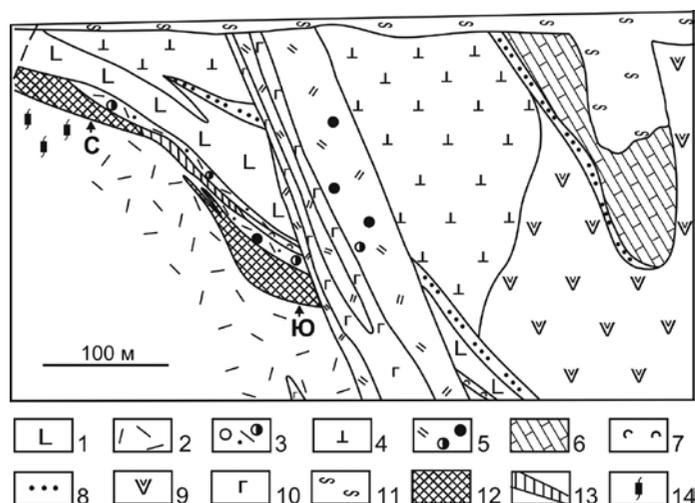


Рис. 7.10.2. Геологический разрез Александринского месторождения (составили В.В. Масленников, С.Г. Тесалина с использованием материалов Поляковской ГРЭ): 1 — базальты и их лавокластиты, 2 — риолиты и дациты подрудные, 3 — ксенокластолавы, ксенолавокластиты и их тефроиды рудовмещающие, 4 — дациты надрудные, 5 — дациты субвулканические с ксенолитами колчеданных руд и гематит-кварцевых пород, 6 — известняки, 7 — гематитовые госсаниты и гематит-содержащие гиалокластиты, 8 — вулканомиктовые отложения смешанного состава, 9 — андезиты субвулканические, 10 — дайки диабазов, 11 — рыхлые отложения, 12 — колчеданные руды массивные и брекчиевидные с реликтами палеогидротермальных каналов, 13 — колчеданные руды слоистые, 14 — штокверковая сульфидная зона.

В районе месторождения в разрезе карамалыташского комплекса выделяются три толщи (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная мощностью более 100 м; 2) риодацитовая микропорфировая рудовмещающая, мощностью 100–200 м; 3) базальт-риолитовая порфировая надрудная, мощностью 100 м (рис. 7.10.2). Рудоносный карамалыташский комплекс перекрывается известняками, роговообманково-плагиоклазовыми андезитами, андезидацитами, пироксеновыми андезибазальтами и флишоидными отложениями смешанного состава. В рудовмещающей толще широко распространены серицит-кварцевые метасоматиты. В подрудной части залежи наблюдается ореол прожилково-вкрапленных руд, быстро исчезающий с глубиной. В надрудной толще породы эпидотизированы, иллитизированы, частично хлоритизированы или гематитизированы.

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы отражают специфические геотектонические и гидротермально-супергенные условия. Специфика геотектонических условий заключается, очевидно, в сопряженном проявлении осадконакопления и глубоких локальных раздвигов, которые приводили к формированию крупноглыбовых эдафогенных брекчий, а в условиях эффузивных извержений — к появлению ксенокластолавы и ксенолавокластогенных отложений дацитового состава. Первые характеризуются обилием обломков полулитифицированных вулканогенно-осадочных по-

род, а вторые содержат ксеногенные обломки базальтов, плагиоклаз-кварцевых риолитов, афировых окварцованных андезидацитов, гематит-кварцевых пород (джасперитов) и сульфидных руд. Иногда встречаются единичные прослои розовых и зеленовато-серых аргиллитов, придонно-метасоматических доломитолитов, хлоритолитов и сульфидолитов, сульфидных алевролитов и песчаников и кварц-сидерит-гематитовых продуктов субмаринного окисления колчеданных руд (госсанитов). Максимальные мощности надрудных осадков обычно совпадают с максимальными мощностями рудной залежи, увеличиваясь, тем не менее, к южной выклинке рудоносного горизонта по мере выклинивания ксенокластолавоваых фаций.

7.10.2. Состав и строение рудных тел. Основное промышленное значение имеет Главная рудная залежь. С севера она ограничена разломом, с юга — синвулканическими уступами, более поздними дайками дацитов, диабазов и силлоподобным телом роговообманково-плагиоклазовых андезитов. Главная рудная залежь месторождения условно разделяется на три рудных тела: Южное, Восточное и наиболее изученное Северное.

В северной части Северного рудного тела установлены реликты разрушенной придонной гидротермальной постройки (рис. 7.10.3), сложенной богатыми пирит-халькопиритовыми и сфалеритовыми массивными и пятнистыми рудами. В рудах обнаруживаются многочисленные друзовые полости и жилы, инкрустированные сфалеритом, халькопиритом и кальцитом. Эти же жилы образуют подрудную штокверковую зону. В лежачем боку постройки среди сфалеритовых руд сохранились реликты многочисленных халькопиритовых, барит-пирит-халькопиритовых и барит халькопирит-сфалеритовых палеогидротермальных труб, залегающих *in situ* [Масленникова, Масленников, 2007].

Сульфидная постройка служила источником рудокластического материала, который слагает более 90 % объема руд. Основной объем песчаной сульфидной фракции поступал при растрескивании, растворении и рассыпании массивных колчеданных руд и крупных рудокластов. Механизм разрушения вероятно во многом обязан придонному кислотному выщелачиванию колчеданных руд [Constantinou, 1976, Масленников, Зайков, 1991].

Главный грубообломочный рудокластический поток заполнил небольшой субмеридиональный желоб (см. рис. 7.10.3). Периферический рудокластический «веер» образовал западную и восточную части рудного тела, сложенные мелкообломочными проксимальными (грейдитами) и дистальными (ритмитами) рудными турбидитами (см. рис. 7.10.3). В большинстве ритмов наблюдаются прямая градация рудокластического материала, механоглифы в подошве, признаки оползания и переотложения. Количество сульфидных слоев возрастает с удалением от сульфидной постройки от 2–3 до 10–16 и более, мощность их падает от 3–4 м до 1 см. Направление сноса рудокластического обломочного материала совпадает с направлением переноса вулканокластических турбидных потоков, что указывает на наличие первоначального палеосклона на этом участке рудного поля. Диаметр труб колеблется от 1 см до 16 см. Второстепенными минералами труб являются цинковый теннан-

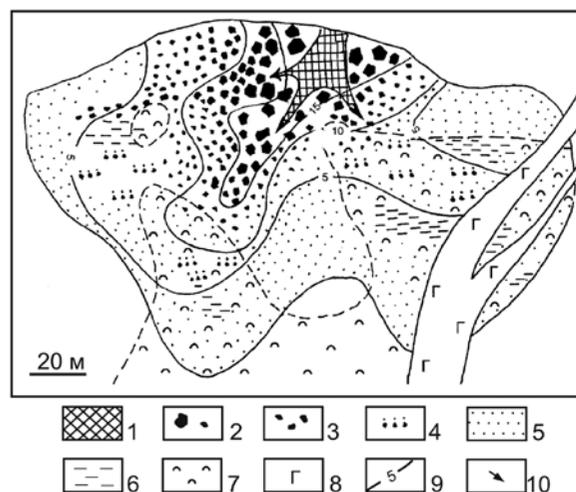


Рис. 7.10.3. Реконструкция Северного рудного тела Александринского месторождения (составили В.В. Масленников, С.Г. Тесалина) [Масленников, 2006]: 1 — массивные руды — реликтовый сульфидный холм; 2–5 — рудокластические фации: 2 — элювиально-коллювиальные, 3 — коллювиальные и флюксотурбидитовые, 4 — проксимальных ритмично-слоистых турбидитов, 5 — псаммитовых массивных турбидитов; 6 — дистальных турбидитов (ритмитов); 7 — ареал отложений госсанитов; 8 — диабазы; 9 — изопахиты рудного тела в метрах; 10 — главные направления сноса рудокластического материала.

тит, галенит, кальцит, иногда борнит. В осевой части некоторых труб кристаллы сфалерита содержат мелкие включения самородного золота и гессита [Масленникова, Масленников, 2007].

Признаки повторного гальмиролиза в идеальном случае фиксируются сменой в циклите (сверху вниз) гематитовой зоны полного окисления, пиритовой зоной выщелачивания и затем халькопиритовой или борнитовой зоной обогащения [Тесалина и др., 1994].

Руды, в значительной степени переработанные в стадию повторного гальмиролиза, имеют богатый минеральный состав и характеризуются чередованием богатых сфалеритовых, халькопиритовых, борнитовых и баритовых слоев. К второстепенным минералам относятся галенит, теннантит, халькозин, ковеллин, клейофан; относительно редкими, но типичными являются штрөмейерит, реньерит, ковеллин, халькозин, энаргит, станнин и самородное золото [Тесалина и др., 1999]. Рудно-фациальные и минералогические особенности руд указывают на сходство Северного рудного тела с кластогенными залежами, описанными ранее для типа «куроко» [Кадзивара, 1973].

7.10.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. Среди труб преобладают барит-халькопирит-сфалеритовые и барит-сфалерит-халькопиритовые разновидности содержащие переменные количества барита, который заполнил осевые каналы труб. Диаметр труб колеблется от 1 см до 16 см. Некоторые трубы имеют треугольную форму,

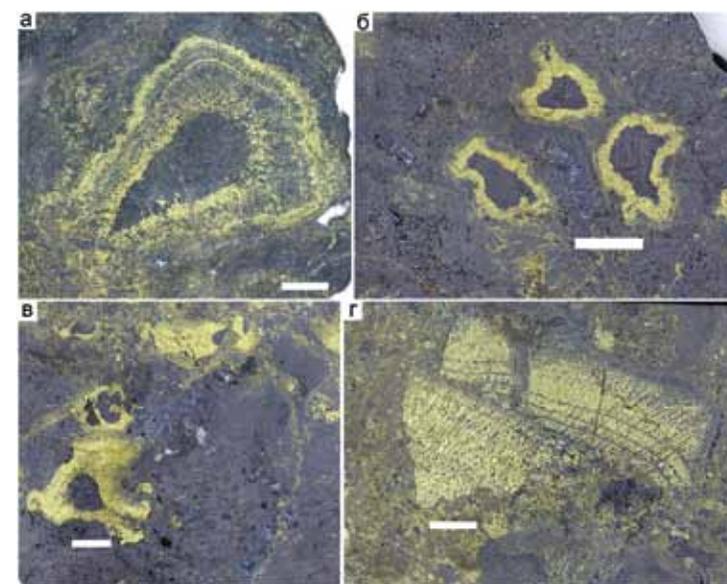


Рис. 7.10.4. Гидротермальные трубы и их фрагменты в рудах Александринского месторождения: а — сфалерит-халькопиритовая труба треугольная; б — многоканальная халькопирит-сфалеритовая труба in situ; в — растрескивание труб с образованием сульфидных брекчий; г — обломок трубы в рудном микстите. Полированные образцы (масштаб линейки 1 см).

что может свидетельствовать о горизонтальном распространении гидротермальных дымов (рис. 7.10.4а). Нередко встречаются многоканальные трубы (рис. 7.10.4б). На участке реликтовой гидротермальной постройки обнаружены признаки растрескивания руд с образованием элювиальных (внизу) и коллювиальных (вверху) сульфидных брекчий (рис. 7.10.4в). На удалении от реликтовой сульфидной постройки относительно крупные обломки труб встречаются среди мелкообломочного сульфидного материала (рис. 7.10.4г).

Методом ЛА-ИСП-МС изучена зональность на участке одного из каналов многоканальной *пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой* трубы (обр. А-00-2а) (рис. 7.10.5а, табл. 7.10.1). В барит-сфалеритовой оболочке трубы (зона А) участками встречаются послойные сгустки агрегатов эвгедрального пирита. В ядре кристаллов пирита концентрируется борнит. Борнит содержит халькопиритовую «решетку» (рис. 7.10.5б). В халькопиритовой крустификации (зона В) стенок каналов труб наблюдаются сростания эвгедрального пирита, сфалерита и галенита (рис. 7.10.5в). В осевой части канала среди друзового халькопирит и барита распространены решетчатые агрегаты и более поздние вкрапленники халькопирита в борните (зона С) (рис. 7.10.5г).

Зона А. В оболочке трубы повышенные содержания Mn (1044–3215 г/т), As (0.1–0.3 мас. %), Ag (до 465 г/т), Au (до 230 г/т), Pb (585–1192 г/т), Te (112–577 г/т), Ni (до 17 г/т) и Ва (до 2.6 г/т) связаны как с дендритовидным, так и субгедральным пиритом. Граница между наружной оболочкой и внутренней стенкой по геохимическим данным выглядит постепенной (табл. 7.10.1).

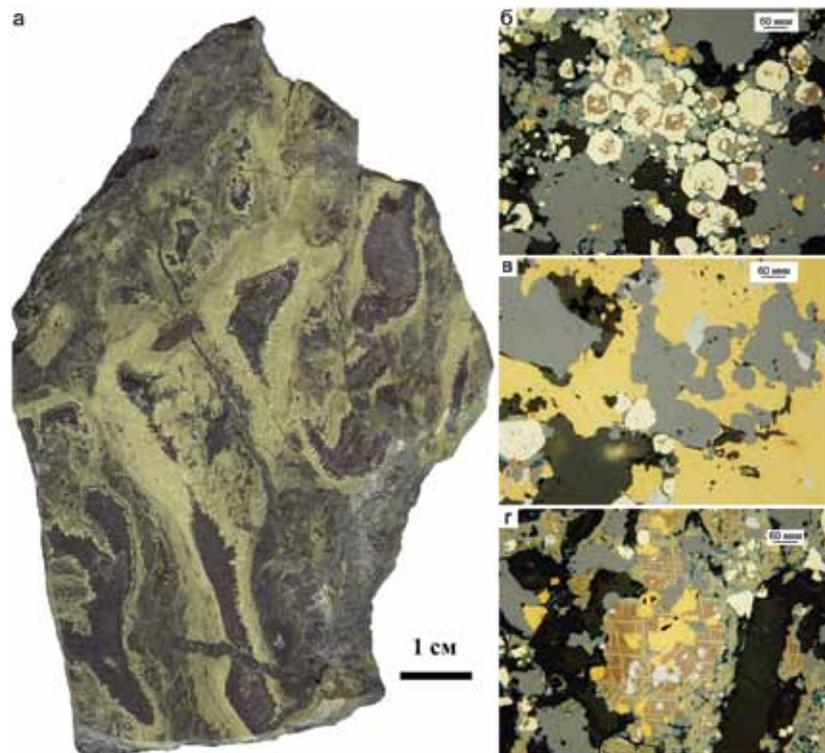


Рис. 7.10.5. Многоканальная пирит-барит-халькопирит-сфалеритовая труба, Александринское месторождение, обр. А-00-2а: а — косой срез трубы; б — эвгдральный пирит (в ядрах — борнит) в сфалерите (зона А); в — пирит-сфалерит-галенитовые сростания в халькопирите (зона В); г — решетчатые агрегаты и более поздние вкрапленники халькопирит в борните сфалеритовой зоны С. а — полированный образец, б-г — отраженный свет.

Таблица 7.10.1

Химический состав сульфидов пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы Александринского месторождения, обр. А-00-2а. Данные ЛА-ИСП-МС в г/г; Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py2-3	А	5	0.6	68	43.08	4.3	109	2.12	1.13	616	257	34	23
		σ	0.3	105	2.36	2.2	56	1.70	1.00	215	30	26	15
Py2-3	B3	7	0.3	49	45.11	1.3	48	0.92	0.29	561	227	27	24
		σ	0.2	85	0.46	2.2	30	0.44	0.34	712	77	45	29
Py2.3	C	3	0.4	378	45.80	0.17	47	0.36	0.01	2505	92	27	9.3
		σ	0.6	653	0.30	0.23	59	0.28	0.005	3818	85	34	10
Chp	A	3	14	82	30.77	0.04	2.7	33.91	0.23	53	12	218	15
		σ	14	142	0.51	0.06	2.9	0.79	0.36	86	3.6	251	13

Продолжение таблицы 7.10.1

Chp	B	13	4.6	7.0	30.65	0.04	1.4	34.07	0.06	798	57	4.5	5.2	
		σ	6.4	15	1.27	0.06	4.7	1.20	0.18	2823	66	6.8	5.1	
Chp	C	4	14	5.4	30.38	0.03	0.34	34.34	0.18	443	47	65	7.7	
		σ	26	9.3	1.16	0.02	0.28	0.89	0.34	872	33	117	6.3	
Sph	A	5	1.1	10	0.03	0.02	0.04	0.18	66.32	182	29	145	13	
		σ	1.2	1.3	0.02	0.01	0.02	0.04	0.11	378	12	80	4.5	
Sph	B	9	1.5	11	0.21	0.04	1.99	0.26	66.02	21	97	116	30	
		σ	1.1	2.8	0.29	0.06	5.57	0.17	0.35	19	78	109	33	
Sph	C	4	0.6	11	0.16	0.01	0.14	0.51	65.83	36	92	358	46	
		σ	0.1	0.6	0.02	0.01	0.11	0.09	0.13	13	23	42	12	
Bo	B	3	0.1	1.7	11.83	0.06	0.6	62.01	0.002	1.7	43	1.3	172	
		σ	0.0	1.5	0.59	0.07	0.4	0.72	0.003	1.1	31	0.2	1.6	
Bo	C	6	16	148	11.97	0.13	1.2	61.61	0.24	39	45	10	266	
		σ	20	162	0.42	0	1	0.69	0.58	60	10	7	76	
				Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py2-3	A	5	92	0.8	6.2	157	3.2	0.08	1.2	2.5	230	31	0.0	
		σ	79	0.3	3.7	23	4.0	0.12	0.8	3.8	252	14	0.001	
Py2-3	B3	7	16	1.0	7.1	88	3.9	0.14	1.5	6.4	625	38	0.005	
		σ	19	0.4	9.1	25	8.9	0.29	1.5	16	1091	10	0.003	
Py2.3	C	3	3	0.2	9.3	21	0.9	0.05	1.4	19	195	12	0.009	
		σ	3	0.3	15.1	11	0.9	0.01	2.3	33	286	10	0.006	
Chp	A	3	19	2.1	9.3	1.4	6.4	15	0.07	0.7	211	15	0.001	
		σ	28	0.1	11	1.3	5.4	27	0.05	0.9	234	17	0.000	
Chp	B	13	16	2.5	298	12	24	1.5	0.05	0.1	705	4.1	0.011	
		σ	54	0.5	1070	42	45	2.4	0.04	0.1	1382	11	0.026	
Chp	C	4	24	5.0	177	6	0.9	0.7	0.05	0.1	71	5.9	0.003	
		σ	43	4.4	348	11	1.6	1.2	0.05	0.0	96	6.1	0.002	
Sph	A	5	4801	1.6	210	5.6	0.5	0.3	0.7	0.1	38	5.4	0.002	
		σ	136	0.3	180	6.7	1.1	0.5	0.5	0.0	14	5.7	0.002	
Sph	B	9	4816	1.8	215	14	245	0.4	6.0	0.0	137	15	0.002	
		σ	137	0.3	282	14	735	0.5	10	0.0	184	23	0.002	
Sph	C	4	4811	1.3	424	21	0.2	0.01	5.0	0.1	129	35	0.001	
		σ	97	0.1	140	7.6	0.3	0.01	1.7	0.1	40	11	0.001	
Bo	B	3	1.7	1.3	0.0	1.6	0.3	0.20	0.3	0.0	151	186	0.016	
		σ	1.6	1.8	0.0	0.4	0.1	0.3	0.2	0.0	70	35	0.013	
Bo	C	6	20	2.0	3.3	1.8	222	52	0.1	0.8	233	207	0.020	
		σ	43	0.4	4.6	1.6	528	49	0.2	0.5	259	27	0.016	

Зона В. Единичные содержания Те в пирите и халькопирите достигают 3117–3218 г/т. Корреляция Ag, Вi с Те наводит на мысль о присутствии их в виде микровключений теллуридов, что согласуется с минералогическими данными. В некоторых случаях Те коррелирует с As и Sb за счет включений теллуристого теннантита. Крустификационному халькопириту свойственны высокие содержания типичных для него Se (59–97 г/т) и Sn (12–31 г/т), концентрации которых возрастают по направлению к осевой части трубы. Необычно высокими для этой зоны являются содержания V (32–39 г/т) в халькопирите.

Зона С. В халькопирите из осевого канала трубы наблюдаются единичные аномалии Мо (40 г/т), Рb (1.1 мас. %) и Те (476 г/т). С приближением к каналу содержания элементов-примесей в сфалерите, за исключением Sn (8–20 г/т) и Ва (46 г/т), существенно снижаются.

Зональность *пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы* (обр. А-00-2а) не столь отчетливая, как у типичных черных курильщиков. Основным концентратом большинства химических элементов является сфалерит. Поэтому высокие содержания Au, Ag, Мо и Sb приурочены к краевым частям стенки трубы, там, где концентрируется сфалерит (оболочка, осевая часть канала). Халькопирит содержит минимальные количества химических элементов. Лишь во внутренней части зоны В содержания Se достигают 200 г/т (рис. 7.10.6). Следует отметить более высокие содержания Se, Вi и Те в пирите, ассоциирующим с халькопиритом, что является не только признаком недосыщенности, но и окисленности гидротермальных флюидов [Дифференциация ..., 2016].

7.10.4 Второстепенные и акцессорные минералы. В отличие от сульфидных и баритовых диагенов — продуктов преобразования обломочных сульфидных руд, [Maslennikov et al., 2019] гидротермальные трубы месторождения характеризуются однообразными парагенезисами, среди которых доминирует золото-галенит-теннантитовый парагенезис, ассоциирующий со сфалеритом осевых частей каналов труб. Иногда самородное золото встречается в сфалерите крустификаций каналов труб совместно с гесситом [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2013]. В халькопирите встречается вкрапленность галенита, реже теннантита и борнита. Однако минералов, характерных для борнитовых диагенов, не обнаружено [Maslennikov et al., 2019].

7.10.5. Минерально-геохимические ассоциации. Для пирит-барит-халькопирит-сфалеритовой трубы (обр. А00-2а) получен следующий ряд минерально-геохимических ассоциаций: I(Cd+Zn+Hg+Mo) + II(Ag+Au) — Ва — III(Se-Te) + IV(Ni+Co) — V(Fe+Cu+Sn) — VI(V+W) — VII(Mn+Tl) + VIII(As+U+Sb) — Вi — Рb. Первая ассоциация принадлежит сфалериту с соответствующими изоморфными элементами-примесями. Во второй ассоциации фиксируются микровключения самородного золота. Третья и четвертая ассоциации объединяют химические элементы, изоморфно

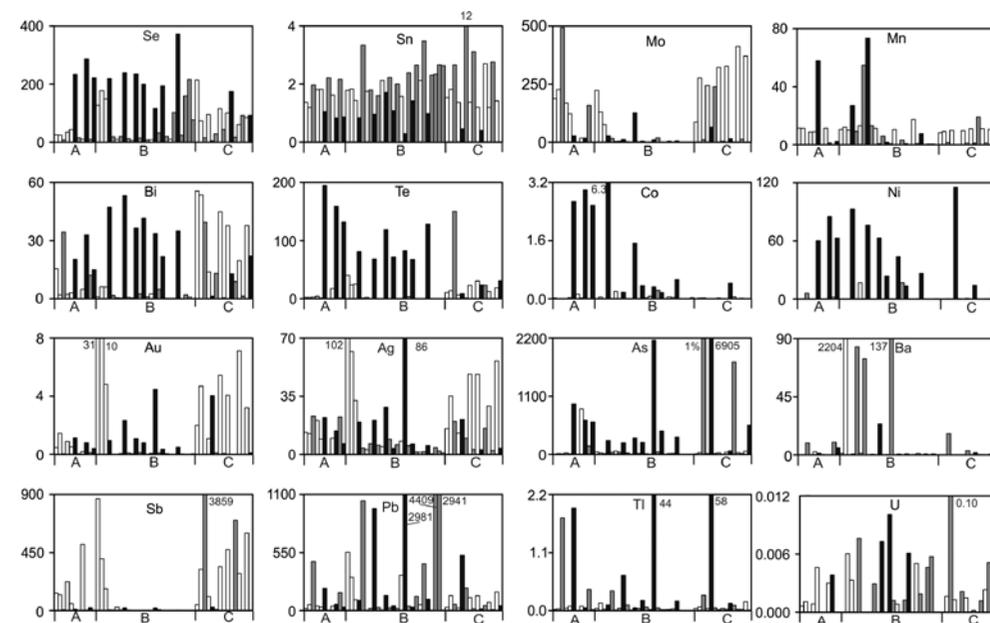


Рис. 7.10.6. Распределение химических элементов (г/т) в стенке пирит-барит- халькопирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Александринское месторождение, обр. А-00-2а.

входящие в состав эвгедрального пирита. В шестой ассоциации выявляется связь W с водородным V. Повышенные содержания W и V — характерная черта борнита, а также халькопирита, локализующегося в зоне А. Не исключено, что эта связь характеризует акцессорный вольфрамит, встречающийся в рудах этого месторождения. Седьмая ассоциация, вероятно, связана с реликтами тонкодисперсного пирита. Интересна корреляция Sb и As с U, которая может свидетельствовать о сорбции U из морской воды при замещении халькопирита теннантитом. Окисление сульфидов в морской воде, как известно, приводит к сорбции U на их поверхности [Butler, Nesbit, 1999].

7.10.6. Минералого-геохимические и генетические особенности. Александринское месторождение отличается от Валенторского обилием «черных» и баритовых руд. Барит — неперменный минерал палеокурильщиков Александринского месторождения. Очевидно, это месторождение необходимо отнести к баймакскому типу-2 [Токсичные ..., 2019], гораздо ближе соответствующему барит-полиметаллическим месторождениям куроко типа. В рудах Александринского месторождения гораздо реже встречаются теллуриды, а в сфалерите труб палеокурильщиков обнаружен лишь гессит в ассоциации с самородным золотом. Среди второстепенных минералов преобладают борнит, теллуристые блеклые руды, галенит. В борнитсодержащих рудах много золота, есть реньерит, штрмейерит

Таблица 7.10.2

Ряды коэффициентов концентрации, рассчитанные для халькопирита пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых труб Александринского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Ba	Sb	W	Au	Pb	As	Bi	Fe	V	Mo	Cd
Черные	53	46	26	9.3	8.0	6.6	1.3	1.0	0.7	0.5	0.4
	Te	Tl	Mn	Sn	Zn	Ag	U	Ni	Se	Co	
	0.3	0.2	0.2	0.2	0.14	0.13	0.05	0.05	0.02	0.001	
Серые	Ba	W	As	Pb	Au	Sb	Ni	Fe	Sn	Te	Cd
	9.1	3.9	3.2	2.8	2.7	1.4	1.1	1.0	0.7	0.6	0.4
	Zn	Bi	Ag	Tl	Mo	V	Se	U	Mn	Co	
	0.10	0.10	0.08	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.003	
Бесцветные	Sb	Bi	Ba	As	Mo	Te	W	Pb	V	Au	Tl
	855	715	554	405	250	249	143	114	85	24	5.2
	U	Mn	Se	Cd	Fe	Ni	Zn	Co	Sn	Ag	
	2.4	1.8	1.4	1.0	0.9	0.7	0.3	0.08	0.05	0.04	

и другие минералы, характерные для борнитовой фации [Молошаг и др., 2005], в том числе типичных месторождений группы Куроко (например, Косака Учинотай) типа.

Важная геохимическая особенность — бедность халькопирита элементами-примесями, прежде всего теми, которые могли бы иметь промышленное значение (Se, Te, Au). Лишь борнит в медном концентрате может быть источником Bi и Ag. Высокие концентрации большинства элементов-примесей переместились в пирит (Te, Se, Au, Ni, Co, As) (см. табл. 7. 10.1). Сфалерит содержит гораздо больше Cd и Hg по сравнению со сфалеритом предыдущих типов месторождений [Токсичные ..., 2014].

По содержаниям Ba, Sb и W халькопирит труб Александринского месторождения несущественно превосходит халькопирит черных и серых курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.10.2). Это свидетельствует о недосыщенности гидротермальных флюидов этими элементами на период формирования халькопирита. Недосыщенность могла быть связана и с истощенностью рудогенерирующей системы в целом.

На диаграмме Se–Te большинство фигуративных точек халькопирита труб Александринского месторождения попадает в поля островодужных серых и частично бесцветных курильщиков (рис. 7.10.7). На диаграмме Co–Sn халькопирит занимает позицию полей бесцветных и частично серых курильщиков. Низкие содержания этих элементов свидетельствуют либо об окисленности гидротермальных флюидов [Hennington et al., 1999].

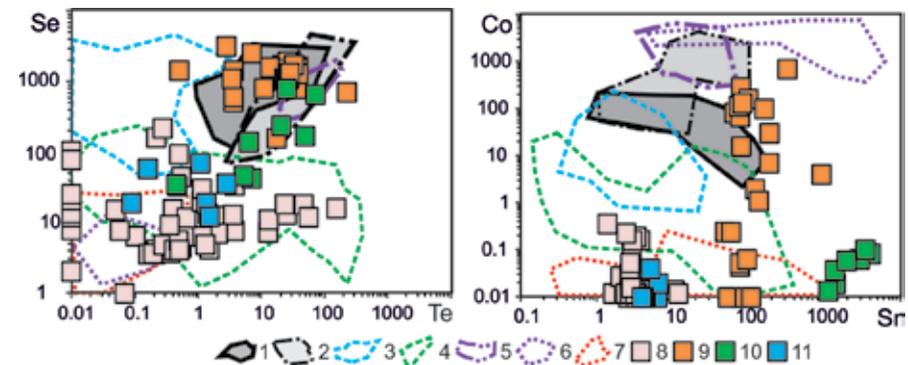


Рис. 7.10.7. Диаграммы Se–Te и Co–Sn для халькопирита гидротермальных труб Александринского (8) и Сафьяновского (9–11) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–7): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит, Галапагосского хребта; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — черные курильщики поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — бесцветные курильщики и диффузеры всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 8 — пирит-барит-халькопирит-сфалеритовые трубы Александринского месторождения; 9–11 — трубы курильщиков Сафьяновского месторождения: 9 — пирит-халькопиритовые, 10 — пирит-сфалерит-халькопиритовые; 11 — пирит-халькопирит-сфалеритовые, иногда с баритом.

Таблица 7.10.3

Ряды коэффициентов концентрации, рассчитанные для колломорфного пирита пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых труб Александринского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Ba	Sb	Tl	Ni	Au	As	Te	Cu	Ag	Mo
Черные	14644	5773	175	74	37	29	13	13	6.8	5.3	3.5
	Mn	Pb	Cd	V	Sn	U	Zn	W	Se	Co	
	1.4	1.2	0.9	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.2	0.10	
Серые	Bi	Te	Ba	Sb	Cu	As	Au	Ni	Ag	Mo	Tl
	50843	688	638	539	109	71	50	12	11	10	8.4
	Se	Sn	Pb	Cd	V	Zn	Co	Mn	W	U	
	5.3	3.4	1.1	0.7	0.6	0.5	0.3	0.10	0.08	0.05	
Бесцветные	Bi	Ba	Te	As	Sb	Cu	Au	Ag	Tl	Mn	Co
	41765	14814	1935	597	243	238	131	42	28	15	9.1
	Ni	Se	W	Mo	Pb	V	Cd	Zn	Sn	U	
	8.8	4.7	2.8	2.6	2.2	0.8	0.4	0.4	0.3	0.11	

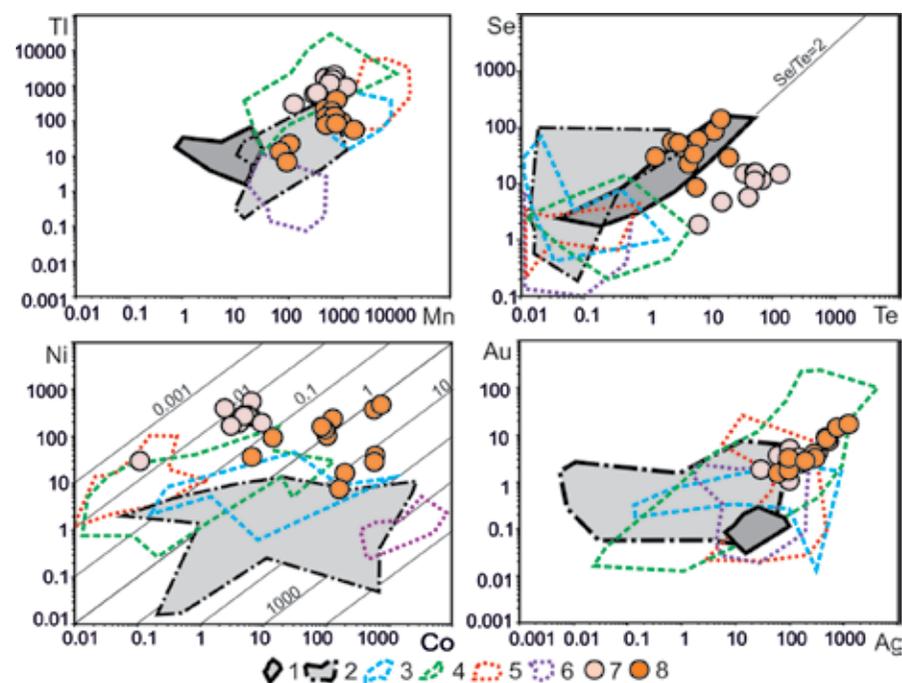


Рис. 7.10.8. Диаграммы Mn–Tl, Te–Se, Co–Ni и Ag–Au для колломорфного пирита гидротермальных труб Александринского (7) и Сафьяновского (8) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая); 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 7 — пирит-барит-халькопирит-сфалеритовые трубы Александринского месторождения; 8 — все курильщики Сафьяновского месторождения.

На Александринском месторождении значительная часть колломорфного пирита оболочек труб замещена диагенетическим халькопиритом [Масленникова, Масленников, 2007; Дифференциация ..., 2016; Maslennikov et al., 2019]. Поэтому для сравнения использованы обломки колломорфного и фрамбоидального пирита, которые иногда сохраняются в сульфидных брекчиях. Колломорфный пирит традиционно показал обогащение Bi, Ba, Sb и Tl относительно аналогичного пирита курильщиков ВТП 9°50' с.ш. Все эти элементы показывают на то, что рудогенерирующая система в своем развитии достигла стадии разложения полевых шпатов [Токсичные ..., 2014].

На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита Александринского месторождения попадает в поле островодужных серых курильщиков. К этой же разновидности курильщиков он отнесен на основании $Se/Te < 2$, $Co/Ni < 1$ и по высоким содержаниям Au (рис. 7.10.8).

Сфалерит, как основной носитель большинства химических элементов, показывает яркий результат сравнения курильщиков со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. (табл. 7.10.4). Аномально высокие КК установлены для Bi, W, Ba, Au и Mo. Этот спектр элементов отражает типичную геохимическую специализацию зрелой рудогенерирующей гидротермальной системы, вероятность появления которой в островодужных условиях значительно возрастает [Grichuk, 2012, Дифференциация ..., 2016].

По соотношениям и низким содержаниям Co–Sn фигуративные точки сфалерита Александринского месторождения попадают в поле белых курильщиков (рис. 7.10.9), что свидетельствует об окисленности гидротермальных флюидов и высокой зрелости рудогенерирующей системы [Дифференциация ..., 2016].

Таким образом, гидротермальные трубы Александринского месторождения, скорее всего, являются аналогами серых и бесцветных курильщиков, связанных со зрелыми, возможно, островодужными рудогенерирующими системами. Судя по тому, что основное количество химических элементов концентрируется в сфалерите, а не в халькопирите, такие рудогенерирующие системы мы предлагаем называть «источенными».

Таблица 7.10.4
Ряды коэффициентов концентрации, рассчитанные для сфалерита пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых труб Александринского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	W	Ba	Au	Mo	Tl	Te	Sb	Ni	V	As
Черные	2299	1439	210	43	28	12	11	3.4	2.7	2.1	2.0
	Cd	Cu	Sn	Pb	Ag	Se	Mn	Fe	U	Co	
	1.9	1.3	1.2	0.6	0.5	0.3	0.17	0.05	0.03	0.001	
Серые	W	Bi	Te	Mo	Au	Sn	Ba	Ni	Sb	As	Cd
	798	477	32	21	8.8	7.1	5.2	2.9	2.7	2.2	1.3
	Cu	V	Se	Pb	Tl	Ag	Mn	U	Fe	Co	
	0.8	0.6	0.3	0.2	0.2	0.2	0.13	0.12	0.05	0.001	
Бесцветные	W	Bi	Ba	Te	As	Tl	Mo	Se	Au	Sb	V
	10230	5508	1436	555	69	9.4	9.3	6.4	5.6	2.8	2.8
	Co	Pb	Ni	Cu	Cd	Ag	U	Mn	Sn	Fe	
	2.3	2.2	2.1	1.5	0.7	0.2	0.15	0.12	0.02	0.02	

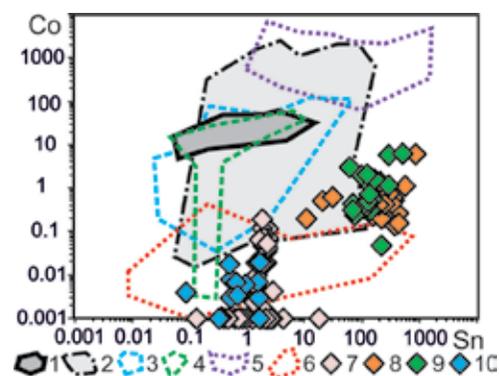


Рис. 7.10.9. Диаграмма Sn–Co для сфалерита гидротермальных труб Александринского (7) и Сафьяновского (8–10) месторождений в сравнении с современными курильщиками (1–6): 1 — черные курильщики поля ВТП 9°50' с.ш.; 2 — черные и серые курильщики полей Брокен Спур и Снейк Пит; 3 — серые курильщики горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Гора Осевая), 4 — серые и белые курильщики полей Суийо, Пакманус, Сюзетта; 5 — бесцветные курильщики и диффузеры поля Рейнбоу; 6 — бесцветные курильщики и диффузеры из всех обстановок, кроме поля Рейнбоу; 7 — пирит-барит-халькопирит-сфалеритовые трубы Александринского месторождения; 8–10 — трубы Сафьяновского месторождения: 8 — пирит-халькопиритовые, 9 — пирит-сфалерит-халькопиритовые; 10 — пирит-халькопирит-сфалеритовые, иногда с баритом. Треугольники — оболочка, ромбы — крустификация и заполнение канала труб.

7.11. Сафьяновское

7.11.1. Геологическая позиция. Сафьяновское медноколчеданное месторождение располагается в восточной зоне Среднего Урала, в Режевском рудном районе в 9 км к северо-востоку от г. Реж. Особенности геологического строения Режевского рудного района, вещественного состава пород и руд Сафьяновского месторождения широко освещены в трудах [Язева и др., 1991; Коровко и др., 1988, 1999; Коротеев и др., 1997; Грабежев и др., 2001; Прокин и др., 2002; Сорока и др., 2005, 2008; Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007; Сафина, Масленников, 2009]. Согласно геодинамическим реконструкциям, оно формировалось в задуговом палеобассейне среди риолит-дацит-андезит-базальтовой толщи [Koroteev et al., 1997].

В разрезе месторождения выделяются три толщи-пластины: 1) нижняя «подрудная» — верхнедевонские базальты и андезибазальты; 2) средняя «рудовмещающая» — дациты, риолиты, их лавокластиты и ксенолавокластиты с прослоями вулканогенно-осадочных пород раннедевонского возраста; 3) верхняя «надрудная», сложенная серпентинитами, габбро и базальтами с прослоями фтанитов, предположительно, силурийского возраста [Коровко, Двоглазов, 1991; Язева и др., 1991; Шереметьев, Лещев, 2000; Prokin et al., 2002]. Общее строение разреза рудовмещающей пластины и химизм вулканитов Сафьянов-

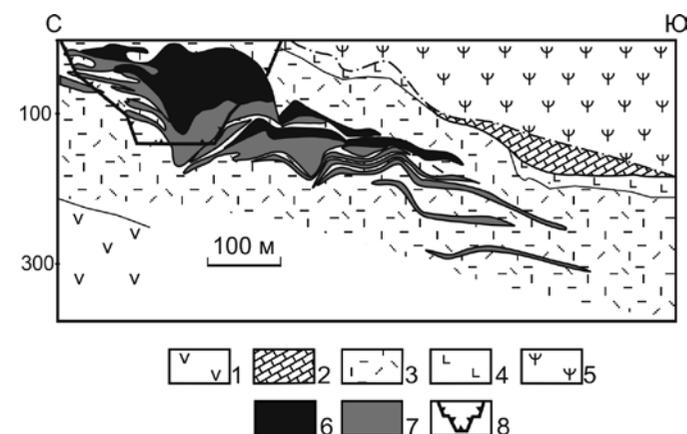


Рис. 7.11.1. Геологический разрез Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения [Коровко, 2004]: 1 — базальты, андезиты и их брекчии; 2 — известняки; 3 — риодациты, их лавокластиты и ксенолавокластиты, чередующиеся с вулканогенно-осадочными породами; 4 — базальты; 5 — серпентинизированные ультрамафиты; 6 — массивные сульфидные руды; 7 — прожилково-вкрапленные руды; 8 — контур карьера.

ского рудного поля тождественны граничным накоплениям карамалыташского D₂e и улутауского D₂zv колчеданосных комплексов Магнитогорской зоны [Викентьев, 2004].

В южной части месторождения, перекрытой по надвигу Режевским серпентинитовым массивом, сульфидные руды образуют прерывистую цепочку линзовидных залежей мощностью от 30–50 см до нескольких десятков метров, согласных со слоистостью вмещающих пород. Рудные прослои («ленты»), залегающие на трех уровнях на глубинах 190–400 м, полого падают на юг и быстро выклиниваются (рис. 7.11.1). Они сложены черными сланцами, сульфидными слоями и иногда рудоносными эдафогенными брекчиями, содержащими обломки черных сланцев и рудокласты.

В рудовмещающей толще месторождения выделено семь рудоносных вулканогенно-осадочных горизонтов, представляющих собой чередование углеродистых алевропелитов, тефротурбидитов, сульфидных турбидитов и их диагенитов, брекчий смешанного состава с фрагментами риодацитов, черных сланцев и колчеданных руд [Ярославцева и др., 2012].

Некоторыми исследователями Сафьяновское месторождение относится к малокавказскому рудно-формационному типу и сопоставляется с месторождениями Средногорской структурно-металлогенической зоны: Бор (Югославия) и Елшице, Челопеч, (Болгария) [Prokin et al., 2002; Молошаг и др., 2004; Сорока и др., 2008]. Однако, судя по его принадлежности к риолит-базальтовой формации, медно-цинково-колчеданному составу руд и преобладанию в них пирита и марказита Сафьяновское месторождение является представителем месторождений уральского типа. На это также указывают особенности минерального состава сульфидных труб черных курильщиков, сходные с обнаруженными на других колчеданных место-

рождениях уральского типа [Масленникова, Масленников, 2007]. Однако, в отличие от типичных месторождений уральского типа, рудоносный горизонт Сафьяновского месторождения сопоставляется с дацит-риолит-черносланцевой ассоциацией, характерной для колчеданных месторождений Тасманийского пояса, Рудного Алтая, Иберийского пояса (Рио-Тинто, Тарсис) и Аппалачей (район Батурст) [Масленников, 2006]. По доминированию кислых вулканитов и ассоциации с углеродистыми алевропелитами месторождение, скорее всего, относится к медно-цинковому подтипу месторождений рудноалтайского типа, являясь аналогом Николаевского месторождения на Рудном Алтае [Токсичные ..., 2016; Maslennikov et al., 2013, 2017].

7.11.2. Состав и строение рудных тел. Главная рудная залежь Сафьяновского месторождения залегает субвертикально и имеет треугольную форму в разрезе. Предполагается, что этот мощный рудный «клин» представляет собой остаток рудного холма девонского черного курильщика [Коротеев и др., 1997].

В строении рудного тела выявлены две рудоподводящие зоны: Южная и Северная. В лежачем боку каждой из них обнаруживаются сульфидные штокверки. Внутрирудные столбы сложены массивными халькопирит-пиритовыми и пирит-халькопиритовыми рудами, содержащими реликты кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовых труб черных курильщиков. В кровле рудной залежи диагностируются грубообломочные брекчии сфалерит-халькопирит-пиритового состава.

Сафьяновское месторождение является одним из редких представителей неметаморфизованных колчеданных месторождений. Сульфидный холм месторождения, расчлененный многочисленными субвулканическими телами дацитового состава [Koroteev et al., 1997], реконструирован после многолетнего рудно-фациального картирования (рис. 7.11.2). Его основу составляет колонна массивных медноколчеданных руд, содержащих реликты халькопирит-сфалерит-кварцевых и халькопиритовых труб и каналов. В рудных брекчиях обнаружены обломки халькопирит-сфалеритовых труб черных курильщиков и марказит-кварц-пиритовые фрагменты диффузеров. Вблизи кровли холма распространены колломорфные пиритовые руды, представленные слоистыми и пористыми линзами. В некоторых линзах содержатся оруденелые трубчатые черви, сходные с полихетами. Рудокласты колломорфного пирита образуют шлейф вокруг холма. На выклинках широко распространены дистальные сульфидные турбидиты, переслаивающиеся с черными сланцами. Обломки труб концентрируются в рудных микститах нижней выклинки холма в средней части литологической колонки.

В рудной залежи выявлены придонные и донные гидротермальные, гидротермально-биогенные и кластогенные сульфидные фации [Масленников, 1999, 2006; Сафина, Масленников, 2008; Масленникова, Масленников, 2007].

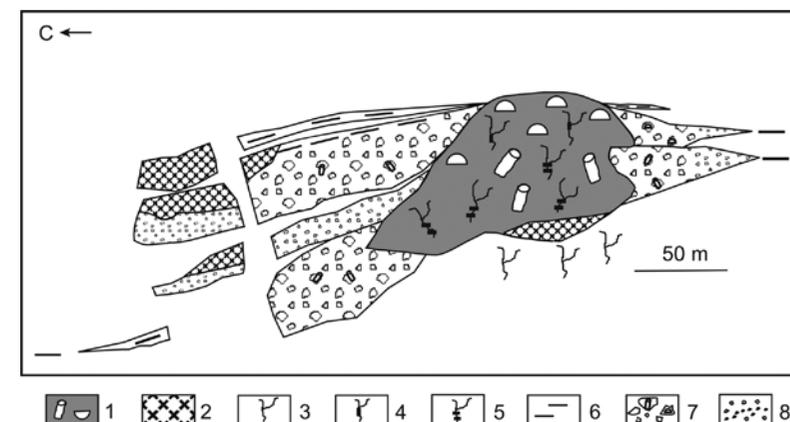


Рис. 7.11.2. Реконструкция сульфидного холма черного курильщика Сафьяновского месторождения [Масленников, 2006]: 1 — сфалерит-халькопирит-пиритовые руды с реликтами труб черных курильщиков и сульфидизированной фауной; 2 — массивные пирит-халькопиритовые руды; 3 — штокверковые пирит-халькопиритовые руды; 4 — жилы барита, 5 — халькопиритовые жилы; 6 — переслаивание тонкослоистых диагенитов; 7 — коллювиальные брекчии с обломками труб черных курильщиков и сульфидизированной фауной; 8 — сфалерит-халькопирит-пиритовые и пиритовые песчаники.

Придонная гидротермальная фация представлена жильной и вкрапленной галенитовой, халькопиритовой, пиритовой и сфалеритовой минерализацией в основании рудной залежи. Среди разнообразных по минеральному составу жил выделяются пиритовые, халькопирит-пиритовые, сфалеритовые, сфалерит-галенитовые, баритовые и гематит-пиритовые. В осевой части сульфидной постройки преобладают сфалерит-баритовые жилы.

Донные гидротермальные фации представлены фрагментами сульфидных труб сфалерит-халькопиритовых черных курильщиков и пиритовых диффузеров, напоминающих по строению кондуиты, выявленные в коллювиальных сульфидных брекчиях. Они характеризуются концентрически-зональным строением: осевая часть выполнена кварцем и сфалеритом, внутренняя стенка — кристифицирована друзовым халькопиритом, а внешняя оболочка сложена сфалеритом. Пиритовые разновидности труб, состоящие из колломорфного пирита, по комплексу признаков напоминают трубы и пики диффузеров, характерных для современного поля Снейк Пит (Атлантический океан). В некоторых случаях в колломорфных пиритовых рудах наблюдаются каналы, заполненные кварцем. На удалении от рудоподводящих зон сохраняются реликты гидротермально-осадочных колломорфных и кавернозных кварц-пиритовых и халькопирит-пиритовых руд, в которых Н.В. Лещевым, А.В. Коровко и В.В. Масленниковым обнаружены многочисленные остатки сульфидных червей-полихет [Гидротермальные ..., 2016].

Другая донная гидротермальная фация представлена разнообразными по морфологии ажурными колломорфными рудами, сложенными пиритом и кварцем. Нередко встречаются гидротермально-осадочные корки, образованные тончайшими слоями колломорфного пирита. Фрагменты таких руд встречаются на флангах сульфидной залежи и между двумя рудоподводящими зонами. В пределах рудоподводящих зон первичные колломорфные агрегаты превращены в массивные зернистые руды.

Главные рудные минералы месторождения — пирит, халькопирит и сфалерит, второстепенные — марказит, галенит, теннантит, тетраэдрит, энаргит и дигенит. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, хлоритом, доломитом, кальцитом, серицитом и гипсом. Среди редких минералов присутствуют марказит, арсенопирит, глаукоцит, магнетит, пирротин, дигенит, теллуризмутит, тетрадимит, гессит, кубанит, самородное золото, спинопит, фаматинит, эмпрессит, фаза Bi_3Te_3S , чиленин [Язева и др., 1991; Молошаг и др., 2002; 2004; 2005; 2007; Масленникова, Масленников, 2007]. Химический состав руд характерен для месторождений уральского типа: 2.52 % Cu, 0.77 % Zn.

7.11.3. Минералого-геохимическая зональность гидротермальных труб. В главной рудной залежи Сафьяновского месторождения, в ядре нижней сульфидной линзы, среди массивных руд обнаружены лишь единичные округлые реликтовые кварц-халькопирит-сфалеритовые каналы диаметром до 3 см. Оболочка вокруг таких каналов, вероятно, представлявших трубы черных курильщиков *in situ*, превращена в массивный пирит-халькопиритовый агрегат.

Все находки фрагментов сульфидных труб хорошей сохранности связаны с выклинками нижней сульфидной линзы, вскрытыми в карьере. Наиболее крупные обломки труб встречаются в составе сульфидных брекчий и микститов в средних частях литологических колонок. Обычный диаметр труб составляет 2–4 см, значительно реже — 5–15 см.

Форма сечений целых труб овальная, асимметричная грушевидная со значительными вариациями мощности внутренней халькопиритовой зоны. В некоторых трубах обнаруживаются два, реже — более канала, имеющих единую оболочку. Многие фрагменты почти целых труб, в которых сохранилось первичное концентрическое строение, несут признаки растрескивания и рассыпания. Чаще всего встречаются остроугольные халькопиритовые обломки труб. Лишь у некоторых из них сохранилась наружная оболочка. В последнем случае наблюдается срезание концентрической текстуры ограничениями обломков.

В сульфидных брекчиях обнаружены обломки как медноколчеданных, так и медно-цинково-колчеданных труб. В *медноколчеданном* ряду выделяются пирит-халькопиритовые, халькопирит-пиритовые и кварц-халькопирит-пиритовые разновидности, доминирующие в нижней части рудного тела (рис. 7.11.3).

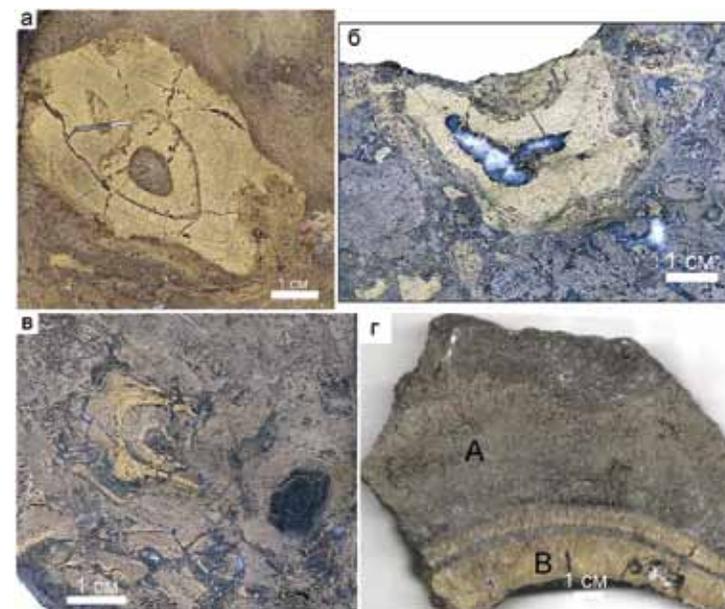


Рис. 7.11.3. Минеральные разновидности гидротермальных труб Сафьяновского месторождения: а — пирит-халькопиритовая; б — кварц-пирит-халькопиритовые; в — фрагменты халькопирит-пиритовых и пиритовых труб; г — барит-халькопирит-сфалеритовые.

Медно-цинково-колчеданный ряд труб последовательно включает сфалерит-пирит- халькопиритовые, кварц-сфалерит-пирит-халькопиритовые, пирит-халькопирит-сфалеритовые и халькопирит-пирит-сфалеритовые разновидности.

В *сфалерит-пирит-халькопиритовых* трубах, доминирующих на средних и на верхних уровнях колчеданной залежи и встреченных, главным образом в виде обломков, первичный сфалерит сохраняется как в осевом канале, так и во внутренней подзоне оболочки (рис. 7.11.4а).

Зона А. Оболочка труб сложена почковидным колломорфным пиритом (рис. 7.11.4б). По направлению к внутренней части оболочки нарастает количество дендритовидного пирита (рис. 7.11.4в), реже встречаются псевдоморфозы пирита по пирротину. Во внутреннем слое оболочки трубы возрастают размеры и количество кристаллов эвгедрального пирита, сцементированных сфалеритом и халькопиритом. Кроме редкой вкрапленности галенита, наблюдаются крупные выделения ковеллина, ассоциирующего с энаргитом и тонкодисперсными агрегатами гематита.

Зона В. Крустификация внутренней стенки трубы, как правило, состоит из трех слоев или подзон. Первый слой (В1) сложен мелкозернистым халькопиритом, содержащим рассеянные кристаллы эвгедрального пирита (рис. 7.11.4г), в которых травлением в концентрированной HNO_3 выявлена грубая зональность. Рядом присутствуют решетчатые выделения халькопирита с реликтами ПТР из группы исокубанита (рис. 7.11.4д),

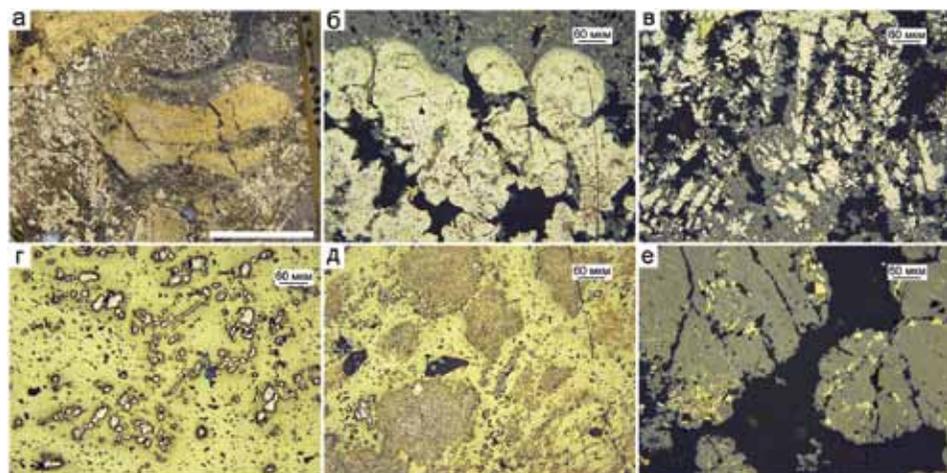


Рис. 7.11.4. Фрагмент сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы в сульфидной брекчии. Сафьяновское месторождение, обр. Saf-069-61a: а — продольное сечение обломка трубы; б — почковидный колломорфный пирит; в — дендритовидный пирит; г — включения пирита в халькопирите (подзона В1); д — реликты ПТР $CuFe_2S_3$ в халькопирите (подзона В3); е — друзовый сфалерит с эмульсионной вкрапленностью и прожилками халькопирита и кварцевое заполнение (зона С). а — полированный образец (масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

а также включения фрамбоидального пирита, ассоциирующие со сфалеритом и кварцем. На границе со вторым слоем концентрируется акцессорная минерализация, представленная тетраэдритом, теннантитом и галенитом. Агрегаты теннантита и тетраэдрита почти полностью заместили глаукодот, ассоциирующий с гесситом. Галенит иногда образует прожилки совместно с энаргитом и ковеллином [Масленникова, Масленников, 2007]. Второй слой (В2) сложен крупнозернистым халькопиритом, в котором обычно отсутствуют включения других минералов. Третий пористый слой халькопирита (В3) содержит включения халькопирита, марказита и кварца.

Зона С. Осевой канал трубы (зона С) заполнен сфалеритом. В трубе не обнаружены видимые акцессорные минералы, за исключением редких микровключений галенита и энаргита. Характерной особенностью друзового сфалерита, заполнившего каналы труб, являются высокие содержания эмульсионной вкрапленности халькопирита (рис. 7.11.4е).

В колломорфном пирите оболочки сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы (обр. Saf-069-61a) (подзона А1) наблюдаются повышенные содержания (до, г/т): Ni (522), Mn (1591), Au (19), Tl (430), Sb (2200), Pb (8560), U (0.34) и As (1 %) (табл. 7.11.1). Сравнивая концентрации Te, Bi и V в пирите разных типов, можно отметить, что наибольшее содержание этих элементов наблюдается в колломорфном пирите (до 24, 100 и 3.4 г/т, соответственно). В дендритовидных пирит-марказитовых агрегатах также обнаружены повышенные содержания As, Mn, Tl и V, но они ниже по срав-

Таблица 7.11.1

Химический состав сульфидов сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы Сафьяновского месторождения, обр. Saf-069-61a. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py1c	A1	8	1.10	746	43.9	378	261	0.6	0.9	7760	87	19	664
		σ	1.35	380	1.60	464	154	0.2	1.2	2411	61	9	358
Py2+Ms	A2	4	1.06	532	44.9	43	12	0.6	0.2	5858	16	19	128
		σ	0.77	278	0.48	60	12	0.4	0.3	1502	16	5.9	184
Py3	A3	2	0.55	817	42.5	241	3.3	2.6	1.1	897	44	4.4	1713
Py3	B	4	0.88	15.9	45.1	1194	0.8	0.9	0.2	687	472	7.3	726
		σ	1.04	23.0	0.48	808	0.5	0.5	0.2	395	190	13	1106
Pyф	C	1	2.81	1065	45.0	33	708	0.3	0.1	6353	398	466	284
Chp	A2	2	0.08	1.12	28.3	2	0.1	37	0.1	41	92	0.3	87
Chp	B	10	0.52	0.40	32.0	126	0.2	33	0.2	329	1249	1.5	65
		σ	0.35	0.40	2.33	212	0.1	2.3	0.2	487	269	1.6	21
Py-ChpISS	B3	6	4.72	165	43.7	2348	8	19	0.4	4831	1129	45	1292
		σ	4.25	193	2.36	1014	10	2.7	0.2	1357	317	26	987
Sph	A2	3	0.11	17.0	4.33	2.6	0.9	4.4	58.0	63	224	1.4	87
		σ	0.04	24.0	0.30	3.3	0.2	0.3	0.9	15	30	0.4	3.5
Sph	C	3	0.14	0.02	5.51	0.2	0.1	6.4	54.3	51	446	6.2	105
		σ	0.19	0.00	0.22	0.0	0.0	0.3	0.6	22	6	2.4	19
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py1c	A1	8	82	40	1067	8.8	3.2	5.9	11	195	3302	24	0.13
		σ	92	33	569	7.7	1.4	16	5.6	115	2375	32	0.13
Py2+Ms	A2	4	17	5.9	337	0.8	4.5	16	0.8	132	371	2.2	0.01
		σ	23	5.6	446	0.8	8.1	12	0.6	94	366	2.9	0.01
Py3	A3	2	127	68	136	4.4	0.1	0.2	4.0	12	1248	10	0.07
Py3	B	4	36	132	87	5.0	3.6	2.8	0.4	6.4	232	5.5	0.01
		σ	15	91	42	2.6	4.1	2.4	0.3	5.0	266	6.8	0.01
Pyф	C	1	16	4.4	218	20	0.5	0.4	1.4	71	8333	294	0.14
Chp	A2	2	14	210	44	0.4	0.2	0.0	1.0	1.1	152	0.3	0.02
Chp	B	10	25	222	96	27	1.1	0.0	0.3	4.5	1926	6.6	0.01
		σ	22	244	177	7.7	1.3	0.1	0.1	4.4	752	2.5	0.01
Py-ChpISS	B3	6	71	470	948	76	16	7.1	16	53	3031	400	0.14
		σ	35	410	765	45	33	8.8	31	44	1407	459	0.13
Sph	A2	3	4046	548	56	0.6	0.1	0.4	0.1	1.6	199	0.4	0.002
		σ	539	195	1.3	0.2	0.1	0.5	0.1	0.7	37	0.4	0.001
Sph	C	3	5109	306	322	3.3	0.1	0.2	0.2	0.2	188	10	0.001
		σ	529	99	157	1.3	0.1	0.1	0.1	0.1	84	10	0.000

нению с колломорфным пиритом или такого же порядка, как Мо. Эвгдральный пирит подзоны А3 отличается повышенными концентрациями Со (до 454 г/т), которые достигают максимального значения (до 2000 г/т) в подзоне В1. Халькопирит, который лишь изредка встречается в наружной зоне, не характеризуется повышенными содержаниями элементов-примесей. В сфалерите подзоны А2 наблюдаются Se (до 250 г/т) и Sn (до 762 г/т).

Халькопиритовая крустификация (зона В) концентрирует Se, Те, Sn Sn и Pb (рис. 7.11.5). При этом содержания Те, Sn и Pb возрастают в iss подзоны В3 (до 165, 1087 и 5800 г/т). Как колломорфный пирит оболочки, ISS обогащен и другими элементами-примесями (до, г/т): As (6100), Au (80), Bi (1260), Со (4300), Мо (75), Sb (2450), V (11), W (22), U (0.37).

Сфалерит зоны С отличается присутствием (до, г/т) Se (450), Sn (390), Sb (430). Фрамбоидальный пирит в канале содержит Mn, Мо, Ni, Pb, Bi, As и U.

Таким образом, в халькопиритовой крустификации внутренней стенки трубы резко снижаются содержания элементов низкотемпературной гидротермальной (Mn, Tl, As) и морской гидрогенной (U, V, Ni) ассоциаций (рис. 7.11.5). Для халькопирита характерны аномально высокие содержания Se (443–1750, изредка до 3139 г/т) и Sn (42–1100 г/т). Отмечается корреляция экстремумов Pb, Те, Мо и Bi, тяготеющих к внутренней части зоны В. Не исключено, что эти элементы входят

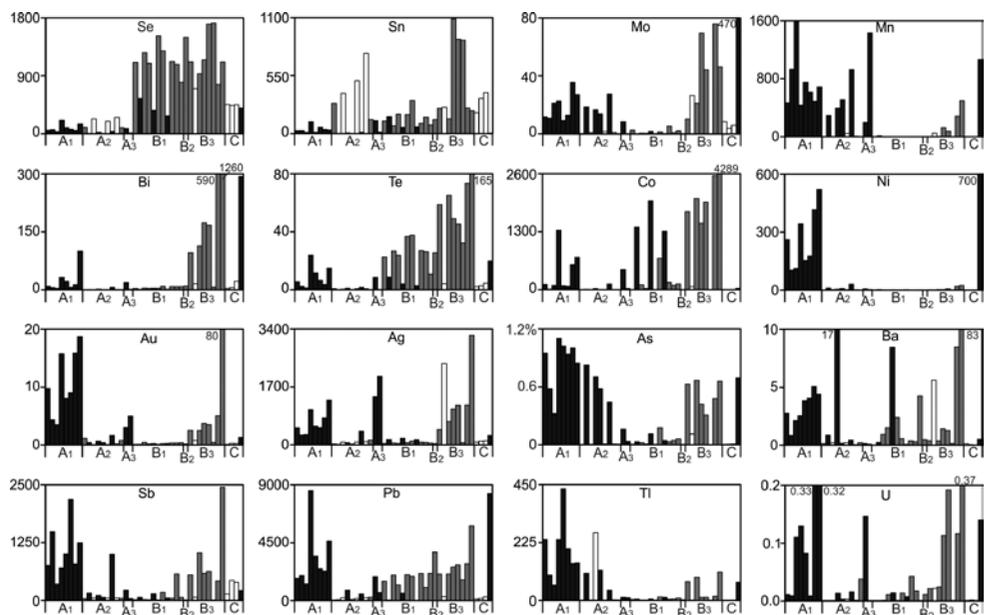


Рис. 7.11.5. Распределение химических элементов (г/т, As в мас. %) в стенке сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Сафьяновское месторождение, обр. Saf-069-61a.

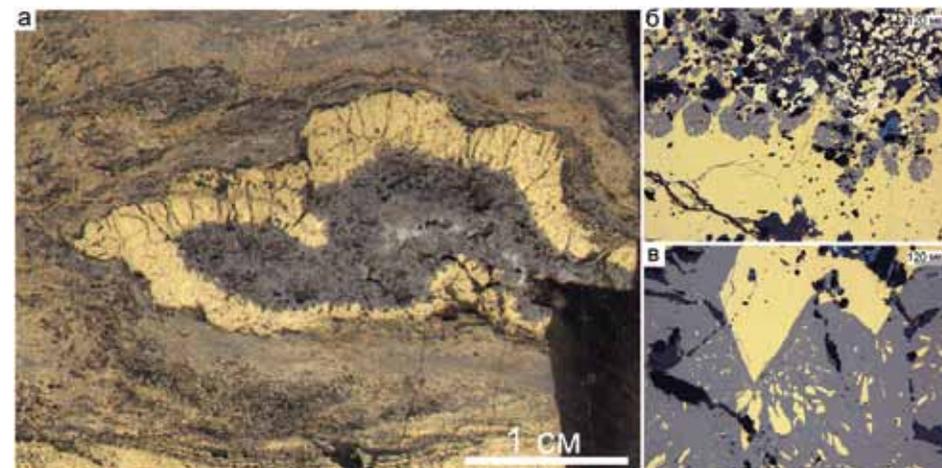


Рис. 7.11.6. Пирит-сфалерит-халькопиритовая труба. Сафьяновское месторождение, обр. Saf-П4-12-26: а — поперечный срез трубы; б — субгедральный пирит оболочки трубы (вверху), почковидный сфалерит (в середине) в крустификационном халькопирите; в — друзовый халькопирит (зона В), переходящий в агрегат сфалерита с халькопиритовыми вростками (зона С). а — полированный образец, б-в — отраженный свет.

в среднетемпературную теллуридную ассоциацию. Большинство элементов-примесей в сфалерите характеризуется невысокими содержаниями, за исключением Sn, содержания которого максимальны (140–700 г/т).

Пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы рассмотрены на примере обр. Saf-П4-12-16 (рис. 7.11.6). Труба локализуется in situ в диффузной линзе в кровле сульфидного холма. В отличие от труб предыдущего типа в ее оболочке отсутствует колломорфный пирит, его место занимают (зона А) агрегаты ангдрального и субгедрального пирита, сцементированные сфалеритом. Внутри оболочки количество сфалерита возрастает. Внутренняя стенка трубы инкрустирована халькопиритом. По данным ЛА-ИСП-МС халькопирит насыщен микровключениями гессита. Признаки таких микровключений (экстремальные максимумы содержаний Те и Ag) исчезают в сфалерите, запечатавшем трубу (подзона С1). В подзоне С2 появляются прослойки теннантита, а в подзоне С3 на границе с кварцем и баритом иногда появляются крупные включения галенита.

Примечательная особенность труб этого типа — повышенные средние содержания Sn и Se в халькопирите и сфалерите при низких содержаниях Со (табл. 7.11.2). Элементы средне-низкотемпературной и гидрогенной ассоциаций традиционно концентрируются в пирите.

Основные концентрации Au, Мо, Mn, As и Tl связаны с пиритом оболочки трубы. В среднем слое трубы в халькопирите резко возрастают содержания Se, Те и Sn. Сфалерит осевой части канала трубки концентрирует Мо, Bi, Те, As, Sb, Pb и U (рис. 7.11.7).

Таблица 7.11.2

Химический состав сульфидов пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы
Сафьяновского месторождения, Saf-П4-12-26.
Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %.

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py2	A1	6	1.20	1359	43.7	0.05	10.5	0.09	0.40	9667	23.6	14.5	210
		σ	0.37	713	1.75	0.10	12.8	0.11	0.94	980	30.1	15.4	155
Py3	B1	3	0.10	1.66	46.0	0.17	0.06	0.67	0.00	4.07	38.3	0.01	4.45
		σ	0.06	1.59	0.50	0.29	0.10	0.45	0.01	1.81	9.51	0.01	0.34
Chp	B1	8	0.62	0.23	28.6	0.05	0.25	36.2	0.09	13.0	238	0.05	377
		σ	1.10	0.54	0.64	0.03	0.16	0.62	0.06	6.58	303	0.06	543
Sph	A2	4	15.1	7.60	1.95	3.46	4.69	1.94	61.8	168	93.6	10.3	240
		σ	12.8	5.76	1.16	3.31	6.89	1.74	4.54	143	36.0	3.79	126
Sph	B3	1	0.36	23.5	0.73	1.27	0.17	1.81	63.5	175	159	10.0	319
Sph	C2	9	0.33	1.61	0.24	0.88	0.23	2.47	60.9	8221	113.6	12.6	1120
		σ	0.37	1.24	0.18	1.03	0.42	1.47	3.01	5253	76.5	8.35	501
Минерал	Зона	n	Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py2	A1	6	33.4	4.82	827	3.22	60.5	0.08	8.76	103	8921	32.9	0.003
		σ	79.3	11.4	350	5.61	95.8	0.12	4.53	111	16002	43.5	0.004
Py3	B1	3	0.44	119	0.76	0.17	0.89	0.07	0.01	0.20	19.9	2.53	0.001
		σ	0.52	170	0.05	0.04	0.36	0.11	0.01	0.11	10.2	0.44	0.001
Chp	B1	8	10.10	2009	9.04	20.3	0.11	0.02	0.06	0.10	732	7.37	0.001
		σ	5.69	1248	15.6	25.8	0.13	0.04	0.05	0.06	1904	7.47	0.001
Sph	A2	4	4843	293	114	7.70	254	1.33	1.18	3.20	4119	21.6	0.125
		σ	389	111	65.8	2.88	251	1.11	0.52	3.77	5877	11.1	0.217
Sph	B3	1	4936	121	432	0.95	0.16	0.94	0.31	1.88	622	17.3	0.047
Sph	C2	9	5424	89	5681	19.0	17.30	1.40	1.04	2.84	10670	293	0.040
		σ	451	30.1	4084	9.6	45.79	2.00	0.64	2.21	18740	172	0.091

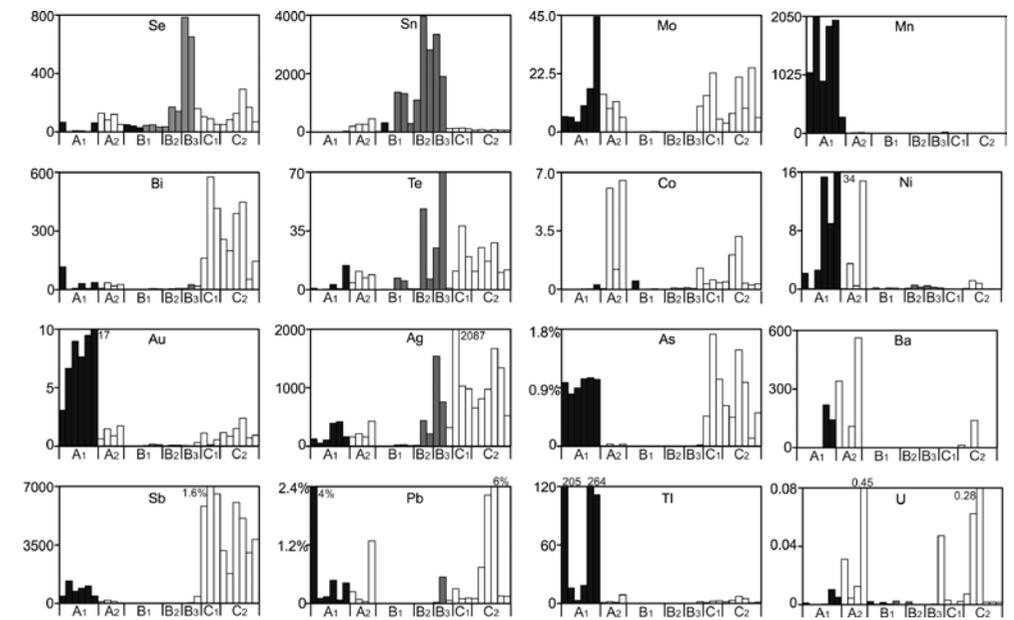


Рис. 7.11.7. Распределение химических элементов (г/т, As и Pb в мас. %) в стенке пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Сафьяновское месторождение, обр. Saf-П4-12-26.

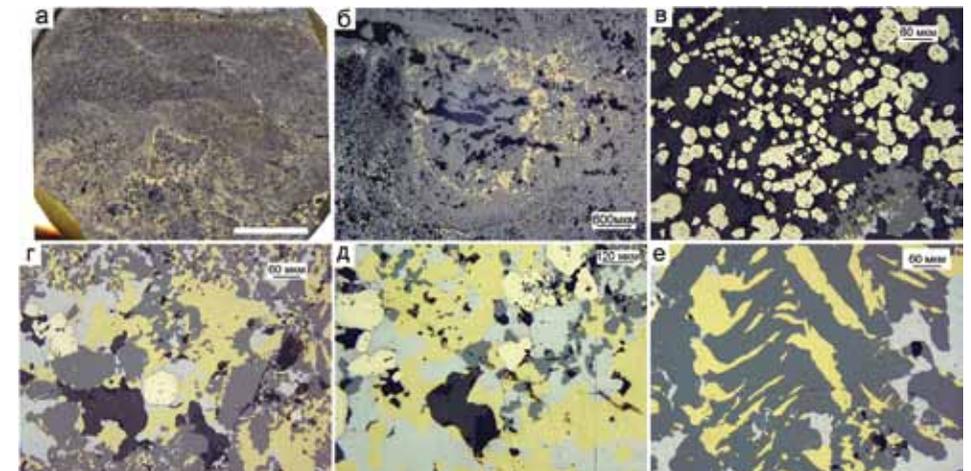


Рис. 7.11.8. Многоканальная халькопирит-пирит-сфалеритовая труба. Сафьяновское месторождение, обр. Saf -09-16-1: а — половина поперечного среза трубы; б — осевой канал; в — эвгедральный и субгедральный пирит (подзоны А1, А2); г — галенит-сфалерит-халькопиритовый агрегат с включениями эвгедральных кристаллов пирита (подзона А3); д — сростания пирита, галенита и сфалерита в халькопирите зоны В; е — дендритовидные прорастания халькопирита и сфалерита (зона С). а — полированный образец, масштаб линейки 1 см), б-е — отраженный свет.

Конечным членом медно-цинково-колчеданного ряда являются *пирит-халькопирит-сфалеритовые* трубы (рис. 7.11.8а, б). Их оболочка сложена тонкозернистым пористым сфалеритом, каналы заполнены крупнозернистым друзовым сфалеритом, содержащим вкрапленность галенита, содержания которого достигают 10 %.

Зона А трубы является самой мощной. Она представлена эвгедральными (в разной степени) кристаллами пирита, которые часто присутствуют совместно с выделениями сфалерита и блеклой руды (рис. 7.11.8в). Зона В очень узкая и служит матрицей для многочисленных включений галенита, сфалерита и эвгедрального пирита (рис. 7.11.8г, д). Осевая часть канала (зона С) заполнена графическим срастаниями сфалерита и халькопирита (рис. 7.11.8е). Совместно с ними встречаются многочисленные зерна галенита, нередко с блеклой рудой и самородным золотом.

Основным минералом наружной зоны халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы является эвгедральный пирит, но его состав меняется к внутренним частям трубы (от подзоны А1 к А3), о чем можно судить по содержаниям элементов-примесей (табл. 7.11.3, рис. 7.11.9). В этом направлении уменьшается количество (г/т): Ag (1100–180), As (7800–1600), Au (111–2), Mn (1200–1), Mo (53–0.1), Pb (10%–1%), Sb (4700–164), Tl (300–0.5), Bi (0.85–0) и возрастает количество Se (25–216), Te (5–52), Sn (0.1–1.8). Никель концентрируется только в пирите и, вероятно, совместно с Co, т.к. их графики имеют одинаковый тренд (см. рис. 7.11.9). В пирите наблюдаются отдельные максимумы содержаний U (до 0.16 г/т) и V (до 2 г/т).

Относительно Se, Sn и Te в сфалерите наблюдается та же тенденция: увеличение концентраций к подзоне А3 (6–196, 0.1–1.6 и 0.2–7 г/т, соответственно). Можно отметить отдельные пики максимумов у Bi (до 0.3 г/т) и W (до 0.16 г/т).

В халькопирите отмечаются концентрации только Se (до 19 г/т) и Sn (до 6 г/т), при этом содержания Se лишь на порядок выше содержаний Sn и меньше на порядок, чем в пирите наружной зоны.

В сфалерите осевой части канала наблюдается некоторое обогащение Ag (до 604 г/т) и Se (до 174 г/т) и спорадические пики максимумов Mo, Bi, Te и W.

Таким образом, основным концентратором химических элементов является эвгедральный и субгедральные разновидности пирита, которые определяют геохимическую зональность халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы (см. рис. 7.11.9).

Охарактеризованные разновидности труб Сафьяновского месторождения, также как и на Яман-Касинском месторождении, образуют два гомологических ряда — медно-колчеданный и медно-цинково-колчеданный. В первом ряду наблюдается последовательное нарастание содержаний пирита, марказита и кварца. Во втором ряду увеличивается количество сфалерита и галенита. Акцессорная минерализация менее обильная и разнообразная по сравнению с трубами Яман-Касинского и Валенторского месторождений. Вместе с тем наблюдается та же тенденция: теллуридная и сульфоарсенидная минерализация постепенно сменяется теннантит-галенитовой по мере уменьшения количества халькопирита и нарастания содержаний сфалерита, пирита или кварца.

Таблица 7.11.3

Химический состав сульфидов халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы Сафьяновского месторождения, обр. Saf-09-16-1. Данные ЛА-ИСП-МС в г/т, Fe, Cu, Zn — в мас. %

Минерал	Зона	n	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag
Py3	А	7	0.43	473	39.4	2.79	68.3	0.19	1.95	4908	113	14.9	601
		σ	0.72	441	2.51	1.63	48.1	0.10	2.26	2458	64.6	18.3	372
Py3	В1	1	0.16	0.62	46.0	0.06	4.99	0.17	0.03	801	120	1.87	201
Py23	С2	1	0.00	0.29	46.0	0.60	3.69	0.08	0.01	2527	183	0.01	9.84
Sph	В3С1	5	0.10	0.26	0.90	0.01	0.03	1.10	64.6	47.3	71.4	8.89	289
		σ	0.15	0.27	0.77	0.01	0.03	0.93	1.95	64.8	61.3	16.9	253
Sph	А	5	0.23	0.09	0.38	0.01	0.03	0.44	64	7.92	53.4	10.6	134
		σ	0.21	0.00	0.23	0.00	0.02	0.26	2.88	6.67	81.3	14.5	30.4
Sph	В1	1	0.05	0.09	0.30	0.01	0.03	0.37	66.0	1.00	96.6	0.05	56.7
Chp	В	3	0.18	0.35	32.3	0.01	0.08	33.1	0.00	2.94	16.7	0.08	15.2
		σ	0.27	0.45	0.29	0.01	0.12	0.11	0.00	0.80	3.92	0.05	6.50
Chp	В3С1	3	0.02	0.16	31.3	0.02	0.15	33.3	0.00	2.77	54.7	0.06	18.6
		σ	0.01	0.11	0.58	0.02	0.12	1.15	0.00	2.29	17.3	0.01	10.4
			Cd	Sn	Sb	Te	Ba	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Py3	А	7	155	0.42	2219	34.3	2779	0.01	47.2	124	41329	0.13	0.026
		σ	177	0.64	1971	17.0	6998	0.01	41.2	141	29866	0.32	0.060
Py3	В1	1	4.24	5.79	105	7.94	0.83	0.02	1.93	0.96	2652	0.01	0.001
Py23	С2	1	1.46	0.12	10.3	54.1	0.19	0.02	0.12	0.02	3021	0.00	0.001
Sph	В3С1	5	5362	1.08	643	4.47	14.7	0.03	1.18	0.24	784	0.01	0.001
		σ	163	0.63	876	6.69	31.9	0.02	1.16	0.10	771	0.01	0.001
Sph	А	5	5053	0.60	83.7	2.77	48.4	0.06	0.99	0.20	21548	0.06	0.003
		σ	216	0.58	50.0	2.92	108	0.06	0.61	0.08	30851	0.12	0.003
Sph	В1	1	5293	1.53	6.12	0.11	0.05	0.01	0.45	0.12	65.8	0.01	0.004
Chp	В	3	0.38	5.57	12.6	0.98	4.32	0.07	0.19	0.21	59.7	0.01	0.002
		σ	0.41	1.08	4.83	0.78	4.38	0.05	0.13	0.16	39.6	0.00	0.002
Chp	В3С1	3	0.55	4.29	11.3	1.34	1.70	0.01	0.32	0.13	6527	0.01	0.005
		7	0.44	0.61	8.50	1.34	2.86	0.01	0.36	0.09	9169	0.00	0.004

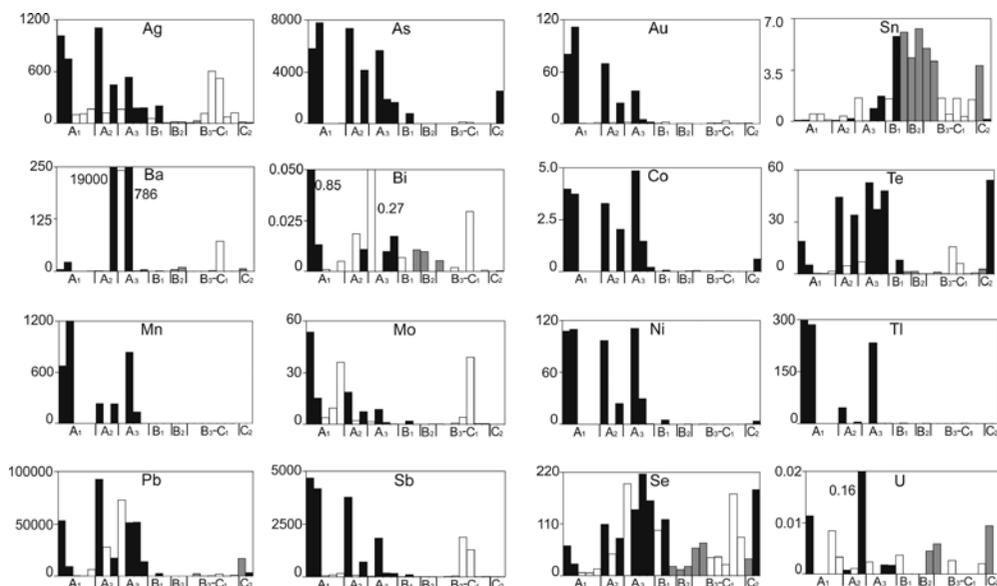


Рис. 7.11.9. Распределение химических элементов (г/т) в стенке халькопирит-пирит-сфалеритовой трубы по данным ЛА-ИСП-МС. Сафьяновское месторождение, обр. Saf -09-1б-1.

7.11.4. Второстепенные и редкие минералы. Второстепенные минералы в трубах представлены галенитом и теннантитом, содержания которых так же, как и самородного золота, нарастают по мере нарастания в составе труб относительных количеств сфалерита. В халькопирите пирит-халькопиритовых и пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения в ассоциации с гесситом и теннантитом наблюдаются мелкие (до 10 мкм) оловянно-белые зерна глаукодота (кобальтина). Гессит-глаукодот-теннантитовые агрегаты образуют тонкую полоску вдоль границы первого мелкозернистого и среднего крупнозернистого слоев халькопирита. Так же как и на Николаевском месторождении, энаргит встречается в сфалерит-пирит-халькопиритовых трубах. В пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах, наряду с энаргитом и ковеллином, распространены сульфиды Sn — станноидит и моуссонит [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2013, 2017].

7.11.5. Минерально-геохимические ассоциации. Методом максимального корреляционного пути вычислены минералогическо-геохимические ассоциации для всех типов охарактеризованных труб (табл. 7.11.4). Во всех типах труб в начале каждого ряда располагается ассоциация, соответствующая сфалериту. В сфалерит-пирит-халькопиритовых трубах вторая ассоциация принадлежит халькопириту, третья — теллуридам Bi и эвгедральному пириту, четвертая — золото-баритовому парагенезису, пятая — блеклым рудам, шестая и седьмая — колломорфному пириту. В пирит-сфалерит-

Таблица 7.11.4
Минералогическо-геохимические ассоциации в гидротермальных трубах Сафьяновского месторождения

Образец	Минералы	Ассоциации
Saf-069-61a	Халькопирит> пирит> сфалерит	I(Cd+Zn+Hg) – II(Sn+Se+Cu) + III(Te+Bi+V+Co) + IV(Ba+Au+U+Ag) + V(Sb+As+Tl) + VI(Ni+Pb+Mo) + VII(Mn+Fe) – W
Saf-П4-12-6	Халькопирит> сфалерит> пирит	I(Cd+Zn+Hg+In) + II(Co+U+Ba+V) + III(W+Sb+Bi+As) + IV(Mo+Ni+Au+Mn+Tl+Fe) – V(Cu_Sn+Se+Te+Ag+Pb)
Saf-09-1в-1	Сфалерит> пирит> халькопирит	I(Cd+Zn+Hg+W) – II(Mo+Ag+Sb+Au) + III(Ni+Co+As+Mn+Tl+Bi) + IV(Pb+Tl+Se) – Fe – V(Sn+Cu) – VI(U+Ba+V).

халькопиритовых трубах вторая ассоциация соответствует барит-пиритовому парагенезису, третья — блекловорудному, четвертая связана с пиритом и пятая — с халькопиритом, содержащим галенит и теллуриды Ag. В халькопирит-пирит-сфалеритовых трубах выявлен парагенезис блеклых руд и самородного золота (II) и ассоциации, принадлежащие пириту (III), галениту (IV) и халькопириту (V). Гидрогенные элементы объединены в ассоциацию VI.

7.11.6. Минералогическо-геохимические и генетические особенности. Характерная особенность Сафьяновского месторождения — это присутствие подрудных углеродистых алевропелитов так же, как и на Николаевском месторождении на Рудном Алтае. Предполагается, что они играли важную роль в буферировании процессов окисления гидротермальных флюидов, что способствовало накоплению в трубах Se, Co и Sn [Maslennikov et al., 2017].

Халькопирит в ряду охарактеризованных минеральных типов труб показывает закономерные изменения содержания химических элементов. Это, прежде всего, касается Se, содержания которого существенно снижаются по мере уменьшения в ряду относительного количества халькопирита. По содержаниям Se и Te халькопирит-сфалерит-пирит-халькопиритовых труб соответствует современным черным курильщикам. Второй и третий типы труб на диаграмме Se–Te продолжают ряд от серых к бесцветным курильщикам (см. рис. 7.10.6).

По сравнению с халькопиритом черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш., халькопирит-сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения обогащен Pb, Bi, Sb и Au при совпадающих содержаниях Co и Se (табл. 7.11.5).

Таблица 7.11.5

Ряды коэффициентов концентрации применительно к халькопириту пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых труб Сафьяновского месторождения относительно халькопирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Pb	Bi	Sb	Au	Tl	W	As	Sn	Cd	Ba	Zn
Черные	243	26	25	19	14	5.7	4.6	3.9	3.7	2.7	2.6
	Mo	Ag	Se	Te	Co	Fe	V	Mn	U	Ni	
	1.7	1.5	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	0.15	0.14	0.03	
Серые	Pb	Sn	Co	Au	Cd	Tl	Te	Se	As	Bi	Zn
	86	15	6.1	5.6	4.0	3.7	2.6	2.5	2.3	1.9	1.9
	Fe	Ag	W	Sb	Ni	Ba	Mo	U	Mn	V	
Бесцветные	Bi	Pb	Te	Mo	Sb	Tl	As	Co	Se	Au	W
	13846	3483	1008	792	457	337	283	151	79	50	32
	Ba	V	Cd	U	Zn	Mn	Sn	Fe	Ag	Ni	
	28	28	8.8	6.0	6.0	1.5	1.2	0.9	0.5	0.3	

Колломорфный пирит сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы, по сравнению с колломорфным пиритом ВТП 9°50' с.ш., содержит гораздо больше Bi, Ba, Sb, Au, Sn и W (табл. 7.11.6). На диаграмме Mn–Tl фигуративные точки колломорфного пирита Сафьяновского месторождения попадают на границы полей черных, серых и бесцветных курильщиков. На диаграмме Se–Te фигуративные точки колломорфного пирита точно соответствуют полю черных курильщиков ВТП 9°50' с.ш. К этой же разновидности курильщиков он отнесен на основании Co/Ni отношения >1. Однако по высоким содержаниям Au эти трубы следует отнести к особой разновидности черных курильщиков (см. рис. 7.10.7).

Сфалерит сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения в сравнении со сфалеритом курильщиков ВТП 9°50' с.ш. характеризуется аномально высокими содержаниями Bi, Sn и Tl (табл. 7.11.7). В трубах богатых халькопиритом, сфалерит обогащен Sn вплоть до промышленных содержаний (см. рис. 7.10.8).

В целом, гидротермальные трубы Сафьяновского месторождения могут быть представлены в виде ряда, в пределах которого, по аналогии с современными курильщиками сменяются черные, серые и бесцветные курильщики. В этом же направлении сульфоарсенидно-теллуридные ассоциации сменяются золото-галенит-блекловорудными [Масленникова, Масленников, 2007]. Возможными современными аналогами могут быть курильщики

Таблица 7.11.6

Ряды коэффициентов концентрации применительно к колломорфному пириту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения относительно колломорфного пирита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Bi	Ba	Sb	Au	Sn	W	Ni	Ag	As	Tl	Pb
Черные	3303	2021	318	59	51	37	20	15	13	7.8	7.1
	Co	Cd	Te	U	Mn	Cu	Se	Zn	V	Mo	
	5.8	5.8	1.8	1.6	1.5	1.1	1.1	0.8	0.7	0.3	
Серые	Bi	Sb	Sn	Ba	Au	Te	As	Ag	Se	Co	Cu
	11469	980	370	224	102	97	70	31	25	18	17
	W	Pb	Ni	Cd	Zn	V	Tl	Mo	U	Mn	
Бесцветные	Bi	Ba	As	Co	Sb	W	Te	Au	Ag	Cu	Sn
	9421	5187	582	541	443	303	273	268	117	37	27
	Se	Mn	Pb	Ni	Tl	Cd	V	Zn	U	Mo	
	22	17	13	4.8	2.9	2.5	1.1	0.7	0.4	0.2	

Таблица 7.11.7

Ряды коэффициентов концентрации применительно к сфалериту сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения относительно сфалерита курильщиков гидротермального поля ВТП 9°50' с.ш.

Типы курильщиков ВТП 9°50' с.ш.	Коэффициенты концентрации										
	Fe	Bi	Sn	Tl	Cu	W	Se	Te	Au	Mo	Cd
Черные	15806	2718	160	41	13	8.9	4.0	3.8	2.7	2.6	2.0
	Sb	Pb	Ni	Ag	Ba	As	U	V	Mn	Co	
	1.8	1.5	1.3	1.0	0.4	0.2	0.09	0.05	0.04	0.03	
Серые	Fe	Sn	Bi	Te	Cu	W	Se	Mo	Sb	Ni	Cd
	14101	979	564	12	8.4	4.9	4.0	1.9	1.5	1.4	1.3
	Tl	Pb	Au	U	Ag	As	Mn	Co	V	Ba	
Бесцветные	Bi	Fe	Te	Se	Co	W	Tl	Cu	As	Pb	Sn
	6513	4786	201	86	77	63	31	15	6.6	5.2	3.2
	Ba	Sb	Ni	Mo	Cd	U	Ag	Au	V	Mn	
	3.1	1.5	1.0	0.9	0.7	0.5	0.39	0.35	0.07	0.03	

трога Окинава. В составе сульфидов труб Сафьяновского месторождения концентрируются, казалось бы, несопоставимые по условиям накопления химические элементы, которые могут концентрироваться в растворах на разных стадиях развития рудогенерирующей системы. Это противоречие находит свое объяснение в модели, учитывающей влияние подрудных осадков, обогащенных органическим веществом [Maslennikov et al., 2017]. По своей позиции и количеству подрудных углеродистых алевропелитов Сафьяновское месторождение занимает промежуточное положение в ряду от Николаевского к Артемьевскому месторождению: с Артемьевским месторождением его роднит наличие барит-содержащих труб, с Николаевским — обилие в трубах колломорфного пирита, твердых растворов группы изокубанита, наличие псевдоморфоз пирита и марказита по субгедральному пирротину.

Таким образом, на Урале имеются разнообразные представители гидротермальных труб, которые по аналогии с современными курильщиками, могут быть отнесены к черным, серым и бесцветным разновидностям. Минералогические признаки черных курильщиков связаны с обилием колломорфного пирита, марказита, минералов группы изокубанита, псевдоморфоз пирита и марказита по пирротину. Четкий признак черных курильщиков — это повышенные содержания Se и Co, которые указывают на высокие температуры минералообразования, сильно восстановительные свойства гидротермальных флюидов, сохранившийся потенциал зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы. С другой стороны, в гидротермальных трубах большинства колчеданных месторождений Урала доминируют теллуриды, реже арсениды и сульфоарсениды, что не обычно для большинства современных аналогов, формирующихся в СОХ. Все это наводит на мысль, что значительная часть теллуридсодержащих курильщиков ближе к серым курильщикам Западной Пацифики. Достаточно отчетливо отделяются аналоги бесцветных курильщиков, для которых характерны низкие содержания Se и Co в халькопирите. По сравнению с предыдущим типом, минеральный состав их гораздо беднее: остается лишь золото-галенит-блекловорудный парагенезис с редким гесситом. В целом, изученные гидротермальные трубы свидетельствуют в пользу более высокой зрелости рудогенерирующих систем, достигающей иногда стадии «истощения».

ГЛАВА 8

Факторы минералого-геохимического разнообразия курильщиков

8.1. Типы курильщиков и минеральная зональность

В современных гидротермальных системах выделяются в основном белые и черные курильщики, реже упоминаются серые бесцветные прозрачные (мерцающие). Каждый тип характеризуется своими минералогическими особенностями. В пределах каждого типа выделяются различные по составу минеральные разновидности [Maslennikov et al. 2017].

Белые курильщики поставляют в гидротермальный плюм белые частички ангидрита, опала или барита. Соответственно, выделяются ангидритовые, опаловые и баритовые трубы с незначительной примесью сульфидов. Ангидритовые трубы формируются по соседству с трубами черных курильщиков, в основном на базальтовом или серпентинитовом основании СОХ. Считается, что температуры формирования белых курильщиков самые холодные (до 200°C). Однако, очевидно, ангидрит, обладающий ретроградной растворимостью, начинает формироваться при температуре 160°C и отлагается при гораздо более высоких температурах, достигающих температур черных курильщиков. Об этом свидетельствуют высокие содержания Se в халькопирите ангидритовых труб (см. разделы 1.1 и 3.1). Вероятно, следует различать среднетемпературные (160–270°C) и высокотемпературные (>270°C) разновидности ангидритовых труб белых курильщиков. Первые эволюционируют в сфалерит-пиритовые и пирит-сфалеритовые трубы, вторые — в пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы в соответствии с моделью [Nauman, 1983]. Суть модели состоит в первоначальном формировании пористой ангидритовой трубки с почти свободной циркуляцией холодной насыщенной кислородом морской воды, которая поставляет и продуцирует сульфат, осаждающий гидротермальный кальций. По мере запечатывания пор на внутренней стенке такой трубы отлагаются сульфиды в соответствии с температурой гидротермальных сульфидов. Одна из таких изученных нами труб из гидротермального поля 9°50' с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия состоит из гематит-ангидритовой оболочки и внутренней части, покрытой тонкой корочкой халькопирита, частично замещенного борнитом. Повышенные содержания Se (579–2734 г/т) в халькопирите свидетельствуют о высоких температурах минералообразования, сопоставимых с температурами образования черных курильщиков. Следует отметить, что ангидрит быстро растворяется в морской воде, и ангидритовые трубы в древних колчеданных месторождениях не найдены.

В отличие от ангидритовых труб баритовые и опаловые трубы, скорее всего, формируются в средне- и низкотемпературных условиях, поскольку барит и опал не обладают ретроградной растворимостью. Опаловые трубы более широко распространены, чем баритовые. Их формирование, в основном, происходит за счет кондуктивного остывания флюидов при умеренном участии окружающей океанской воды, недосыщенной кремнеземом. Баритовые трубы белых и бесцветных курильщиков распространены на поле Ваи Лили в южной части задугового бассейна Лау Западной Пацифики. Гораздо реже они встречаются на гидротермальных полях СОХ. Исключение представляют гидротермальные поля сегментов СОХ, подверженные влиянию горячих точек (Гора Осевая хребта Хуан де Фука, поля Лаки Страйк и Менез Гвен в Атлантике). Другие обстановки, благоприятные для формирования баритовых труб, связаны с рифтами, покрытыми осадками (хребты Эндевор и Эксплорер, трог Эсканаба в Тихом океане). Баритовые трубы курильщиков без реликтов ангидрита описаны в рудах месторождений куроко типа [Shimazaki, Horikoshi, 1990]. Опаловые трубы в рудах колчеданных месторождений пока не обнаружены. В отличие от опаловых труб, баритовые трубы формируются в конвективном потоке смешения гидротермальных флюидов с морской водой. Барит выпадает либо при избытке Ba^{2+} , либо при доминировании SO_4^{2-} по сравнению с составом океанской воды. Можно предполагать, что, в отличие от ангидритовых труб, формирование баритовых белых курильщиков связано с более зрелыми гидротермальными системами, достигшими стадии разложения полевых шпатов в реакционной зоне, продуцирующей гидротермальные флюиды. В горячих точках благоприятные условия для формирования баритовых труб также обеспечиваются повышенными содержаниями Ва в исходных базальтах. Избыток сульфата мог обеспечиваться окислением H_2S при взаимодействии его с морской водой либо поставкой магматического SO_2 [Melekestseva et al., 2017].

Ангидритовые, баритовые и опаловые трубы при запечатывании пор и повышении температуры могут эволюционировать в сульфидные трубы черных, серых и бесцветных мерцающих курильщиков или диффузеров.

Черные курильщики. Температура пирротинсодержащего «дыма» черных курильщиков достигает 350–400°C. «Дым» представляет собой взвесь частичек пирротина, пирита, халькопирита и других сульфидов. Строение труб черных курильщиков, сформированных на базальтовом, серпентинитовом и осадочном субстратах имеет свои особенности. Наружный слой (оболочка) труб черных курильщиков, формирующихся на базальтах, обычно сложен колломорфным пиритом. В среднем слое встречаются марказит и кристаллы пирротина и сфалерита. Во внутренней части оболочки доминирует эвгедральный пирит, сцементированный халькопиритом. Внутренняя стенка трубы последовательно обрастает халькопиритом в ассоциации с изокубанитом, пиритом и сфалеритом. Аналогичное строение имеют пирит-халькопиритовые трубы месторождений кипрского типа [Oudin,

Constantinou, 1984; Little et al., 1999], а также некоторых месторождений уральского типа [Maslennikov et al., 2009, 2017]. Для этих труб древних и современных черных курильщиков редкие минералы не характерны.

Оболочка типичной трубы черного курильщика, формирующегося на серпентинитах, редко содержит колломорфный пирит. Его место занимают ангидрит, псевдоколломорфный халькопирит, дигенит и борнит, а каналы заполнены халькопиритом и продуктами распада твердых растворов, близких по составу к изокубаниту и халькопириту или гамма-фазе. В халькопирите встречаются пентландит, самородное золото, редко арсениды Fe и Co и теллуриды Hg [Богданов и др., 2015], а также станнин [Evrard et al., 2015]. На Дергамышском месторождении, относящемся к атлантическому типу, нами обнаружены богатые халькопиритом трубы — возможные аналоги современных черных курильщиков. В некоторых оболочках присутствует колломорфный пирит, псевдоморфозы пирита по пирротину или вторичный кальцит. В халькопирите, заполнившем каналы труб, предварительно определены станнин, кобальт-пирит, касситерит и электрум.

Оболочки труб черных курильщиков, формирующихся на осадочном и базальтовом основаниях СОХ, обычно сложены карбонатами, ангидритом или баритом. В каналах доминируют пирротин, высокожелезистый вюрцит, халькопирит и изокубанит. Среди редких минералов встречаются алтаит, тетрадимит, галенит, самородное серебро, блеклые руды, сульфосоли Pb, арсенопирит, сульфиды Bi и Ag, касситерит [Богданов и др., 2006б]. Древние аналоги этих труб пока не обнаружены.

Состав черных курильщиков, формирующихся на дацитах и осадках трога Окинава [Halbach et al., 1993], характерен как для черных (пирротин, арсенопирит, изокубанит), так и для серых (галенит, барит, блеклые руды, сульфиды As, сульфосоли Pb) курильщиков, сформированных на дацитовом основании. Близкими древними аналогами являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Николаевского (Рудный Алтай) и Сафьяновского (Урал) колчеданных месторождений, залегающих на дацитах, переслаивающихся с черными сланцами.

Серые курильщики. Пирит-халькопирит-сфалеритовые серые курильщики обнаружены на поле 9°50' с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия [Леин, Иванов, 2011]. Так же как и в черных курильщиках, в оболочке труб некоторых серых курильщиков иногда угадываются псевдоморфозы сфалерита по пирротину. По сравнению с типичными черными и белыми курильщиками концентрации микроэлементов в халькопирите этих серых курильщиков при умеренных содержаниях Se (66–684 до 1084 г/т) на два три порядка выше и сильно варьируют: Sb (7–304 г/т), As (1–385 г/т), Pb (0.1–311 г/т). Судя по высоким варьирующим содержаниям Mo (72–2084 г/т) и V (1–579 г/т), гидротермальные флюиды серых курильщиков интенсивно смешивались с океанской водой.

К специфической разновидности серых или белых курильщиков П. Хальбах с соавторами [Halbach et al., 2003] отнес золотосодержащие халькопирит-

опал-марказит-пирит-сфалеритовые трубы *серовато-белых* (grayish white) курильщиков бассейна Северный Фиджи. Каналы труб этих курильщиков инкрустированы тонкими срастаниями халькопирита, сфалерита и опала, а оболочки, кроме опала, содержат марказит и пирит. В трубах присутствуют обильные сульфосоли Pb, As и Ag. В отличие от типичных белых курильщиков СОХ они имеют другой механизм формирования [Halbach et al., 2003]. Опираясь на данные о высоких содержаниях Cl во флюидных включениях, П. Хальбах [Halbach et al., 2003] сделал вывод о том, что сфалерит отлагался из среднетемпературных, бедных сероводородом рассолов, возникших в условиях фазовой сепарации флюидов.

К этой же группе относятся обогащенные халькопиритом и баритом серые и светло-серые курильщики гидротермального поля Пакманус и других островодужных комплексов. Близкие по составу серые курильщики имеются на гидротермальных полях Горы Осевой [Богданов и др., 2006б]. Их особенностью является ассоциация барита и опала в оболочке труб с кристаллами пирротина, наряду с иорданитом и галенитом. В целом, эти курильщики, в отличие от серых курильщиков СОХ, характеризуются еще более высокими содержаниями Pb, Ag, Au, As и Sb. Такие курильщики, вероятно, встречаются на Александринском месторождении (Урал), а также на месторождении Косака-Мотояма (Хокуроко). Халькопирит-пирит-сфалеритовые и сфалеритовые трубы с кварцем или баритом нам удалось обнаружить почти на всех месторождения уральского и куроко (баймакского) типов, как конечные члены минералогических рядов труб, построенных от разновидностей, богатых халькопиритом, к разновидностям, богатым сфалеритом, кварцем и баритом. Для всех этих труб характерна богатая золото-галенит-блекловорудная ассоциация. Другая особенность этих курильщиков — это крайне низкие содержания Se (<100 г/т) и Te (<1 г/т) в халькопирите, по сравнению с типичными черными курильщиками. Значительная их часть, вероятно, относится к светло-серым и бесцветным курильщикам.

Богатые халькопиритом трубы высокотемпературных разновидностей темно-серых курильщиков встречаются в островодужных комплексах Западной Пацифики (например, вулкана Бразерс) [De Ronde et al., 2011]. Температура гидротермальных флюидов темно-серых курильщиков достигает 274–302°C [Berkenbosch et al., 2012]. Предполагается, что темно-серые дымы, в отличие от черных, не содержат частичек пирротина или содержат его в незначительных количествах. В кальдере вулкана Бразерс установлены барит-ангидрит-халькопиритовые и барит-борнит-халькопиритовые трубы темно-серых курильщиков. В трубах наблюдается парадоксальное сочетание минералов, характеризующих высокую фугитивность серы (энаргит, теннантит, галенит, иорданит, реальгар, аурипигмент, борнит) с минералами, формирующимися при низкой и умеренной фугитивности серы (пирротин, теллуриды висмута и золота, самородные висмут и теллур) [Berkenbosch et al., 2012]. В борнит-халькопиритовых трубах поля Пакманус, кроме пирита, барита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита и самородного золота, нами обнаружены многочисленные

микровключения теллуровисмутита, гессита и самородного теллура [Maslennikov et al., 2017]. Предполагается, что формирование этого типа темно-серых курильщиков сопровождалось эманациями магматических газов, включающих Te_2 , Bi, Au и другие летучие компоненты. В отличие от черных курильщиков СОХ, халькопирит охарактеризованных серых курильщиков содержит на два порядка меньше Se и Co. Вероятно, степень окисления флюидов, формирующих серые курильщики, гораздо выше, чем флюидов черных курильщиков. Близкими древними аналогами темно-серых курильщиков являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы, содержащие теллуриды (Урал, Понтиды), однако, большинство из них формировалось при низкой фугитивности серы [Масленников и др., 2010; Maslennikov et al., 2013].

Бесцветные курильщики. Бесцветные курильщики, могут быть представлены как трубками, так и диффузерами. Они испускают теплые бесцветные растворы (<10–50°C) и формируются на поздних стадиях развития черных и серых курильщиков. Нередко их объединяют в одну группу с белыми курильщиками, что не совсем правильно. Теплые истощенные флюиды просачиваются сквозь стенки ульевидных построек, а также куполовидных или шпилевидных окончаний многоканальных труб бывших черных и серых курильщиков. Низкие температуры выходящих на поверхность флюидов (<10–50 °C) не позволяют транспортировать значительные количества растворенных металлов. Однако в недрах постройки (трубы) температуры и свойства растворов могут существенно отличаться от выходящих на поверхность. Это доказывается искусственным разрушением диффузеров, при котором бесцветные эманации сменяются черными или серыми. Характерная особенность диффузеров СОХ, запечатывающих трубы черных курильщиков — значительное количество вюртцита, пирротина и изокубанита при минимальных количествах халькопирита, кристаллы которого могут оконтуривать поры, по которым просачивается флюид. Бесцветные курильщики или диффузеры, завершившие рост серых курильщиков, кроме доминирующего сфалерита и барита, содержат обильные включения сульфосолей, галенита, аурипигмента и реальгара. В рудных брекчиях древних колчеданных месторождений фрагменты бесцветных курильщиков и диффузеров обычно плохо распознаются, поскольку не имеют отчетливой зональности. Однако при определенных навыках в них можно выделить оболочки и небольшие каналы. Следует отметить, что на месторождениях кипрского типа встречаются, в основном, марказит-пиритовые диффузеры со сфалеритом, а на месторождениях куроко типа — барит-сфалеритовые. На месторождениях уральского типа обнаружены обе разновидности. Отделить их от труб других типов курильщиков можно по размерам осевых каналов, диаметр которых обычно <1 см и крайне низким содержаниям Se в халькопирите. Среди современных мерцающих курильщиков следует отметить карбонатные и серные разновидности. Они пока слабо изучены и не имеют древних аналогов.

Минеральная зональность гидротермальных труб изучалась на основе микрофациального анализа. Термин «микрофа́ция» в данной книге означает микроскопически различимую часть трубы, отличающуюся от другой части комплексом текстурно-структурных, минералогических, геохимических и других генетических признаков, отражающих специфические физико-химические условия минералообразования [Масленникова, Масленников, 2007]. Микрофациальный анализ является основой сравнения сульфидных труб древних и современных черных курильщиков. В сульфидных трубах установлены разнообразные гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и гидротермально-крустификационные микрофа́ции. Наблюдается определенное сходство некоторых микротекстур или микрофа́ций палеозойских (Урал, Рудный Алтай) и современных курильщиков (рис. 8.1.1).

Гидротермально-осадочные микрофа́ции образуют поверхностную часть оболочки трубы (подзона А1). Наиболее распространены тонкослойные (ламинарные) разности, сложенные метаколлоидным колломорфным пиритом, которые подстилаются почковидными разностями, сменяющимися дендритовидными срастаниями пирита и марказита. Позиция почек и дендритов, также как и в современных черных курильщиках, свидетельствует в пользу центростремительного обрастания труб колломорфными агрегатами в условиях сильного переохлаждения гидротермального раствора при взаимодействии с холодной морской водой. Во многих случаях почки колломорфного пирита окаймлены друзовыми и почковидными агрегатами марказита, халькопирита и сфалерита (см. рис. 8.1.1).

В колломорфном пирите встречаются включения оруденелых трубчатых червей и бактериоморфных нитей, сходных по морфологии с современными [Little et al., 1997; Гидротермальные ..., 2016]. Это позволяет выделить *гидротермально-биогенную микрофа́цию*. Изотопный состав углерода органических экстрактов, полученных из колломорфного пирита, находится в том же интервале значений (δC^{13} 26–31 ‰), что и у труб современных черных курильщиков [Леин и др., 2004].

Гидротермально-метасоматические или гидротермально-преобразованные микрофа́ции наиболее распространены в переходной (А2) и внутренней (А3) частях оболочки труб. В переходной части большинства сульфидных труб современных черных курильщиков и их древних аналогов обычно встречаются агрегаты тонкодисперсного пирита, марказита или сфалерита, замесившие таблитчатые кристаллы, которые по позиции, габитусу, реликтовой спайности и признакам деформации соответствуют кристаллам пирротина. В современных курильщиках можно проследить признаки постепенного замещения кристаллов пирротина пиритом и марказитом (см. рис. 8.1.1). Эта микрофа́ция не обнаружена в богатых сфалеритом и баритом трубах месторождений баймакского и куроко типов и редко встречается в трубах месторождений понтийского типа. Кристаллы пирротина и псевдоморфозы пирита по пирротину почти не встречаются в серых и бежевых курильщиках островодужных бассейнов Западной Пацифики.

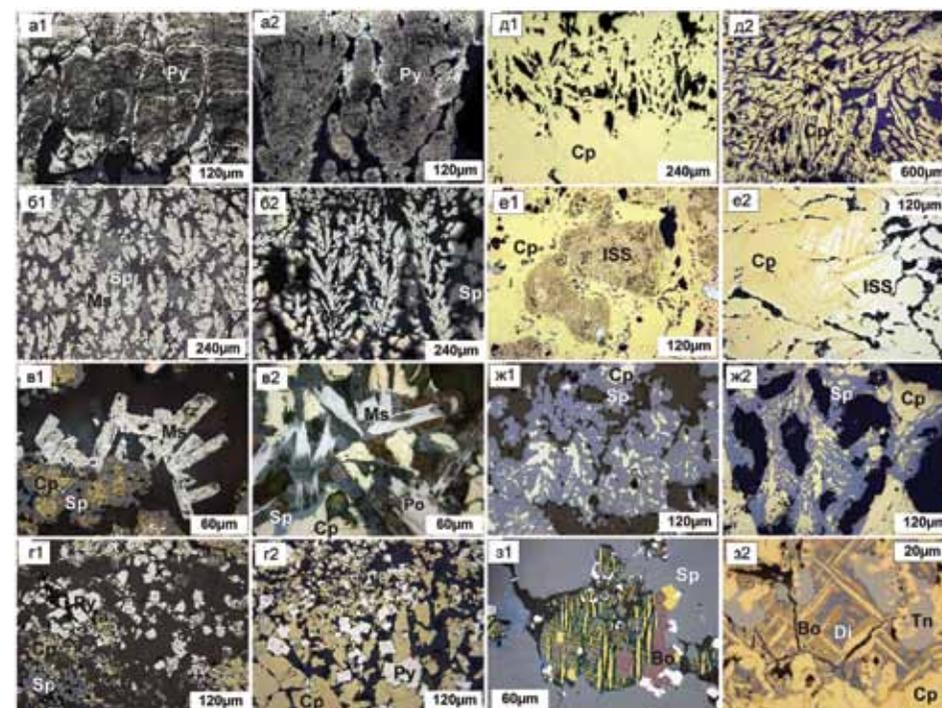


Рис. 8.1.1. Сравнение минеральных микрофа́ций (микротекстур и минералов) палеозойских (а1-31) и современных (а2-32) курильщиков: а — гидротермально-осадочные почковидные колломорфные (подзона А1); б — дендритовидные (подзона А2), в — псевдоморфные — псевдоморфозы пирита или марказита по субгедральным кристаллам пирротина (подзона А2); г — гидротермально-преобразованные с эвгедральными кристаллами пирита в халькопирите, кварце или сфалерита (подзона А3); д — гидротермально-крустификационные с копьевидными сростками кристаллов халькопирита (подзона В2); е — решетчатые структур распада твердых растворов группы халькопирит, изокубанит и гамма-фазы (подзоны В1 или В3); ж — дендритовидные срастания сфалерита и халькопирита (зона С); з — решетчатые срастания борнита и халькопирита в ассоциации с ковеллином, теннантитом, сфалеритом или халькопиритом (зоны В или С). Отраженный свет.

Редкими исключениями являются трубы темно-серых курильщиков вулкана Бразерс и поля задугового бассейна Центральный Лау.

В самой внутренней части оболочки многих труб тонкодисперсные сульфиды преобразованы в зернистые кварц-пирит-сфалеритовые и кварц-халькопирит-пиритовые агрегаты. Размер кристаллов эвгедрального пирита возрастает по направлению к осевому каналу, а реликты колломорфного пирита и марказита во многих случаях исчезают почти полностью (см. рис. 8.1.1). Самые крупные и многочисленные кристаллы пирита характерны для пирит-халькопиритовых труб, гораздо более мелкие и редкие — для халькопирит-пирит-сфалеритовых разновидностей. смена марказита, неустойчивого при температурах выше 240 °С [Murowchick, Barnes, 1986], кристаллами эвгедрального пирита может быть обусловлена повышением температур при приближении к осевому каналу труб. В целом, от наружной

к внутренним частям оболочки трубы наблюдается последовательная смена марказит-кварцевых, марказит-сфалеритовых и пирит-халькопиритовых гидротермально-преобразованных микрофаций.

Гидротермально-крустификационные микрофации. Внутренние стенки каналов труб из древних колчеданных месторождений обычно состоят из шестоватых агрегатов халькопирита, имеющих специфическую копьевидную форму, характерную и для друзового халькопирита современных черных курильщиков. В наружной части халькопиритовой крустификации (подзона В1) рассеяны кристаллы пирита или реликты зерен марказита. Средняя часть халькопиритовой стенки (подзона В2) обычно не содержит примесных минералов. Во внешних и внутренних частях халькопиритовой зоны (подзоны В1 и В3) иногда появляются типичные решетчатые сращения ламелл халькопирита в изокубаните, характерные для труб современных черных курильщиков. В трубах Александринского месторождения, богатых сфалеритом, обнаружены решетчатые халькопирит-борнитовые структуры, также нередко встречающиеся в этой же зоне современных черных курильщиков (см. рис. 8.1.1).

На рис. 8.1.2 и 8.1.3 для сравнения приводятся примеры микрофациальных колонок стенок труб палеозойских (Урал) и современных курильщиков.

В отличие от современных труб черных и серых курильщиков, осевые каналы (зона С) большинства палеогидротермальных труб, за редким исключением, полностью запечатаны сфалеритом, кварцем или баритом, представляющими средне-низкотемпературные гидротермально-крустификационные микрофации. По направлению к оси канала друзовые халькопирит-сфалеритовые микрофации сменяются марказит-сфалеритовыми, кварц-марказитовыми или галенит-баритовыми. Типичные особенности друзового сфалерита характерны как для древних, так и для современных черных и серых курильщиков: тончайшая эмульсия халькопирита, известная как «халькопиритовая болезнь» сфалерита, а также параморфозы сфалерита по вюртциту [Шадлун, 1992].

Охарактеризованные минералогические типы палеогидротермальных труб образуют три минеральных ряда: медноколчеданный, медно-цинково-колчеданный и барит-колчеданно-полиметаллические ряды. В пределах каждого ряда меняется облик микрофаций и минеральный состав труб с уменьшением содержаний высокотемпературного халькопирита и увеличением количества минералов низко-среднетемпературной ассоциации (сфалерит, кварц, барит, колломорфный пирит). Безусловно, наблюдается минералогическая специализация различных типов труб, в том числе, и в отношении ассоциаций аксессуарных минералов [Масленникова, Масленников, 2007].

Трубы из месторождений уральского и понтийского типов по микрофациальной зональности напоминают большинство труб серых реже черных курильщиков [Масленникова, 2005; Масленников, 2006, Масленников и др., 2010]. Типовыми для черных курильщиков являются микрофации гидротермально-осадочного колломорфного пирита, гидротермально-метасоматиче-

ских псевдоморфоз марказита и пирита по пирротину и гидротермально-крустификационных решетчатых агрегатов халькопирита и изокубанита. Трубы месторождений куроко и баймакского типов, также как и трубы большинства курильщиков, сформированных в современных задуговых бассейнах, не содержат этих микрофаций.

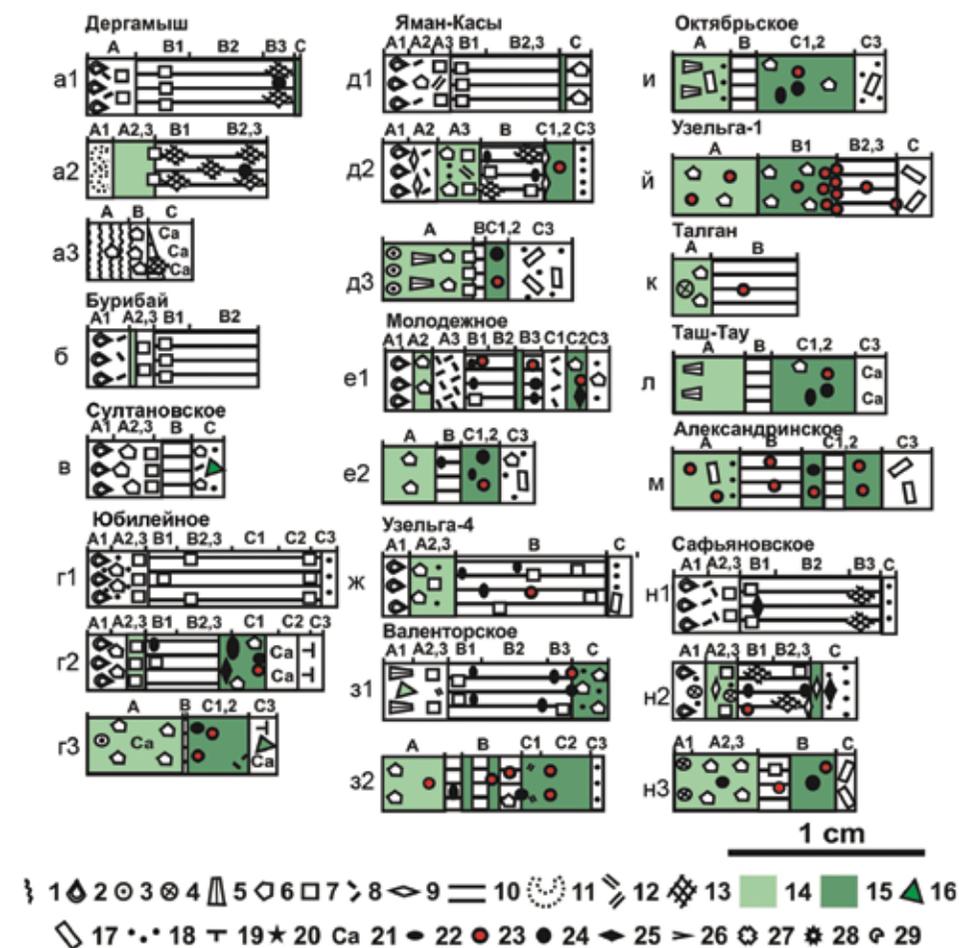


Рис. 8.1.2. Схематические колонки, показывающие текстурно-минералогическую зональность гидротермальных труб из колчеданных месторождений Урала: 1–8 — разновидности пирита: 1 — колломорфный ламинарный, 2 — колломорфный почковидный, 3 — колломорфный глобулярный, 4 — фрамбоидальный, 5 — дендритовидный, 6 — ангедральный и субангедральный, 7 — эвгедральный, 8 — псевдоморфный по пирротину; 9 — марказит; 10–12 разновидности халькопирита: 10 — крустификационный, 11 — псевдоморфный, 12 — интерстиционный и вкрапленный; 13 — решетчатые продукты распада твердых растворов $Cu(Fe,Zn)_2S_3$; 14–16 — разновидности сфалерита: 14 — инкрустационный, 15 — крустификационный, 16 — вкрапленный; 17 — барит; 18 — кварц; 19 — тальк; 20 — пентландит; 21 — кальцит; 22 — теллуриды; 23 — галенит и сульфосоли; 24 — самородное золото; 25 — сульфоселениды; 26 — ангидрит; 27 — борнит; 28 — дигенит; 29 — реальгар или аурипигмент.

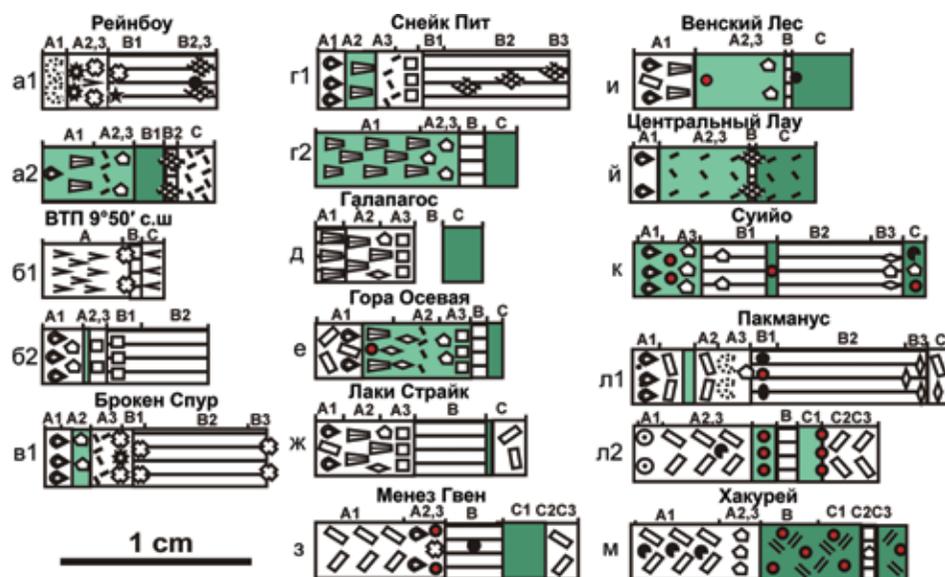


Рис. 8.1.3. Схематические колонки, показывающие текстурно-минералогическую зональность современных курильщиков. Условные обозначения см. рис. 8.1.2.

Трубы современных черных, серых и белых курильщиков являются идеальными объектами для изучения процессов гидротермально-осадочного минералообразования, контролируемых резкими температурными и химическими градиентами в зоне смешивания «раствор — морская вода». Формирование определенных типов труб определяется физико-химическими особенностями минералообразующих растворов, представляющих собой смесь гидротермальных флюидов и морской воды.

Многие исследователи изучали последовательность осаждения минералов и на этой основе создавали модели формирования черных курильщиков [Haumon, 1983; Janecky, Seyfried, 1984; Graham et al., 1988; Tivey, 1995]. В соответствии с классической моделью рост труб черных курильщиков начинается с осаждения ангидрита. Р. Хеймон [Haumon, 1983] предложила двухстадийную модель роста труб черных курильщиков. Во время первой стадии происходит как центробежное, так и центростремительное разрастание ангидритовой трубы. Во внешнем слое трубы, кроме ангидрита, отлагаются мелкозернистые агрегаты пирротина, пирита и некоторое количество сфалерита. Пирит, марказит, сфалерит и/или вюртцит преобладают в оболочке трубы, второстепенное значение имеют барит и силикатные фазы. Во вторую стадию, после запечатывания пор в оболочке трубы смешение гидротермального флюида с морской водой уменьшается. С этого момента на внутренней стенке трубы из высокотемпературного раствора осаждаются халькопирит и изокубанит, а также, в меньшей степени, сфалерит, пирит и/или пирротин. Одновременно продолжается замещение ангидрита и пирротина пи-

ритом, сфалеритом и халькопиритом в оболочке трубы. Отношение сульфид/сульфат возрастает во время второй стадии, т.к. зерна FeS_2 и $(Zn, Fe)S$ растут на месте ангидрита.

У. Грэхем с соавторами отметили сходство моделей формирования сульфидных труб и скарнов [Graham et al., 1988]. Согласно модели роста замещения и растворения происходит последовательная смена преобладающих сульфидов: марказит + вюртцит → пирит → борнит → халькопирит. Затем с поверхности труба начинает окисляться и разрушаться, а осевая часть канала зарастает в последовательности: пирит → марказит → сфалерит → опал.

В последнее время развивается модель роста и формирования зональности сульфидных труб с акцентом на метасоматические процессы [Бородаев и др., 2004]. В трубах различаются две метасоматические колонки, развивающиеся навстречу друг другу. Одна («первичная») образуется при воздействии на ангидрит эндогенного флюида, в той или иной степени разбавленного морской водой, с последовательным развитием двух первых сульфидных зон (новая фаза $Cu_2Fe_3S_5$, близкая к изокубаниту, и халькопирит). Рост этих зон направлен в сторону от канала. Появление второй метасоматической колонки («экзогенной») обязано проникновению морской воды, нагретой и разбавленной флюидом. В результате реакции с «первичными» Cu-Fe-сульфидами образуется целая гамма минералов системы Cu-S.

Рост труб белых курильщиков начинается при температурах 100–300°C. В отличие от ангидрита, который характеризуется регрессивной растворимостью, кремнезем и барит не растворяются в холодной морской воде и, следовательно, могут стать основой для крупных сульфидных труб [Hannington et al., 1995]. Часто трубы черных и белых курильщиков принадлежат одному крупному каналному комплексу, что указывает на то, что они поддерживаются одними и теми же высокотемпературными растворами на глубине. Однако наблюдаются локальные различия в путях прохождения растворов: прямой поток высокотемпературных флюидов с извержением черных курильщиков и низкотемпературное излияние в структурах белых курильщиков вследствие локального смешивания и кондуктивного охлаждения внутри сульфидной постройки. Предполагается, что при формировании труб белых курильщиков основная разгрузка высокотемпературных концентрированных растворов происходит при смешении их с морской водой ниже поверхности дна с осаждением халькопирита, кубанита или железистого сфалерита ниже поверхности дна [Tivey, 1995]. Остывающие окисленные растворы, формирующие трубы белых и бесцветных курильщиков, несут небольшие количества металлов и восстановленной серы, недостаточные для осаждения обильных сульфидов.

Другая модель развития белого или светло-серого курильщика предложена для бассейна Северный Фиджи, где молодые трубы находятся на массивной сульфидной постройке, состоящей из крупных (до метра)

фрагментов более древних труб черных курильщиков [Halbach et al., 1999]. Главным минералом труб является сфалерит. Он содержит многочисленные флюидные включения, характеризующиеся соленостью в 1.2–3 раза больше, чем морская вода. Соответствующие температуры гомогенизации находятся, главным образом, в эпитегрмальном диапазоне. В связи с этим, предполагается, что белые курильщики образуются в результате осаждения из рассола, возникшего на глубине 2000 м под поверхностью дна за счет субкритического кипения при температуре не более 368 °С.

Трубы современных черных курильщиков и некоторых гидротермальных труб древних колчеданных месторождений весьма близки по идеальной зональности. Однако признаки ангидритовой оболочки в древних сульфидных трубах не сохранились. Ее место занимают псевдоморфные сульфиды и кварц. Не исключено, что последний минерал наследует позицию первоначальной опаловой трубки, которая в дальнейшем обрастала сульфидами.

Рост типичной пирит-сфалерит-халькопиритовой трубы, например, палеозойского курильщика Яман-Касинского месторождения, начинался с разрастания первичной тонкодисперсной сульфидной или опаловой (или ангидритовой) «скорлупы», окружавшей гидротермальную струю [Масленникова, Масленников, 2007]. Затем поверхность трубы последовательно обрастала дендритовидным, почковидным и ламинарным колломорфным пиритом или сфалеритом, а стенки канала инкрустировались халькопиритом, иногда в ассоциации с изокубанитом. По мере запечатывания пористой поверхности трубы, ангидрит, если он существовал, замещался тонкодисперсными дисульфидами железа или сфалеритом. При нарастании температур в самой внутренней части оболочки трубы по этим минералам развивались гидротермально-метасоматические кварц-сфалерит-халькопирит-пиритовые агрегаты. Пористые участки заполнялись халькопиритом, сфалеритом и марказитом в результате реакции гидротермальных флюидов и морской воды внутри оболочки. На регрессивной стадии минералообразования, обычно отсутствующей в современных черных курильщиках, стенки осевого канала вслед за халькопиритом обрастали друзовыми или почковидными агрегатами пирита, марказита, сфалерита (вюртцита), кварца (опала) и, иногда, барита. Колломорфный пирит на поверхности оболочки трубы окислялся и замещался оксидами (гидроксидами) железа.

Несколько другой представляется история формирования большинства барит-пирит-сфалерит-халькопиритовых труб, характерных для месторождений куроко и баймакского типов. Вероятно, рост труб начинался с образования барит-сфалеритовой скорлупы с незначительной примесью тонкодисперсных дисульфидов железа. По мере ее разрастания канал заполнялся халькопиритом, сфалеритом и баритом. Оболочка увеличивалась, в основном, за счет зернистых агрегатов сфалерита и/или барита. Тонкодисперсные дисульфиды железа во внутренних, более нагретых ча-

стях оболочки превращались в рассеянные эвгедральные кристаллы пирита. Отличительной особенностью этой модели является отсутствие признаков ангидрита. Его место в предложенной модели занимает опал или барит. Возможно, отложение «скорлупы» ангидрита не происходило ввиду первоначально низких температур гидротермальных струй (<160°C), которые были благоприятны для отложения барита и опала. Барит-сфалеритовые и баритовые трубы курильщиков без реликтов ангидрита описаны в рудах месторождений типа куроко [Shimazaki, Horikoshi, 1990]. Исключение представляет одна из тетраэдрит-сфалеритовых трубок из месторождения Ханавы, в канале которой обнаружены реликты ангидрита (см. рис. 4.5.1г).

В целом, результатом изучения минералогических характеристик геохимических особенностей палеогидротермальных труб является выделение среди них образований разной зрелости, что также отмечается и для современных труб. В обобщенной модели роста выделяются пять этапов, которые по аналогии с современными курильщиками условно обозначены по цветам гидротермальных дымов [Масленников, Масленникова, 2007; Maslennikov, Maslennikova, 2005]:

- начальный этап белого курильщика — формирование как ангидритовой, так и опаловой, баритовой или сажистой сульфидной трубки, в состав которых могли входить пирротиновые частички дымов черных курильщиков и гелевидные гидросульфиды — предшественники колломорфной оболочки;
- прогрессивный этап серого курильщика — обрастание наружной поверхности колломорфным пиритом, частичное замещение пирротина и ангидрита массивным тонкодисперсным пиритом или сфалеритом;
- основной этап черного курильщика — центростремительный рост друзового халькопирита и изокубанита с сопряженным центробежным ростом тонкодисперсного и колломорфного пирита, замещение сфалеритом или халькопиритом, субгедральным марказитом и эвгедральным пиритом со стороны внутренней части оболочки трубы, а также заполнение оставшихся пор друзовыми агрегатами халькопирита, сфалерита, марказита, блеклых руд, галенита с их последующим замещением кварцем;
- регрессивный этап серого курильщика — обрастание внутренней стенки халькопиритовой зоны сфалеритом с вкрапленностью теннантита, почковидными агрегатами марказита, карбонатом и друзовым галенитом;
- конечный этап вторичного белого или бесцветного курильщика и диффузера — заполнение осевого канала баритом или кварцем. На стадии диффузного поступления флюидов могли формироваться пористые агрегаты дисульфидов железа, иногда образующие горизонтальную слоистость, перпендикулярную направлению канала трубы.

Предполагается, что история формирования зональности «зрелых» труб черных курильщиков отражает полный цикл от нагревания до температур выше 270°C и до полного остывания до температур океаниче-

ской воды. Самым высокотемпературным был период формирования халькопиритовой кристификации. Трубы без халькопирита, по-видимому, отлагались при более низких температурах [Масленникова, Масленников, 2007].

Срастаясь в единую колонну, трубы могли повторно нагреваться и взаимодействовать с гидротермальными флюидами с соответствующим превращением колломорфного пирита в зернистые агрегаты субгедральных кристаллов. По сравнению с каналом признаки повторной кристаллизации в оболочках таких труб, где иногда сохраняется низкотемпературный фрамбоидальный пирит, проявлены более значительно. В стадию сингенеза и диагенеза могло происходить частичное замещение колломорфного пирита и марказита диагенетическим халькопиритом [Масленников, 1999, 2006; Maslennikov et al., 2019].

8.2. Зависимость минерального состава курильщиков от состава вмещающих формаций

В современных гидротермальных системах СОХ и островодужных бассейнах, кроме доминирующих сульфидов, таких как пирит, марказит, пирротин, вюртцит, сфалерит, халькопирит, промежуточных твердых растворов изокубанита и гамма-фазы, установлены редкие сульфиды, теллуриды, сульфоарсениды, сульфосоли, сульфаты, хлориды, оксиды и самородные элементы. Минеральные ассоциации древних и современных курильщиков находятся в зависимости от вмещающего субстрата [Масленников и др., 2010]. Состав палеогидротермальных труб колчеданных месторождений Урала, Понтид, Хокуроко и Рудного Алтая, так же как и их современных аналогов — черных курильщиков, зависит от состава рудовмещающих формаций и зрелости гидротермальных систем. Выявлена зависимость минерального и химического состава гидротермальных труб от состава рудовмещающих формаций, сходная как для древних, так и для современных черных курильщиков [Maslennikov et al., 2017].

Ультрамафитовые формации. Редкие сульфиды в гидротермальных постройках САХ, формирующихся на ультрамафитах, представлены типичными минералами Со и Ni (кобальтпентландит, пентландит и миллерит), присутствие которых отражает геохимическую специализацию ультрамафитов. Гораздо реже встречаются молибденит, идаит, аргентопирит, акантит, разнообразные гипергенные сульфиды меди, свойственные и курильщикам и других обстановок. Большое, пока недооцененное, генетическое значение имеют находки арсенидов (сафлорит) и сульфоарсенидов (кобальгин), а также теллуридов (гессит, теллурувисмутит, колорадоит, мелонит) [Леин и др., 2003; Мелекесцева и др., 2010; Firstova et al., 2019]. Среди

них мелонит — NiTe₂ — индикатор состава ультрамафитов. Сульфосоли в этом типе сульфидообразующих систем встречаются крайне редко в виде люционита и теннантита и особой корреляции с составом рудовмещающего субстрата не имеют. Касситерит оказался типовым минералом курильщиков ультрамафитовых комплексов. Вероятно, ультрамафиты поддерживали сильно восстановительные условия, благоприятные для переноса наиболее эффективного комплекса SnCl₂ [Hannington et al., 1999a]. Сильно восстановительные условия, создаваемые ультрамафитами, и, сопровождающим их СН₄, очевидно, давали возможность для накопления самородных элементов (Ag, As, Au, Cd, Cu, Pb, Pt) [Богданов и др., 2015; Monecke et al., 2016]. При этом самородная платина может выступать как минерал-индикатор вмещающих ультрамафитов.

Пирит-халькопиритовые и пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Дергамышского месторождения, залегающего среди серпентинитов, имеют лишь некоторое минералогическое сходство с современными черными курильщиками, ассоциирующими с серпентинитами САХ: 1) наружная оболочка дергамышских труб сложена колломорфным пиритом, содержит пирротин или псевдоморфозы пирита по субгедральным кристаллам пирротина, также псевдоморфозы халькопирита по колломорфному пириту; 2) халькопиритовая кристификация содержит пирротин и промежуточные продукты распада твердых растворов в системе Cu-Fe-S; 3) встречаются параморфозы кристификационного сфалерита по эвгедральному вюртциту со известной структурой «халькопиритовая болезнь сфалерита». Как и в современных черных курильщиках, так и в их древних аналогах обнаружены сульфиды Со и Sn, магнетит, касситерит, самородное золото и электрум. Борнит, дигенит, пентландит и теллуриды, арсениды Fe и Со характерные, например, для черных курильщиков поля Рейнбоу [Богданов и др., 2015], в трубах Дергамышского месторождения пока не обнаружены [Maslennikov et al., 2017], однако найден минерал промежуточного состава между катеритом и пиритом [Maslennikov et al., 2019]. Особенностью палеогидротермальных труб Дергамышского месторождения являются на порядок более высокие максимальные содержания Bi (до 1200 г/т) в халькопирите, Sb (до 0.8 мас. %) в сфалерите и Со (до 1000 г/т) в колломорфном пирите по сравнению с одноименными минералами в современных черных курильщиках, ассоциирующими с серпентинитами. Высокие содержания Bi могут быть связаны с присутствием пильзенита [Melekestseva et al., 2013].

Базальтовые формации. Черные курильщики, формирующиеся на базальтовом основании СОХ, имеют гораздо более скудный спектр минералов по сравнению с курильщиками ультрамафитовых комплексов. Особенно это касается черных курильщиков высокспрединговых рифтов (ВТП). Однако в черных курильщиках низкспредингового Срединно-Атлантического хребта изредка встречаются минералы групп полидимита и леллингита-сафлорита, которые могут быть индикаторами базальтового основания. Генетически интересными являются находки

реальгара (см. главу 3), которые более характерны для серых курильщиков внутридуговых рифтов и вулканов [Monecke et al., 2016]. Кроме крайне редкого самородного золота, в трубах черных курильщиков СОХ не встречаются другие самородные элементы. Теннантит, изредка ассоциирующий со сфалеритом, является сквозным минералом. Чаще всего он ассоциирует с галенитом и самородным золотом в курильщиках задуговых бассейнов, но иногда распространен и в зрелых гидротермальных полях (поле МИР–ТАГ). Иными оказались современные черные курильщики, формирующиеся над «горячими точками». Для них характерны барит, галенит, теннантит, иногда очень редкие теллуриды Bi и сульфосоли Pb, самородное золото. Особенность черных и серых курильщиков «горячих точек» — повышенные содержания Se (до 3000 г/т) при минимальных содержаниях Te (<10 г/т) в крустификационном халькопирите. Древние аналоги таких черных (серых) курильщиков пока не обнаружены.

Палеогидротермальные трубы Бурибайского месторождения по минеральной зональности напоминают трубы современных черных курильщиков СОХ: 1) оболочка обычно сложена колломорфным пиритом, затем по направлению внутрь трубы представлена псевдоморфозами пирита и марказита по пирротину и обильным эвгедральным пиритом, сцементированным халькопиритом; 2) в халькопиритовых крустификациях встречаются эвгедральные пирит и более редкий изокубанит; 3) иногда осевая часть канала заполнена параморфозами сфалерита по вюртциту. Аналогичное строение имеют пирит-халькопиритовые трубы других известных месторождений Кипра (Скуриотисса, Мусулос, Матиатис и др.) [Oudin, Constantinou, 1984] и Кордильер (Фигаро) [Little et al., 1999] и Понтид (Кюре-Асикои) (см. раздел 5.1), локализующихся среди базальтов задуговых бассейнов. Для этих палеогидротермальных труб, так же как и для и современных черных курильщиков СОХ, характерен дефицит редких минералов. Основное количество редких металлов и полуметаллов изоморфно концентрируется в сульфидах. В изученном халькопирите черных курильщиков СОХ содержания Se достигают 2500 г/т, Te — до 120 г/т, что соответствует максимальным содержаниям, установленным для халькопирита палеогидротермальных труб Бурибайского месторождения. Содержания Co, Sn, Pb, Au и Ag в халькопирите бурибайских труб соответствуют самым высоким содержаниям, установленным в халькопирите СОХ. Для пирита характерно отношение $Co/Ni > 10$.

Риолит-базальтовые формации. Среди палеогидротермальных труб Урала и Понтид, относящихся к этому типу, преобладают пирит-сфалерит-халькопиритовые разновидности. По зональности они напоминают трубы вышеописанных черных курильщиков СОХ. Однако их главной особенностью является присутствие разнообразных теллуридов Fe, Co, Bi, Hg, Pb, Ag и самородного теллура в ассоциации с теннантитом, галенитом и самородным золотом [Revan et al., 2014; Maslennikov et al.,

2017]. Возможными аналогами таких труб могли бы быть темно-серые борнит-пирит-сфалерит-халькопиритовые курильщики некоторых полей островодужных бассейнов Западной Пацифики (например, вулкан Бразерс и поле Пакманус), обогащенные теллуридами (теллуровисмутит, гессит, калаверит, тетрадимит, самородный теллур [Berkenbosch et al., 2012; Maslennikov et al., 2017]. Однако большинство палеогидротермальных труб в островодужных бассейнах Уральского океана и океана Тетис формировалось при умеренной фугитивности серы, на что указывают псевдоморфозы пирита по пирротину при отсутствии борнита, реальгара и энаргита [Масленникова, Масленников, 2007]. В соответствии с минеральным составом халькопирит уральских труб на фоне умеренных содержаний Se (до 1000 г/т) обогащен Te (до 1 мас. %), Bi (до 1 мас. %), Pb (до 1 мас. %) и, лишь в единичных случаях концентрирует Co. В отличие от курильщиков островодужных бассейнов, в гидротермальных трубах колчеданных месторождений Урала отсутствуют сложные сульфосоли такие как прустит и пираргирит.

Базальт-риолитовые формации. В палеогидротермальных трубах, связанных с этой формацией, наблюдается дефицит колломорфного пирита, отсутствуют псевдоморфозы пирита по пирротину, изокубанит, арсениды, сульфоарсениды и теллуриды (за исключением редкого гессита). Типичным является парагенезис сфалерита с баритом, борнитом, галенитом, теннантитом, тетраэдритом и самородным золотом. Представителями являются миоценовые гидротермальные трубы из колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа провинции Хокуроко. На Урале такие трубы встречаются в рудах колчеданных месторождений баймакского типа. Крустификационный халькопирит, как правило, характеризуется низкими содержаниями Co, Sn, Se и Te (содержания Se и Te в нем редко превышают 100 г/т). Основная часть Sb, As, Tl, Ba, Ag и Pb концентрируется в маложелезистом сфалерите и колломорфном пирите. Пирит характеризуется отношением $Co/Ni < 1$. Аналогичные гидротермальные трубы серых бесцветных курильщиков распространены в Западно-Тихоокеанской островодужной системе (например, вулканы Суйо, Сюзетта, хребет Пауль).

Таким образом, спектры микроэлементов, например, в халькопирите меняются в зависимости от состава вмещающих горных пород: ультраосновные (высокие Se, Sn, Co, Ni, Ag и Au) → базальтовые (высокие Co, Se, Mo и низкие Bi, Au и Pb) → бимодальные риолит-базальтовые (высокие Te, Au, Ag, Bi, Pb, Co, умеренные Se и переменные As и Sb) → бимодальные базальт-риолитовые (высокие As, Sb, Mo, Pb, умеренные Bi и низкие Co, Te и Se). В сфалерите из того же ряда содержания Bi, Pb, Ag, Au и Sb увеличиваются по сравнению с Fe, Se и Co. Изменения содержаний микроэлементов в колломорфном пирите совпадают с этими тенденциями. Однако выявленные закономерности нарушаются из-за присутствия в подрудных толщах некоторых месторождений значительных количеств углеродистых алевропелитов.

Таблица 8.1.1

Рудовмещающие формации и минеральный состав гидротермальных труб колчеданных месторождений Урала

Месторождение	Формация	Пирит	Второстепенные и редкие минералы
Дергамышское	Я-У	к, п, а, с, э, ф	Халькопирит > сфалерит, марказит, изокубанит, кобальтистый пирит, кальцит, <i>пирротин</i> , <i>электрум</i> , <i>сульфид олова</i> , <i>арсенипирит</i>
Юбилейное	Я-РБ-1	к, п, а, с, э	Халькопирит > сфалерит, тальк, кальцит, кварц, <i>пирротин</i> , <i>арсенипирит</i> , <i>теллуrowисмутит</i> , <i>колорадоит</i> , <i>гессит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>теннантит</i> , <i>электрум</i>
Султановское	Я-РБ-1	к, п, а, с, э	Халькопирит > сфалерит, марказит, изокубанит, <i>теллуrowисмутит</i> , <i>алтаит</i> , <i>гессит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>кварц</i>
Яман-Касинское	Я-РБ-2	к, п, а, с, э	Халькопирит, сфалерит, марказит, изокубанит, <i>кварц</i> <i>пирротин</i> , <i>фробергит</i> , <i>матагамит</i> , <i>леллингит</i> , <i>кобальтин</i> , <i>алтаит</i> , <i>теллуrowисмутит</i> , <i>гессит</i> , <i>кервеллит</i> , <i>вольнскит</i> , <i>самородный теллур</i> , <i>барит</i> <i>самородное золото</i> , <i>теннантит</i> , <i>тетраэдрит</i> , <i>голдфилдит</i>
Молодежное	Я-РБ3	к, п, а, с, э	Халькопирит, сфалерит, марказит, <i>алтаит</i> , <i>гессит</i> , <i>колорадоит</i> , <i>теннантит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>кварц</i> , <i>барит</i>
Узельгинское-4	Я-РБ3	к, а, с, э	<i>Марказит</i> , барит, <i>колорадоит</i> , <i>теннантит</i> - <i>тетраэдрит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>гессит</i>
Узельгинское-1		а, с, э	Сфалерит, халькопирит, тетраэдрит-теннантит, гессит, <i>самородное золото</i> , галенит
Октябрьское	Я-РБ3	±к, а, с, э	Сфалерит > халькопирит, <i>барит</i> , <i>гессит</i> , <i>алтаит</i> , <i>теннантит</i> , <i>самородное золото</i>
Валенторское	Я-БР	±к, а, с, э	<i>кварц</i> , <i>раклиджит-кочкарит</i> , <i>гессит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>петцит</i> , <i>ильванит</i> , <i>теннантит</i>

Продолжение таблицы 8.1.1			
Таш-Тау	Я-БР	а, с, э	борнит, <i>теннантит</i> , <i>галенит</i> , <i>кварц</i> , <i>барит</i> <i>самородное золото</i>
Александринское	Я-БР	а, с, э	барит, теннантит, борнит, <i>гессит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>реньерит</i>
Сафьяновское	БР-Ч	к, п, а, с, э, ф	марказит, <i>глаукоdot</i> , <i>арсенипирит</i> , <i>тетраэдрит</i> , <i>энаргит</i> , <i>теннантит</i> , <i>теллуриды Bi</i> , <i>гессит</i> , <i>самородное золото</i> , <i>станнин</i> , <i>кварц</i> , <i>барит</i>

Примечание. Таблица составлена на основе оригинальных данных с дополнениями по [Масленников, 1999, 2006; Масленникова, Масленников, 2007; Little et al., 1996; 1999; Herrington et al., 1998; Prokin, Buslayev, 1999; Maslennikov et al., 2009; 2013]. Формации: У — ультрамафитовая, В — базальтовая, РБ — риолит-базальтовая, БР — базальт-риолитовая, Я — яшмоносная, Ч — черносланцевая. Пирит: к — колломорфный, п — псевдоморфный по пирротину, а — ангедральный, с — субгедральный, э — эвгедральный, ф — фрамбоидальный. Минералы: второстепенные — строчные буквы, редкие — курсив.

Риолит-черносланцевые формации. Гидротермальные трубы Сафьяновского месторождения, сформированные на риолитах, переслаивающихся с углеродистыми алевропелитами, отличаются от предыдущего типа курильщиков обилием колломорфного пирита, изокубанита и псевдоморфозами пирита и марказита по пирротину, нетрадиционным сочетанием глаукоdotа и арсенипирита со станноидитом, баритом, теллуридами висмута, тетраэдритом, теннантитом, галенитом и энаргитом. Для халькопирита и сфалерита свойственно обогащение Co, Sn, Se, Bi и Pb при низком содержании Au. Близкими аналогами являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Николаевского (Рудный Алтай) месторождения, залегающего на дацитах, переслаивающихся с черными сланцами, а также современные черные курильщики, формирующиеся на дацитах и осадках трога Окинава (поле Джейд). Древние аналоги черных курильщиков, залегающих на осадках и силлах базальтов, пока не обнаружены.

В целом, зависимость минерального состава курильщиков от состава рудовмещающих формаций можно проследить на примере Урала, где присутствует большинство рудно-формационных типов колчеданных месторождений (табл. 8.1.1).

Тем не менее, зависимость состава черных курильщиков от состава рудовмещающих формаций не объясняет всего их разнообразия. Более глубокое понимание причин разнообразия курильщиков дает сравнительный анализ минеральной и химической зональности труб [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009, 2017], а также физико-химическое моделирование условий отложения минералов [Третьяков, 2015] и оценка зрелости гидротермальных систем [Grichuk, 2012; Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016], кратко рассмотренные в следующих разделах.

8.3. Химическая зональность

Первые материалы по геохимической зональности сульфидных труб современных черных курильщиков получены два десятилетия назад [Moss, Scott, 1996; Butler, Nesbitt, 1999; Munchie et al., 1999]. Сообщения о повышенных содержаниях Ag в наружной части халькопиритовой зоны трубы поля ТАГ (Срединно-Атлантический хребет) приводятся Р. Моссом и С. Скоттом [Moss, Scott, 1996]. У. Мюнх с соавторами [Munchie et al., 1999] в зоне МЕЗО (Центрально-Индийский хребет) обнаружили обогащенность гидротермально-преобразованной зернистой пирит-марказитовой оболочки палеогидротермальной трубы такими элементами как As, Co и Ge. Внутренняя халькопиритовая крустификация этой же трубы обогащена Mo, Se и Ni. Наиболее значимой в настоящее время представляется работа И. Батлера и Р. Несбитта [Butler, Nesbitt, 1999], которые впервые для выявления зональности двух незрелых современных халькопиритовых труб черных курильщиков использовали высокочувствительный масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой и лазерным микропроботборником (ЛА-ИСП-МС) на ряд элементов (Au, Ag, Te, In, Pb, U, V, Ba). Было установлено концентрирование In и Te в канале, а Au, Ag, V, Ba — в оболочке труб. Сделано предположение о влиянии изменений pH и Eh на фракционирование этих элементов в зависимости от соотношений морская вода/гидротермальные флюиды. Эта работа показала замечательные возможности ЛА-ИСП-МС для выявления зональности палеогидротермальных труб.

Количественные данные по геохимии древних труб черных курильщиков, полученные методом ЛА-ИСП-МС, появились лишь в последние годы [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009; Revan et al., 2013 и др.].

На основе изучения геохимической зональности труб методом ЛА-ИСП-МС обнаружены признаки гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей в современных и древних черных курильщиках. В зависимости от позиции в зональности труб выделены высокотемпературные (Se, Te, Bi, Au), среднетемпературные (As, Sb, Ag, Pb, Co, Sn), низкотемпературные (Mn, Ni, Tl) и гидрогенные (U, V, W, Mo) ассоциации химических элементов [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. Показано, что некоторые из них имеют, как минимум, двойственную природу в зависимости от минеральной формы.

Идеальная геохимическая зональность сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы курильщика из месторождения уральского типа является чуть более сложной (рис. 8.3.1), чем геохимическая зональность типичного современного черного курильщика (см. главы 1–3).

Дадим краткую характеристику типичной зональности сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы месторождений уральского типа. Труба наиболее близка по зональности современным черным курильщикам, хотя и имеет свои геохимические особенности.

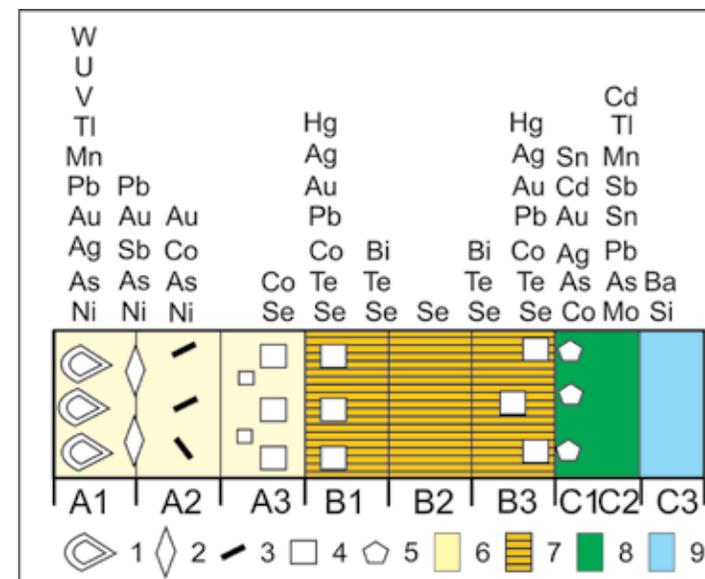


Рис. 8.3.1. Идеальная схема зональности сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы курильщика из месторождения уральского типа. Минеральная зональность трубы: 1 — колломорфный пирит; 2 — марказит; 3 — псевдоморфозы пирита по пирротину; 4 — эвгдральный пирит; 5 — субгдральный пирит и/или марказит; 6 — оболочка, сложения дисульфидами железа, кварцем и минимальными количествами сфалерита и халькопирита; 7 — халькопиритовая крустификация; 8 — сфалеритовая крустификация; 9 — кварцевая и/или баритовая крустификация. A1, A2... — подзоны (см. текст).

Зона А. В оболочке идеальной сфалерит-пирит-халькопиритовой трубы могут участвовать несколько разновидностей пирита: колломорфный, дендритовидный, фрамбоидальный, псевдоморфный, ан-, суб- и эвгдральный. Колломорфный пирит и марказит по сравнению с халькопиритом характеризуются на порядок более высокими содержаниями Ni, As и Tl. В отличие от сфалерита в пирите почти на порядок больше Mn, Co, Ni, Te, Ag, Au и Tl. Вместе с тем, каждый тип пирита имеет свой спектр элементов-примесей.

Колломорфный пирит обычно отличается аномально высокими содержаниями большинства элементов-примесей, за исключением Se. В нем гораздо больше Mn, Ni, Ag, Sb, Pb Tl — типичных представителей низкотемпературной гидротермальной ассоциации. В некоторых случаях наблюдается существенное повышение содержания Au, Ba и иногда Te. На участие океанической воды в процессах минералообразования указывают относительно высокие концентрации V и U. Особенно контрастно это проявляется при сравнении колломорфного пирита с эвгдральным, участвующим в строении каналов труб. Колломорфный пирит (подзона A1) иногда отличается от других разновидностей пирита повышенными содержаниями как Co, так и Ni. Повышение содержания Ni в пирите объясняется либо понижениями

температур минералообразования, либо возрастанием летучести серы [Еремин, 1983]. Первая причина выглядит вполне убедительной, поскольку колломорфный пирит в сульфидных трубах образует наружную, наиболее холодную часть трубы. Очевидно, fS_2 -Т параметры соответствовали условиям совместной устойчивости дисульфидов Co (каттерит) и Ni (ваэсит), образующих изоморфные ряды с пиритом.

Содержания Mn, Au и Co в колломорфном пирите обычно снижаются в ряду от медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных труб к цинково-колчеданным. В глобулярном колломорфном пирите, характерном для цинково-колчеданных труб, появляется устойчивая ассоциация Ag, Te, As и Mo при низких содержаниях элементов-примесей относительно ламинарной разновидности. Почти во всех трубах колломорфный пирит характеризуется в среднем низкими содержаниями Bi и Se — типичных элементов высокотемпературной ассоциации.

Дендритовидный пирит и марказит образуют оболочку некоторых труб, локализуясь обычно под слоями ламинарного и почковидного пирита. По высоким содержаниям и набору элементов-примесей (Ag, Te, Tl, Hg, As и Mo) дендритовидный пирит уступает колломорфному. По сравнению с типичным колломорфным пиритом дендритовидный содержит меньше Mn, Co, Au и Ba. Тонкие сростания со сфалеритом обусловили повышенные содержания Cd, Tl, Hg и Ag — типичных представителей низкотемпературной полиметаллической ассоциации.

Псевдоморфный апопирротинный пирит относится к гидротермально-метасоматической микрофации среднего слоя (подзона А2) оболочки труб. Псевдоморфный апопирротинный пирит по сравнению с колломорфным характеризуется собственной геохимической специализацией, в которой важное значение имеют V, U, W и Se при низких содержаниях других изученных элементов, за исключением Au, Co, Ni и As. Ванадий и U, по видимому, поступают из океанической воды и фиксируются при окислении пирротина и превращении его в пирит. Часть Se связана с примесью халькопирита. Вольфрам обычно накапливается в сульфатных растворах и легко осаждается в Na-щелочных условиях в зоне гипергенеза [Иванов, 1997]. Присутствие W может быть связано с появлением марказита.

Эвгедральный пирит распространен во всех типах палеогидротермальных сульфидных труб и чаще всего концентрируется во внутренней части их или встречается в виде порфировых вкрапленников в крустификационном халькопирите. Первая разновидность эвгедрального пирита — А-пирит — образовалась при собирательной перекристаллизации тонкозернистого пирита во внутренней части оболочки труб (подзона А3). Судя по циклическому послойному расположению кристаллов, вторая разновидность — В-пирит — кристаллизовалась одновременно с гидротермальным зарастанием канала трубы в интерстициях копьевидных кристаллов халькопирита в ассоциации с кварцем, сфалеритом, иногда галенитом и самородным золотом. Эти разновидности эвгедрального пирита существенно отличаются по спектрам элементов-примесей. В А-пирите наиболее устой-

чивыми являются концентрации Se и Co. По высоким содержаниям Co он не уступает колломорфному пириту. В отличие от последнего, А-пирит нередко обеднен Ni, и поэтому отношение Co/Ni для значительной части кристаллов нередко превышает 50–100. В второй разновидности элементы-примеси более разнообразны, часто встречаются аномальные содержания Pb, Ag, Au, Hg, Te, Sn за счет наноминеральных включений. Однако, в отличие от колломорфного пирита и А-пирита, он характеризуется низкими концентрациями Co и Ni. Это, вероятно, связано с крайне высокими температурами и низкой летучестью серы, являющимися неблагоприятными для формирования дисульфидов Co и Ni, изоморфных с пиритом (поле линнеит Co_3S_4 — миллерит NiS) [Еремин, 1983].

Зона В. *Крустификационный* халькопирит, заполнивший каналы сульфидных труб, подразделяется на несколько разновидностей, сменяющих друг друга по мере продвижения к оси канала трубы:

- мелкозернистый халькопирит, присутствующий в наружной части халькопиритовой зоны (подзона В1), ассоциирующий с эвгедральным пиритом, иногда марказитом и ранее образованными теллуридами;
- крупнозернистый халькопирит, образующий средний слой (подзона В2) обедненный теллуридами за исключением теллуrowисмутита;
- крупнозернистый друзовидный халькопирит (подзона В3) в ассоциации с субгедральным пиритом, сфалеритом и теллуридами;
- микрозернистый почковидный халькопирит, встречающийся в сфалерите осевой части канала (подзона С1).

В тех трубах, где слои крустификационного халькопирита узкие, подзона В2 отсутствует. Каждая разновидность крустификационного халькопирита характеризуется своими геохимическими особенностями. В мелкозернистом халькопирите подзоны В1 концентрируются элементы Ag, Co, Au, Hg и Pb теллуридов, широко представленных в этой зоне. Здесь же отмечаются повышенные содержания Sn и Mo по сравнению с соседними подзонами. На границе с крупнозернистым пиритом появляется аномалия Bi и Te за счет вкрапленности теллуrowисмутита. Крупнозернистый халькопирит обеднен элементами-примесями за исключением Se. В друзовидном и почковидном халькопирите подзон В3 и В3–С1 содержания Bi и Se снижаются, их место вновь занимают элементы Au, Ag, Hg и Pb минерализации, а также W, Sn и Mo. Последние два элемента нередко считаются членами высокотемпературной ассоциации [Hannington et al., 1999a; Halbach et al., 2003]. Однако данный пример показывает, что они, скорее всего, занимают среднетемпературную нишу.

Предполагается, что распределение элементов-примесей в халькопирите связано с разными палеотемпературными и окислительно-восстановительными условиями минералообразования, специфическими для каждой зоны и подзоны. Обеднение элементами в крупнозернистом халькопирите подзоны В2 обязано аномально высоким температурам минералообразования, неблагоприятным для отложения теллуридов и других акцессорных минералов. Наиболее интенсивная концентрация элементов-примесей связана с халькопиритом, формировавшимся в среднетемпературных условиях —

в краевых подзонах халькопиритовой крустификации [Масленникова, Масленников, 2009; Maslennikov et al., 2009].

Зона С. Субгедральный друзовый (крустификационный) пирит и/или марказит нередко встречается в виде крупнозернистых агрегатов в осевых частях каналов труб. Наиболее часто он отмечается в кварцсодержащих медно-колчеданных трубах. По сравнению с другими разновидностями марказита и колломорфным пиритом, этот марказит обеднен большинством элементов-примесей. Спайдердиаграмма по своему строению напоминает предыдущие разновидности. Вместе с тем, кроме аномально высоких содержаний W, Bi, Au, для этой разновидности марказита характерны повышенные концентрации Co, Mo и Se.

Сфалерит зоны С, в отличие от халькопирита, обогащен Cd, Mn, Hg и W. В нем выше содержания Sb и As за счет концентрирования теннантита-тетраэдрита. По сравнению с дисульфидами железа, в сфалерите больше Cd, Sn, Mo, W и Hg. Сфалерит представлен несколькими разновидностями, среди которых наиболее распространены колломорфные, псевдоморфные, параморфные, крустификационные субгедральные, друзовые и почковидные агрегаты. Каждая разновидность имеет свои типоморфные признаки, хотя в отраженном свете они не такие четкие, как для халькопирита, пирита и марказита. Сфалерит из оболочки труб наименее обогащен Mn, Co, As, Au, Ti, Pb и Bi, а по содержанию Ni, Cd и Sn — близок к «среднему» сфалериту. Положительная корреляция между As и Sb указывает на микровключения теннантита, характерного для мономинеральных сфалеритовых агрегатов в осевых частях каналов труб. С теннантитом и голдфилдитом обычно связаны повышенные содержания Te. Ассоциация Pb, Bi и Tl свойственна галениту, широко представленному в каналах труб.

Следует заметить, что геохимическая зональность современных черных курильщиков СОХ проще из-за скудного спектра химических элементов (см. главы 1–3). Это связано с отсутствием аксессуарных минералов. Большинство химических элементов изоморфно связано с сульфидами. Халькопирит обогащен Se, Te и Co. Содержания Se обычно на порядок выше, чем в халькопирите сфалерит-пирит-халькопиритовых труб месторождений уральского типа. Напротив, в гидротермальных пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах месторождений куроко и баймакского типов содержания Se в халькопирите на порядок ниже, чем в халькопирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб месторождений уральского типа. Содержания большинства химических элементов в субгедральном пирите оболочки и в крустификационном сфалерите намного выше, чем в крустификационном халькопирите. Это свидетельствует в пользу того, что основное количество химических элементов выпадало в средне- и низкотемпературных условиях совместно с пиритом и сфалеритом. Все это может быть признаком истощенности рудогенерирующих систем, сформировавших месторождения куроко и баймакского типов. Характерной особенностью аналогичного сфалерита, заполнившего каналы труб месторождений куроко типа, являются более высокие содержания Ba, Bi, Sb и низкие — Te, что означает возрастание роли барит-галенит-тетраэдритовой составляющей.

В целом, геохимическая зональность труб колчеданно-полиметаллических месторождений менее контрастная, чем труб медно-цинково-колчеданных месторождений и их современных гомологов.

Таким образом, анализ геохимической зональности труб показал, что основными концентраторами большинства химических элементов являются криптозернистые и мелкозернистые сульфиды. Значительная часть изученных микроэлементов наблюдается в колломорфном пирите и мелкозернистом крустификационном халькопирите. Минимальные содержания элементов-примесей характерны для эвгедрального пирита и крупнозернистого халькопирита, в них выявлены повышенные содержания элементов высокотемпературной ассоциации. Геохимическая специализация разновидностей сульфидов наводит на мысль о существовании устойчивых ассоциаций элементов-примесей. Вместе с тем, существенное значение для типа зональности труб имеет принадлежность к определенному рудно-формационному типу колчеданных месторождений и современных колчеданообразующих систем.

8.4. Температура, рН и фугитивность S₂, Te₂ и O₂

Температуры формирования сульфидных труб современных курильщиков определяются прямыми замерами восходящих гидротермальных растворов и изучением температур гомогенизации флюидных включений. Черные курильщики — наиболее горячие, с температурой на выходе до 350–360°C, тогда как температура белых курильщиков не превышает 330°C и обычно составляет 200–300°C [Rona et al., 1987; Краснов и др., 1992; Rona, Scott; 1993 и др.]. На поверхности сульфидных труб температуры не превышают 80°C [Juniper et al., 1992] и варьируют от 14 до 60°C [Halbach et al., 2003]. Максимальные наблюдаемые температуры гидротерм отличаются однообразием. Для большинства гидротермальных полей ВТП и хребта Хуан де Фука зафиксированы температуры не более 350–355°C. На Срединно-Атлантическом хребте максимальные температуры достигают 360–365°C. Температуры гидротерм более высокие, чем 350–365°C, были обнаружены на одном из источников гидротермального поля Эндевор — 375–405 °C [Tivey et al., 1990]. Температура выходящей струи оказывалась нестабильной: высокая температура фиксировалась в течение непродолжительного времени (не более 1.5 часов) и затем снижалась до устойчивого уровня 350°C. Температуры 390–403°C наблюдались в апреле 1991 г. на гидротермальной системе 9°46' ВТП с.ш. [Von Damm et al., 1995] сразу после вулканического извержения. Однако уже в 1992 и 1994 гг. тот же гидротермальный источник характеризовался стабильной температурой 332–334°C. Наиболее полный обзор температур минералообразования современных колчеданообразующих систем приведен в статье [Monecke et al., 2016].

Основные методы термобарогеохимических исследований рудообразующего флюида — гомогенизация и криометрия газовой-жидких включений,

а также определение их химического состава — предполагают использование прозрачных минералов [Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987]. В палеогидротермальных трубах такими минералами являются кварц и барит. На первых этапах флюидные включения нами изучались совместно с Р. Херрингтоном, затем с В.А. Симоновым и Е.О. Тереней [Симонов и др., 2006]. Эксперименты с включениями проводились в среднетемпературной микротермокамере и в криокамере оригинальных конструкций [Симонов, 1993]. Термометрические исследования, проведенные на примере кварца труб Яман-Касинского месторождения показали существование трех интервалов температур гомогенизации: 115–123, 128–152 и 163–185 °С [Симонов и др., 2006], которые сопоставимы с температурами гомогенизации включений, установленными для кварца из трубок вестиментифер. Несколько более высокие температуры гомогенизации (126–280 °С) определены для пирит-марказит-халькопиритовой трубы этого же месторождения [Herrington et al., 1998]. В целом, средние температуры гомогенизации включений в кварце яман-касинских труб отличаются незначительно и составляют, соответственно, 210 и 160 °С. Это на 50–150 °С ниже температур гомогенизации флюидных включений в кварцевом цементе массивных халькопирит-пиритовых руд (205–371 °С при среднем значении 278 °С), слагающих осевую часть сульфидного холма Яман-Касинского месторождения.

Для барита труб из этого месторождения определены два интервала: низкотемпературный (110–130 °С) и наиболее высокотемпературный — 280–300 °С. Низкие значения температур гомогенизации включений получены Р. Херрингтоном для барита из марказит-халькопирит-сфалеритовой трубы (103–187 °С при среднем значении 140 °С) [Herrington et al., 1998]. Флюидные включения в барите, заполнившем галенит-халькопирит-сфалеритовые трубы Александринского месторождения, характеризуются температурами гомогенизации 135–200 и 220–345 °С [Bailly et al., 1999]. Последний интервал температур представляется неправдоподобным, поскольку при перегреве барита выше 180 °С обычно происходит разгерметизация включений с последующим образованием новых, иногда более высокотемпературных разновидностей. В целом, температуры гомогенизации большинства флюидных включений в любых рудных фациях как Александринского, так и Яман-Касинского месторождений составляют 150–180 °С. Флюидные включения в сфалерите Александринского месторождения гомогенизируются в интервале температур 110–134 °С. В прозрачном сфалерите температуры гомогенизации достигают 200–230 °С [Bailly et al., 1999].

По результатам изучения прозрачных минералов с учетом поправки на давление в 250 бар предполагается, что основные температуры рудообразования в трубах, например, Яман-Касинского месторождения, соответствуют 200–279 °С (до 310 °С) [Симонов и др., 2006]. Однако кварц и барит, по которым определяются температуры рудообразования, зачастую не синхронны с сульфидными минералами. В последнем случае необходима реконструкция палеотемператур формирования по непрозрачным рудным минералам-индикаторам. Для этих целей используются разнообразные геотермометры,

среди которых наиболее популярными являются пирит-марказитовый, халькопирит-изокубанитовый, электрум-сфалеритовый и др.

Колломорфный пирит, образующий наружную часть оболочки большинства необразованных труб, является полупроводником р-типа. Он относится к наиболее низкотемпературным сульфидам, встречающимся в трубах, т.к. диссоциирует в вакууме при температурах 60–80 °С [Василенко, 1984]. По направлению к внутренней стенке труб наблюдаются признаки перекристаллизации колломорфного пирита с появлением марказита (подзона А2) и эвгедрального пирита (подзона А3). Присутствие марказита свидетельствует о том, что температуры минералообразования на границе наружной пиритовой оболочки и внутренней халькопиритовой зоны (В) в большинстве труб обычно не превышали 240 °С [Murrowchick, Barnes, 1986]. Появление эвгедрального пирита (полупроводника n-типа), сопровождающееся увеличением размера кристаллов, может объясняться некоторым повышением температуры минералообразования (до 200–300 °С по [Василенко, 1984]). Увеличение температуры рудообразующих растворов сопровождается диссоциацией комплексного иона S_2^{2-} на ионы S^{2-} . Уменьшение в растворах концентрации S_2^{2-} и, наоборот, возрастание S^{2-} , приводит к появлению пирита с дефицитом серы (n-тип) [Ракчеев, 1989].

При обычных низких температурах образования халькопирит представляет собой соединение, точно отвечающее формуле $CuFeS_2$ [Памдор, 1962]. При температуре выше 250 °С халькопирит может воспринимать в большом количестве FeS и другие компоненты (ZnS, SnS) и, по-видимому, в этих условиях является кубическим. При понижении температуры эта примесь представляет собой продукты распада в виде решетчатых структур срастания халькопирита и сульфида меди, железа и цинка. Такие структуры были обнаружены на Яман-Касинском [Шадлун, 1991] и Сафьяновском [Масленникова, Масленников, 2007] месторождениях. По данным рентгеноспектрального анализа минерал близок по составу к синтетическому промежуточному твердому раствору (ПТР или iss) [Sugaki et al., 1975] и к изокубаниту, описанному в современных океанических сульфидных рудах Тихого и Атлантического океанов и Красного моря [Мозгова и др., 1995]. Решетчатая структура, является, вероятно, результатом распада промежуточного твердого раствора на изокубанит (кубическая высокотемпературная разновидность ромбического кубанита $CuFe_2S_3$) и халькопирит [Масленникова, Масленников, 2007].

Для одновременного расчета температуры и летучести серы наиболее часто используется метод электрум-сфалеритового геотермометра, зарекомендовавший себя при реконструкциях физико-химических условий формирования колчеданных месторождений [Молошаг и др., 2003]. Однако этот метод дает противоречивые результаты, например, температуры формирования оболочки трубы оказываются выше, чем халькопиритовой кристификации. Существует проблема определения содержаний изоморфного железа, т.к. чаще всего оно связано с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, изокубанита, пирротина или борнита.

Кобальтовый пирит-халькопиритовый геотермометр успешно использовался Н.П. Ереминым (1983) для определения палеотемпературных условий формирования колчеданных месторождений. Для одной из гидротермальных труб Яман-Касинского месторождения установлено, что модальные температуры минералообразования при формировании зоны В составляли 140–240°C, а в оболочке труб — около 110°C и ниже. Данный геотермометр требует дальнейшей верификации [Масленникова, Масленников, 2007].

Большинство теллуридов имеет высокие температуры плавления, значительно превышающие реально возможные в природных гидротермальных системах. Вместе с тем, некоторые теллуриды и их смеси могут быть использованы как приблизительные индикаторы температур минералообразования. Относительно низкая точка плавления силъванита (354°C) позволяет использовать его в качестве показателя максимальных температур минералообразования [Afifi et al., 1988]. Более того, смесь силъванита с теллуrom и штютцитом плавится при еще более низких температурах (330°C) [Cabri, 1965]. Такая смесь обнаружена в медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных трубах Яман-Касинского месторождения. Ассоциация фробергит-пирит, характерная для пирит-марказит-халькопиритовых труб, ограничена интервалом температур ниже 272°C [Afifi et al., 1988]. Ранее было установлено, что эмпрессит преобразуется в штютцит и теллур при температурах выше 210°C [Honea, 1964]. Таким образом, удалось провести границу (210–240°C) между температурами формирования оболочки и халькопиритовой крустификации пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовых и пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых труб [Масленникова, Масленников, 2007].

Можно предположить, что история формирования изученных труб отражает цикл от нагревания до температур выше 270–350°C и до полного остывания до температур океанической воды (см. главу 2). Палеотемпературная зональность сульфидных труб может быть приблизительно реконструирована по зонам с использованием известных минералогических геотермометров. Анализ опубликованных данных [Cabri, 1965; Murowchick, Barnes, 1986; Afifi et al., 1988; Juniper et al., 1992; Herrington et al., 1998] позволяет реконструировать обобщенную палеотемпературную зональность труб по следующим минералам [Масленников, 1999; Масленникова, 2005]:

- зона А: колломорфный пирит (<80°C)
- марказит (<240°C)
- эвгедральный пирит по марказиту (>240°C);
- зона В: халькопирит с ассоциацией γ -фаза-силъванит-теллур (230°C)
- изокубанит (350°C);
- зона С: марказит (<240°C); кварц (126–280°C), барит (110–200°C).

Таким образом, между зонами А, В и С на расстоянии 2–3 см вариации температур минералообразования составляли не менее 100–200°C, что согласуется с данными по современным черным курильщикам.

В гидротермальных условиях эволюция минералообразования во многом зависит от начальной температуры гидротерм. Последовательное отложение халькопирита и сфалерита возможно вследствие различия температур, при

которых достигается насыщение раствора элементами относительно твердых фаз. Применительно к Cu b Pb+Zn такие температуры составляют 300 и 270°C, соответственно [Solomon, Walshe, 1979]. При еще более низких температурах отлагаются колломорфный пирит (р-тип) и марказит (менее 210–240°C) [Murowchick, Barnes, 1986]. Таким образом, изначально считается, что пирит-халькопиритовые руды формировались при температурах выше 300°C, а галенит-сфалеритовые — при температурах, соответственно, ниже 270°C. Растворимость барита превышает растворимость сфалерита в растворах ниже 200°C, тогда как сфалерит более растворим при более высокой температуре [Lydon et al., 1985]. Следовательно, флюиды с температурой 100–200°C, изливающиеся на океаническое дно, отложат больше барита, чем высокотемпературные флюиды [Maunard, 1991]. Такие истощенные флюиды, по-видимому, формировали кварц-баритовые заполнения каналов гидротермальных труб месторождений куроко и баймакского типов, а также барит-сульфидные трубы Западной Пацифики.

Падение температуры гидротермальных растворов считается причиной возникновения зональности колчеданных залежей: в нижней части рудные тела обогащены халькопиритом, в верхней — отношение сфалерита к халькопириту возрастает [Злотник-Хоткевич, 1988]. Кондуктивное охлаждение палеогидротермальных труб черных курильщиков обусловило их минералогическую зональность по направлению от оболочки к осевому каналу: колломорфный агрегат марказит+пирит сменяется сфалеритом и затем халькопиритом. Со временем, по мере падения температур гидротерм каналы труб заполняются низкотемпературной барит-галенит-сфалеритовой минерализацией. Таким образом, минеральная зональность охарактеризованных труб курильщиков подчиняется изменениям температур минералообразования, что подтверждается результатами физико-химического моделирования (см. раздел 8.5).

Кислотность растворов определяется соотношением в воде ионов водорода и гидроксил-ионов, характеризуемых величиной рН. Большинство современных пирит-марказит-халькопиритовых черных курильщиков сформировано кислыми растворами с рН 2.2–4.5 [Богданов и др., 2006б]. Карбонат-пирротин-вюртцитовые курильщики впадины Гуаймас образованы слабокислыми растворами. При реконструкциях кислотности растворов в древних колчеданных рудах приходится пользоваться минералами-индикаторами, среди которых наиболее известными являются марказит, полевые шпаты, кальцит и цеолиты. Например, высокая кислотность в трубах черных курильщиков Яман-Касинского месторождения подтверждается присутствием марказита. Этот минерал является не только индикатором невысоких температур минералообразования, но и свидетельствует о высокой кислотности минералообразующих растворов (рН <4.5) [Murowchick, Barnes, 1986]. В некоторых колчеданных трубах появляется кальцит, устойчивый в средах с рН >4.5 [Еремин, 1983]. Исчезновение марказита в большинстве цинково-колчеданных труб можно

объяснить увеличением роли субщелочной морской воды в процессах минералообразования.

На кислотность гидротермальных флюидов, формирующих курильщики, существенно влияет магматический вклад SO_2 [Halbach et al., 2003]. Реакция диспропорционирования SO_2 приводит к резкому снижению pH гидротермальных растворов. В этом процессе существенно увеличивается эффективность кислотного разложения породообразующих и акцессорных минералов и выноса большинства химических элементов, трудно растворимых в обычных условиях. Эта эвристическая модель подтверждается результатами физико-химического моделирования [Melekestseva et al., 2017].

Эффективность использования таких параметров как фугитивности S_2 , Te_2 и O_2 применительно к дифференциации колчеданных месторождений наиболее полно показана Н.И. Ереминым [1983]. Этот подход остается актуальным и при объяснении разнообразия современных и древних курильщиков.

Фугитивность S_2 и Te_2 . В гидротермальных флюидах присутствуют различные окисленные и восстановленные соединения серы (HS^- , H_2S , SO_2 , SO_3 , H_2S_2 , S^2 и др.). Фугитивность серы fS_2 является функцией нескольких независимых переменных, таких как температура, fO_2 , pH, соленость и общая концентрация серы в растворе.

Интервалы устойчивости минералов при различной фугитивности серы могут быть оценены по диаграммам (fS_2 - fTe_2), построенным для определенных температур и концентраций серы [Afifi et al., 1988]. Для нашего примера наиболее близкой является диаграмма, построенная Б. Лемманом и др. [Lehmann et al., 1999] для температуры 200 °C (рис. 8.1.5). Анализируя минеральные парагенезисы можно на этой диаграмме примерно изобразить позицию полей устойчивости минералов курильщиков, принадлежащих к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений и колчеданообразующих систем. Гидротермальные растворы, формировавшие трубы черных курильщиков, сформировавшие черные курильщики COX, при данной температуре, скорее всего, имели низкую фугитивность серы и теллура. Можно предположить, что при высоких температурах в сильно восстановленных гидротермальных растворах не происходит насыщения относительно теллура и теллуридов, необходимого для отложения теллуридов и теллур изоморфно входит в состав халькопирита.

Низкие значения $\log fS_2$ обоснованы присутствием пирротина и высокожелезистого сфалерита (вюртцита). Дигенит-борнит-халькопиритовые трубы поля Рейнбоу, скорее всего, занимают верхнюю позицию этого поля, поскольку содержат как теллуриды, так и пирротин.

Трубы палеокурильщиков Урала и Понтид попадают в поле высоких значений фугитивности $\log fTe_2$ и широкого разброса значений $\log fS_2$ от поля устойчивости фробергита до поля существования борнита.

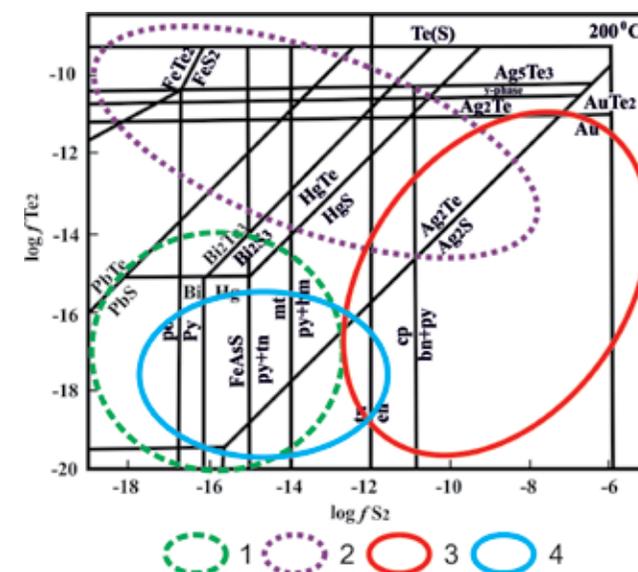


Рис. 8.1.5 Диаграмма фугитивности S_2 и Te_2 применительно к древним и современным курильщикам: 1 — черные курильщики COX и колчеданных месторождений атлантического и кипрского типов; 2 — серые курильщики колчеданных месторождений уральского и понтийского типов, в том числе переходные к черным; 3 — серые курильщики Западной Пацифики, а также месторождений куроко и баймакского типов; 4 — черные и серые курильщики рудно-алтайского типа.

По мере снижения относительного количества халькопирита и нарастания количества кварца, барита или сфалерита в трубах уменьшается роль высокотеллуридных минералов в следующем порядке: фробергит ($FeTe_2$) — сильванит ($AuAgTe_4$) — теллуриовисмутит (Bi_2Te_3) — Te +штютцит ($Te+Ag_5Te_3$) — вольнскит ($AgBiTe_2$) — алтаит ($PbTe$) — гессит (Ag_2Te) — голдфилдит ($Cu_{10}Te_4S_{13}$). В конце ряда находятся Te -, Ag -, Pb - и Hg -содержащие сульфосоли, борнит, теннантит и галенит, а также высокопробное самородное золото. Это свидетельствует о нарастании активности серы в представленных медноколчеданном и медно-цинково-колчеданном рядах труб месторождений уральского типа.

Уменьшение fTe_2 должно отражать обеднение источника гидротермальных растворов восстановленными соединениями теллура [Afifi et al., 1988b], которое возможно при разбавлении гидротермального раствора морской водой или окислением восстановленных фаз теллура кислородом морской воды, а также при общем истощении рудогенерирующей гидротермальной системы. Скорее всего, цинково-колчеданные трубы, в которых гессит встречается в ассоциации с золотом, формировались из гидротермальных растворов, исходно обедненных теллуридами вне зависимости от их температурных параметров [Afifi et al., 1988b]. Растворы с более высокими исходными содержаниями восстановленных соединений теллура

при остывании отлагали наиболее широкий спектр теллуридов от гессита до штютцита, заканчивая процесс отложением самородного теллура. Замещение теллура сульфотеллуридами, сульфосолями, самородным теллуrom и галенитом становилось возможным только при окислении и разбавлении растворов морской водой. В изученных палеогидротермальных трубах по мере остывания теллуриды замещаются теллуrom, сульфидами и сульфосолями.

Таким образом, нижний уровень поля fTe_2 устойчивости редких минеральных ассоциаций снижается от медноколчеданных труб к колчеданно-полиметаллическим (fTe_2 от -14 до -16), что, вероятно, связано с более низкой фугитивностью теллура при формировании последних. Интервалы $\log fTe_2$ для теллурид-халькопиритовой ассоциации марказит-сфалерит-халькопиритовых труб без самородного золота имеют промежуточные значения [Масленникова, Масленников, 2007].

Особую позицию на диаграмме занимают палеокурильщики месторождений рудно-алтайского типа. С одной стороны они содержат самородный висмут — индикатор низки значений $\log fS_2$, с другой — взаимоисключающие минералы — энаргит и пирротин, свидетельствующий о значительных вариациях фугитивности серы.

Фугитивность O_2 . Влияние вариаций фугитивности кислорода fO_2 на устойчивость теллуридов наиболее полно обосновано в работах [Afifi et al., 1988a; Jaireth, 1991]. По устойчивости к окислению теллуриды образуют следующий ряд: фробергит — маттагамит — теллуровисмутит — алтаит. Действительно, ассоциация гематита с фробергитом является нестабильной для геологических систем при температурах выше комнатной [Afifi et al., 1988]. В то же время, часть поля устойчивости силванита и гессита совпадает с полем устойчивости гематита. Гессит, также как и алтаит, является устойчивым в высокоокислительных системах с активностью кислорода выше границы магнетит-гематитового буфера [Jaireth, 1991]. Как было установлено (см. главу 3), в пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах широко распространены оксиды теллура, вероятно представляющие смесь $Te-TeO_2$ [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2013]. Известно, что теллурит (TeO_2) возникает при крайне высоком потенциале кислорода за пределами области устойчивости других теллуридов [Afifi, 1988a]. По мере уменьшения содержания халькопирита и возрастания содержания сфалерита в трубах нарастает вероятность появления магнетита (Яман-Касинское, Молодежное месторождения) и гематита (Валенторское месторождение).

Все вышесказанное свидетельствует о нарастании редокс-потенциала минералообразования от труб черных курильщиков COX к серым курильщикам Западной Пацифики и палеокурильщикам колчеданных месторождений куроко и баймакского типов. В целом, реконструированные данные по температуре, pH, фугитивностям S_2 , Te_2 и O_2 помогают понять причины разнообразия семейства курильщиков. Данные парагенетического анализа в дальнейших разделах верифицированы методом физико-химического моделирования.

8.5. Сопоставление минеральных ассоциаций в курильщиках по данным физико-химического моделирования

Палеокурильщики, как и их современные аналоги, формируют холмообразные сульфидные постройки, залегающие на ультрамафитовых, базальтовых, риолит-базальтовых и риолитовых комплексах нередко в ассоциации с яшмами и углеродистыми алевропелитами. Единство представлений о генезисе древних и современных черных курильщиков обеспечивается сходством поведения систем в процессе взаимодействия нагретой морской воды с породами, формирующими состав высокотемпературных гидротермальных флюидов, из которых отлагаются рудные минералы.

Поведение рудных элементов в гидротермальных системах с участием морской воды ранее рассматривалось во многих публикациях. Среди экспериментальных исследований следует отметить работы Д. Аллена (D. Allen), Д. Бишофа (J. Bischoff), Д. Жанецки (D. Janecky), м. Мотла (M. Mottl), Д. Сиуолда (J. Seewald), У. Сейфрида (W. Seyfried), Х. Холланда (H. Holland) и других ученых. Они послужили основой и материалом для сравнения физико-химического моделирования взаимодействия вода-порода в высокотемпературных гидротермальных системах. Следует отметить работы в этом направлении Д. Гричука, Б. Рыженко, Г.А. Третьякова, м. Тиви (M. Tivey), У. Шэнкса (W. Shanks), Д. Паландри (J. Palandri), В. Баха (W. Bach) и других исследователей.

По предыдущим результатам физико-химического моделирования поведения химических элементов в системах с нагретой морской водой, взаимодействующей с перидотитом, базальтом, осадком, обогащенным органическим веществом, и дацитом, подтверждена зависимость формирования минерального состава труб курильщиков от градиента температуры в стенке постройки, состава и соотношения материнской породы с морской водой («зрелость» системы) в зоне реакции [Третьяков, 2015; Третьяков, Масленников, 2017]. Установлено, что максимальная экстракция главных рудообразующих элементов колчеданных месторождений происходит, например, из базальта в восстановительных условиях, возможно, с добавкой магматического флюида в систему [Melekestseva et al., 2014, 2017]. В рамках модели рециклинга наиболее вероятным источником металлов для гидротермальных рудообразующих систем дна океана являются породы основного состава габбро или базальты [Третьяков, 2015]. Расчетные результаты подтверждают эмпирические данные об эволюции типохимизма сульфидов по мере «созревания» гидротермальной системы [Токсичные ..., 2014; Третьяков, 2014, 2015; Третьяков, Масленников, 2017].

В данном разделе на основе моделирования кондуктивного охлаждения горячего раствора по схеме последовательного проточного реактора [Гричук, 2000] от 350 до 2 °C при различных соотношениях порода/морская вода рассчитаны варианты возможной минеральной зональности труб черных курильщиков применительно к разным рудно-формационным типам колчеданных месторождений. Методика моделирования и состав реагирующей

морской воды и пород представлены в работе [Третьяков, 2015]. В основе исследований — методы парагенетического и микрофациального анализа зональности труб древних и современных курильщиков применительно к различным рудовмещающим комплексам [Масленникова, Масленников, 2007] и сравнительный анализ с результатами физико-химического моделирования. Эти методы позволяют выявить минералогическую специализацию гидротермальных труб, принадлежащих к различным типам колчеданных месторождений. Методические приемы и исходные параметры построения физико-химических моделей описаны ранее [Токсичные ..., 2014; Третьяков, 2015; Третьяков, Масленников, 2017; Melekestseva et al., 2014, 2017]. Матрица компонентов в расчетном модуле автоматически переформатировалась в соответствии с исходным элементным составом системы. В качестве твердых субстратов в моделях привлечены океанический перидотит, состав которого наименее изменен вторичными процессами, базальтовое стекло из Атлантического океана, дацит (среднее по всем океанам) и осадок впадины Гуаймас, обогащенный органическим веществом, с добавлением средних содержаний некоторых элементов по осадкам мирового океана. База термодинамических констант твердых веществ, частиц раствора и компонентов газовой смеси использовалась та же, что и в работах [Токсичные ..., 2014; Melekestseva et al., 2014].

При моделировании 1 кг породы реагировал с 1 л морской воды при температуре 350 °С и давлении 25 МПа по схеме степени протекания реакции параметра $\xi = I_g(\text{порода/морская вода})$. Графики построены по специальной методике и написанному на языке VBA алгоритму для наглядности отображения информации, рассчитываемой в программе «Селектор». Для определенных соотношений породы/морская вода ($\xi = 0.01, 0.025, 0.05 (0.055 \text{ для дацита}) \text{ и } 0.075$) выполнено моделирование кондуктивного охлаждения реакционного гидротермального раствора до придонной температуры 2 °С по схеме проточного реактора [Гричук, 2000] с шагом 5°. Рассчитанные минеральные ассоциации сравнивались с природными парагенезисами труб курильщиков применительно к соответствующему типу взаимодействующих пород [Третьяков, Масленников, 2017].

На Урале курильщики колчеданных месторождений характеризуют почти весь спектр рудовмещающих комплексов. Они связаны с ультрамафитовыми (атлантический тип, Дергамышское месторождение), мафитовыми (кипрский тип, Бурибайское месторождение), бимодальными мафическими (уральский тип, Юбилейное, Султановское, Яман-Касинское, Молодежное, Узельгинское-4, Валенторское месторождения) и бимодальными фельзическими (куроко или баймакский тип, Октябрьское, Таш-Тау, Узельгинское-1, Талганское, Александринское месторождения) рудовмещающими комплексами. Также палеокурильщики обнаружены в рудах Сафьяновского месторождения (рудно-алтайский или иберийский тип), рудовмещающими породами которых являются риодациты, переслаивающиеся с углеродистыми сланцами.

Количество колломорфного пирита, изокубанита и псевдоморфного пирита и марказита по пирротину уменьшается в рудно-формационном ряду месторождений и сопровождается увеличением содержания сфалерита, галенита, борнита, блеклых руд, самородного золота и барита. Предполагается, что

в этом же ряду, за исключением Сафьяновского месторождения, буферная емкость вмещающих пород при взаимодействии с растворами уменьшается, а фугитивность серы и кислорода возрастает. Трубы Дергамышского месторождения, как и трубы черных курильщиков, формирующиеся на серпентинитах Срединно-Атлантического хребта, содержат реликты изокубанита, сульфиды кобальта, самородное золото, электрум и касситерит. Трубы Бурибайского месторождения сходны с постройками черных курильщиков Восточно-Тихоокеанского поднятия по минеральной зональности и отсутствию акцессорных минералов. Трубы месторождений уральского и баймакского типов близки к современным серым и белым курильщикам внутридуговых вулканов и рифтов Западной Пацифики. Однако трубы месторождений уральского типа содержат обильные и разнообразные теллуриды, арсениды и сульфиды арсениды, в то время как в трубах месторождений типа куроко (или баймакского) эти минералы (за исключением гессита) встречаются редко. В пределах ряда подтипов месторождений уральского типа фробергит-алтаит-теллуриды висмутитовые ассоциации сменяются золото-теннатит-гесситовыми по мере увеличения в разрезе количества кислых вулканитов.

При внимательном рассмотрении обнаруживаются признаки влияния подрудных осадочных пород, богатых органическими веществами, на минералогию труб, например, Сафьяновского месторождения. По геологической позиции и минеральному составу эти палеокурильщики похожи на черные и мерцающие курильщики трога Окинава. Как и их современные аналоги, они содержат не только теллуриды Bi и Ag, сульфиды Co и Fe, но и сульфосоли Ag и Pb, самородное золото, а также оловянную минерализацию, представленную моусонитом и станноидитом. В трубах Сафьяновского месторождения, как и в некоторых трубах Николаевского месторождения на Рудном Алтае, наблюдается «запрещенное» сочетание арсенопирита и псевдоморфоз пирита по пирротину с блеклыми рудами и энаргитом, что свидетельствует о широком диапазоне вариаций физико-химических параметров минералобразования. Важным индикатором воздействия органического вещества на флюиды является присутствие самородного висмута (Артемьевское месторождение, Рудный Алтай) в ассоциации с арсенопиритом и серебряносодержащими блеклыми рудами. Следует заметить, что в палеокурильщиках Рудного Алтая, несмотря на аналогичную связь с кислыми вулканитами и углеродистыми алевропелитами, не обнаружены реальгар, аурипигмент и сульфосоли Pb, широко представленные в современных серых и мерцающих курильщиках Западно-Тихоокеанского пояса, ассоциирующихся с дацитами и риолитами.

В ряде публикаций показаны существенные отличия минерального состава как современных, так и древних черных курильщиков, сформированных на базальтовом основании в различных обстановках. Кроме влияния вмещающих пород важным фактором разнообразия минерального состава палеокурильщиков является «зрелость» гидротермальных систем, которая коррелирует с геотектоническими обстановками, режимами вулканизма и положением в геологическом разрезе. Для современных курильщиков «зрелость» гидротермальных систем возрастает от быстро- к медленно-

спрединговым СОХ, горячим точкам и островодужным бассейнам. В этом же направлении в трубах возрастает количество теллуридов, затем барита, галенита и сульфосолей. Рудовмещающие базальты и рудные тела незрелых магматогенно-гидротермальных систем древних комплексов также перекрыты базальтами (кипрские месторождения, Кюре в Понтидах, Бурибайское на Урале). Палеокурильщики этих месторождений, как и черные курильщики быстро-спрединговых СОХ, почти не содержат акцессорных минералов. Для более «зрелых» магматогенно-гидротермальных систем характерно перекрытие рудовмещающих базальтов кислыми эффузивами или вулканогенно-осадочными отложениями (Юбилейное, Султановское, Узельгинское-2). В трубах таких гидротермальных систем появляются обильные теллуриды, блеклые руды и самородное золото. В полициклических разрезах «зрелость» гидротермальных систем возрастает вверх по разрезу (Узельгинский и Маканский рудные узлы) по мере увеличения доли осадочных пород (уменьшения интенсивности вулканизма). В этом же направлении теллуридные ассоциации сменяются золото-галенит-блекловорудными. Наиболее «зрелые» магматогенно-гидротермальные системы существовали, очевидно, при формировании большинства месторождений куроко и алтайского типов, отличающихся высоким отношением седиментационных и эффузивных фаций. В трубах таких месторождений доминируют барит, сфалерит, блеклые руды, отсутствуют псевдоморфозы по пирротину и реликты изокубанита. Исключение представляют месторождения, в подрудной толще которых встречаются черные сланцы (Николаевское).

Локальные вариации физико-химических параметров среды минералообразования являются важнейшими факторами минерального разнообразия палеокурильщиков. Их влияние распознается порой в пределах одного и того же месторождения. Как правило, на многих месторождениях могут быть обнаружены разнообразные по минеральному составу трубы палеокурильщиков, образующие минералогические ряды. Так, на месторождениях атлантического и кипрского типов наблюдается смена пирит-халькопиритовых труб ковеллин-сфалерит-пирротин-пиритовыми диффузерами. В конце рядов при нарастании количества кальцита, кварца и сфалерита появляются касситерит (Дергамышское), редкие галенит и блеклые руды. Предполагается, как и в современных курильщиках, что в этом же направлении падают температуры минералоотложения и нарастает степень окисленности гидротермальных флюидов. На месторождениях уральского типа (понтийского подтипа) такие минералогические ряды более выразительные: пирит-халькопиритовые трубы сменяются пирит-марказит-сфалерит-халькопиритовыми, затем кварц-барит-сфалеритовыми и/или их пиритовыми разновидностями. В этом же ряду по мере увеличения в трубах количества сфалерита и/или пирита, кварца и/или барита наблюдается смена разнообразных теллуридных и арсенидных ассоциаций гессит-золото-галенит-блекловорудными, иногда с борнитом и ковеллином, магнетитом и гематитом. Менее контрастными являются минералогические ряды труб на месторождениях куроко и алтайского типов. В них по мере увеличения количества сфалерита

и барита возрастают содержания галенита, электрума и блеклых руд (тетраэдрит). Особенно контрастным минеральный ряд выглядит на Сафьяновском месторождении, где в трубах по мере повышения содержания эвгедрального барита и сфалерита и снижения халькопирита наблюдается смена теллуридно-глаукоdotовых ассоциаций галенит-золото-сульфосольными. Таким образом, установлено, что изменения минеральных ассоциаций в пределах каждого ряда отражают понижение температуры и нарастание локальной окисленности флюидов, что обеспечивается увеличением роли морской воды в минералообразующих процессах. Эта идея подтверждена натурными наблюдениями, поскольку аналогичные минеральные ряды курильщиков обнаружены и на современных гидротермальных полях.

Для системы перидотит/морская вода расчетами установлено, что основными отлагающимися рудными минералами в высокотемпературной области являются пирротин и пирит при низких значениях отношения порода/морская вода ($\xi = 0.01$), пирит — при средних ($\xi = 0.025$ и 0.05), пирит с подчиненным халькопиритом, к которым при $T \approx 260^\circ\text{C}$ присоединяются сфалерит, второстепенные ковеллин, галенит и другие минералы при $\xi = 0.075$ (рис. 8.1.6).

Поведение «базальтового» раствора несколько отличается от «перидотитового» (рис. 8.1.7). Так, при $\xi = 0.01$ образуется практически мономинеральный пирит с редкой примесью ковеллина и халькозина — минералов, характерных для современных и древних диффузеров. При $\xi = 0.025$ – 0.075 в высокотемпературной зоне отлагается пирротин ($\xi = 0.025$, 0.05 и 0.075), блеклые руды ($\xi = 0.025$) и халькопирит ($\xi = 0.025$), к которым при понижении температуры последовательно присоединяются пирит, сфалерит, борнит, халькозин, ковеллин, опал в ассоциации с редким галенитом и барит. Подобная картина наблюдается и при $\xi = 0.075$, однако содержания твердых фаз в охлаждающейся системе заметно уменьшается. Следует отметить концентрацию акцессорного линнеита-полидимита на среднетемпературной границе халькопирита с борнитом и халькозином.

По расчетам в системе с дацитом при $\xi = 0.01$ и 0.025 отлагается практически биминеральная ассоциация пирит+аморфный кремнезем, к которой присоединяется барит ($T \leq 150^\circ\text{C}$) (рис. 8.1.8). При $\xi = 0.055$ по мере остывания гидротермального флюида характерен ряд пирротин ($T \leq 325^\circ\text{C}$) + сфалерит, пирит и галенит ($T \leq 325^\circ\text{C}$) + аморфный кремнезем ($T \leq 285^\circ\text{C}$), аурипигмент ($T \leq 110^\circ\text{C}$) и барит ($T \leq 105^\circ\text{C}$). В подчиненных количествах отлагаются теннантит, молибденит, стибнит, самородный селен, аргентит, монтмориллонит и ± ковеллин. Аналогичная картина наблюдается и при $\xi = 0.075$. Следует отметить, что в расчетах с дацитом отсутствует халькопирит, широко развитый в базальтовой системе, а галенит, наоборот, образуется в больших количествах. В низкотемпературной области диаграммы, состав расчетных минералов которой можно интерпретировать как соответствующий оболочке труб, доминируют барит и опал.

Система с осадком имеет свои минералого-геохимические особенности вследствие присутствия органического вещества (рис. 8.1.9). Главное отличие заключается в появлении в расчетах графита за счет разложения органи-

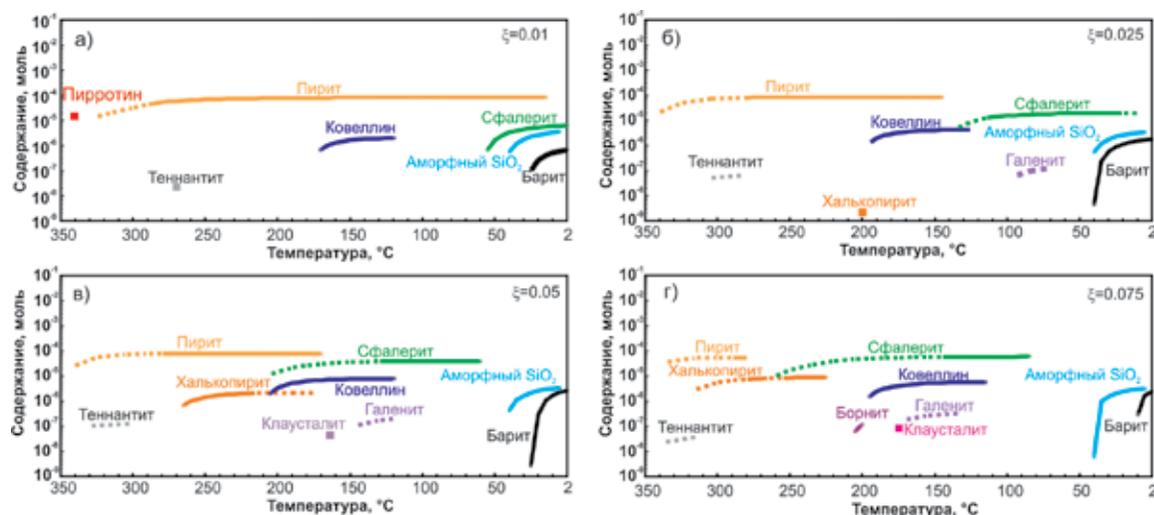


Рис. 8.1.6. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из кондуктивно охлаждающегося раствора, полученного при взаимодействии перидотита с морской водой при температуре 350°C и давлении 25 МПа для различных соотношений порода/морская вода (x): а) 0.01, б) 0.025, в) 0.05, г) 0.075. Здесь и на рис. 8.1.7–8.1.9 на каждом шаге сформировавшиеся твердые фазы исключались из системы и в дальнейших расчетах не участвовали (схема последовательного проточного реактора) [Гричук, 2000]. Графики отстроены с накопленным итогом, пунктирными линиями соединены точки на интервалах, где минерал не отлагается. Кремнезем в системах рассчитывался на аморфный SiO₂ [Третьяков, 2015; Третьяков, Масленников, 2017].

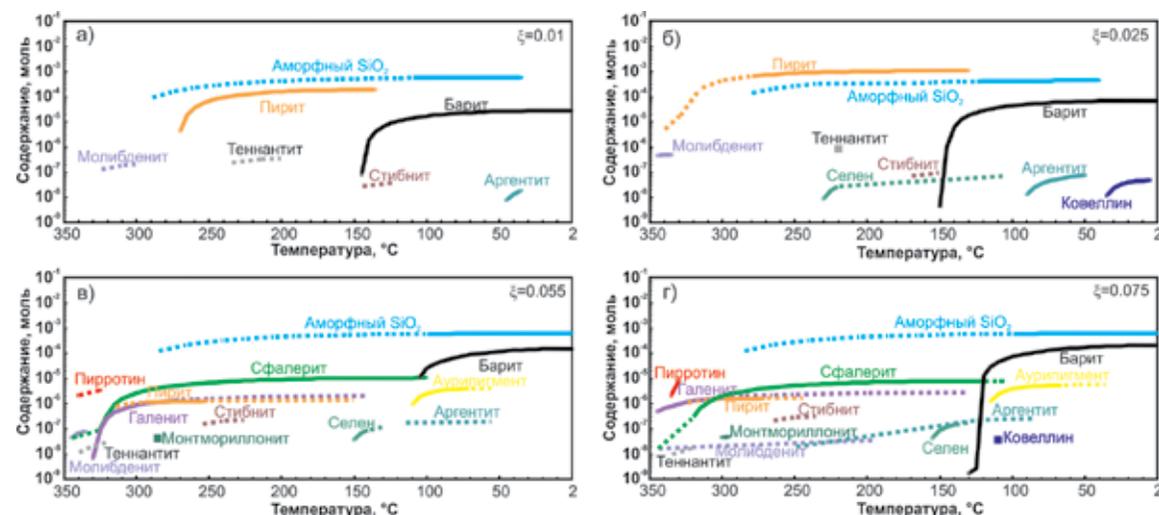


Рис. 8.1.8. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из кондуктивно охлаждающегося раствора в системе с дацитом. Для варианта в) соотношение порода/морская вода = 0.055 вследствие отсутствия решения в программе «Селектор» при x = 0.05 [Третьяков, 2015; Третьяков, Масленников, 2017].

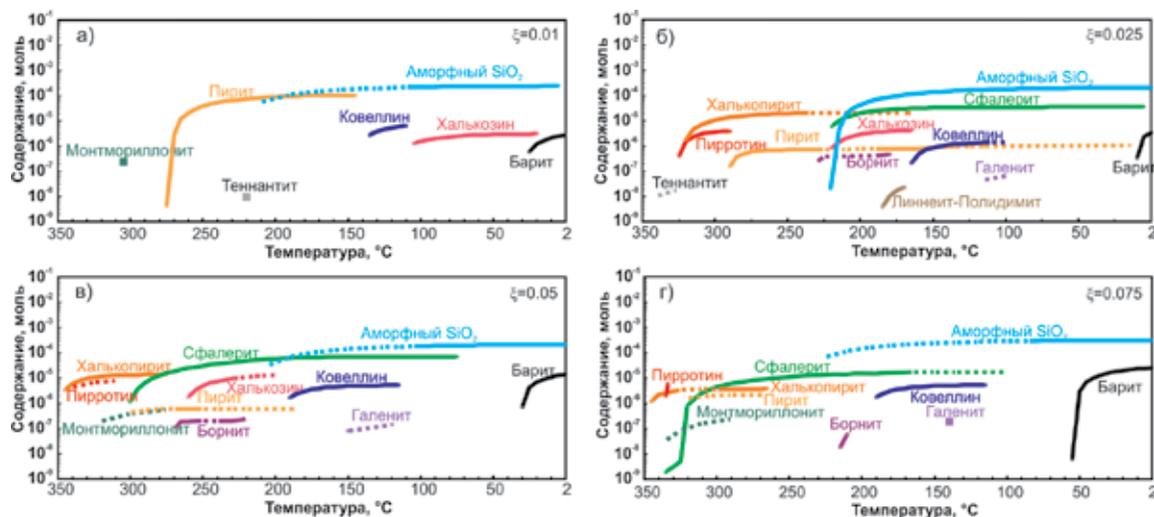


Рис. 8.1.7. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из кондуктивно охлаждающегося раствора в системе с базальтом [Третьяков, Масленников, 2017].

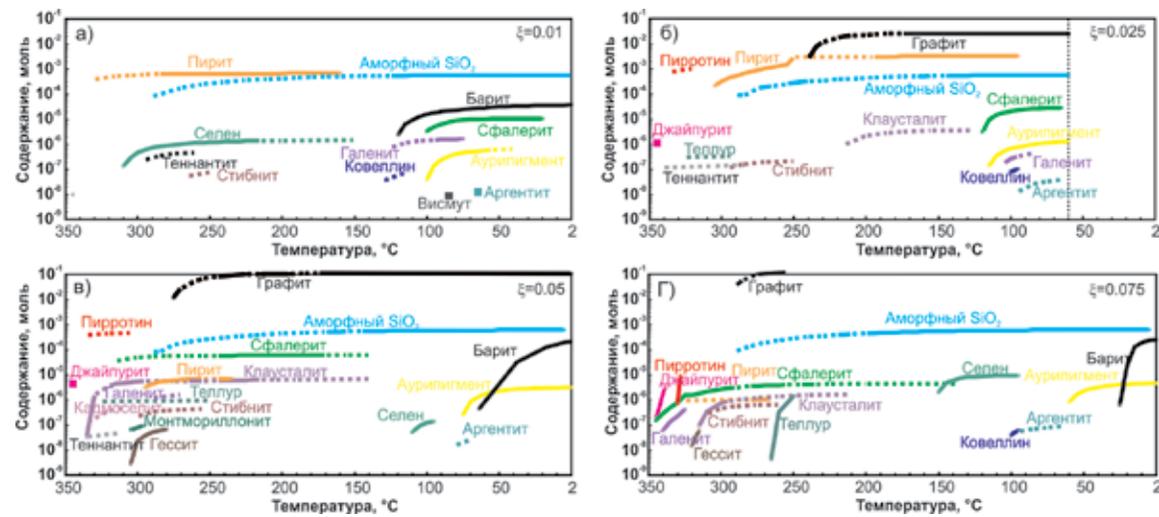


Рис. 8.1.9. Минеральные ассоциации, отлагающиеся из кондуктивно охлаждающегося раствора в системе с осадком, обогащенным органическим веществом [Третьяков, Масленников, 2017].

ки ($\xi > 0.01$). При низких ξ (≤ 0.01) среди рудных минералов преобладает пирит, при средних — пирротин+пирит ($\xi = 0.025$), пирротин+сфалерит ($\xi = 0.05$) и заметно в меньших объемах пирротин+пирит+галенит+сфалерит ($\xi = 0.075$). Как и в системе с дацитом, отмечается повышенное количество отлагающегося аморфного кремнезема. В целом, в высокотемпературной области доминирует пирротин, который по мере снижения температуры сменяется пиритом и сфалеритом, и, наконец, в низкотемпературной зоне опалом, аурипигментом, иногда баритом. Присутствует также широкий спектр второстепенных минералов. Следует заметить, что в данном случае сильно восстановленные флюиды не насыщены относительно халькопирита.

Сравнивая результаты расчетов по взаимодействию нагретой морской воды с породами разного состава и отложению минералов из охлаждающихся флюидов с природными объектами, можно констатировать в большинстве случаев их взаимное соответствие. Например, расчеты в системе с высоким отношением перидотит/морская вода в значительной мере сопоставимы с общей минералогической зональностью труб черных курильщиков, сформированных на ультрамафитовом субстрате (поле Рейнбоу, Дергамышское месторождение на Урале). В зоне А (оболочка, 50–200°C) развиты опал → сфалерит → борнит±ковеллин, в зоне В (запечатанный канал) — халькопирит → пирит → блеклые руды или пирротин. Все эти минералы (±миллерит) встречаются в трубах современных черных курильщиков, сформированных на ультрамафитах. Однако в современных трубах с ковеллином обычно ассоциирует дигенит, а, судя по результатам моделирования, с ковеллином должны ассоциировать галенит и клаусталит. В современных курильщиках в этой зоне пока встречен лишь селенистый галенит и очень редкий гринокит [Леин и др., 2003; Богданов и др., 2015]. В результатах расчетов отсутствуют пентландит, колорадоит, арсениды и сульфоарсениды Fe и Co и самородное золото, обычно ассоциирующие с борнитом и халькопиритом (поле Рейнбоу). Блеклые руды в каналах современных черных курильщиков этого типа пока не обнаружены, имеются лишь единичные находки в палеотрубах Дергамышского месторождения. Следует отметить, что при низком отношении перидотит/морская вода в трубах доминирует пирит и пирротин при второстепенном сфалерите, что соответствует зональности вюртцит-пирротин-пиритовых диффузеров поля Рейнбоу и Дергамышского месторождения.

Расчетные данные в системе базальт/морская вода, в целом не противостоят минералогической зональности пирит-сфалерит-халькопиритовых труб черных курильщиков, сформированных на базальтах. Концентрация аксессуарного линнеита-полидимита на среднетемпературной границе халькопирита с борнитом и халькозином характерна для труб черных курильщиков, сформированных на базальтовом основании САХ. Галенит ассоциирует с ковеллином и сфалеритом в низкотемпературной области. При высоких температурах (250–340 °C) и отношениях базальт/морская вода = 0.075 отмечается халькопирит-сфалерит-пиритовый парагенезис, как это наблюдается на Яман-Касинском месторождении (Урал) с редким гринокитом. Галенит и теннантит иногда встречаются в трубах некоторых современных

рудных построек, сформированных на базальтах (поля Снейк Пит, Менез Гвен, ТАГ). В палеокурильщиках на базальтовом основании они, как и некоторые другие аксессуарные минералы, не встречаются (Бурибайское на Урале, Кюре в Понтидах и кипрские месторождения). Исключение представляют палеокурильщики, сформированные на бонинит-базальтовом основании (Юбилейное, Султановское), перекрытые кислыми вулканитами.

В расчетной системе дацит/морская вода последовательность отложения минералов с понижением температуры напоминает зональность некоторых миоценовых палеокурильщиков провинции Хокуроко (месторождения Эзури и Мотояма). Для них характерен широкий набор второстепенных минералов: молибденит, теннантит, стибнит, аргентит. Теннантит наиболее широко распространен в палеокурильщиках месторождений типа куроко (Урал, Хокуроко, Понтиды). Расчетная аурипигмент-опал-баритовая ассоциация и молибденит зафиксированы в природных оболочках и крустификациях каналов труб современных серых курильщиков (поле Пакманус в Западной Пацифике), однако в палеокурильщиках аурипигмент пока не обнаружен. В расчетах присутствует самородный селен, однако в трубах современных курильщиков он также пока не найден. По расчетам в системах с кондуктивным охлаждением на базальтах, перидотитах и богатых органикой осадках возможно отложение обильного пирротина, который часто фиксируется в природных трубах. По данным моделирования в рамках модели рециклинга при формировании сфалерит-халькопиритовых труб на месторождениях куроко и алтайского типов среди выщелачиваемых пород как источников вещества для рудообразующих растворов должны участвовать не только кислые, но и основные вулканиты.

Таким образом, компьютерное моделирование поведения остывающего гидротермального флюида для разной степени зрелости гидротермальной системы показало, что концентрации элементов в растворе в наибольшей степени зависят от их содержания в первичной породе, т.е. от состава и соотношения порода/морская вода в зоне реакции. Не последнюю роль здесь играет наличие восстановленных соединений в твердом субстрате, в основном, двухвалентного железа или органического вещества в осадочной породе. Соотношения порода/морская вода или «степень» зрелости гидротермальной системы определяют, в целом, минералого-геохимическое разнообразие древних и современных курильщиков [Третьяков, Масленников, 2017].

На основе моделирования взаимодействия горячей морской воды с породами прослежено поведение элементов [Третьяков, 2015], рудных минеральных парагенезисов [Третьяков, Масленников, 2017] и состава реакционного гидротермального раствора [Дифференциация ..., 2016]. Впервые дана оценка типу породы и ее соотношению с морской водой в зоне реакции, которые приводят к формированию сульфидных ассоциаций гидротермальных систем. Рассмотренные расчетные минеральные ассоциации для систем с перидотитом, базальтом, дацитом и осадком, отлагающиеся при кондуктивном охлаждении раствора, в целом, совпадают с набором минералов и зональностью природных курильщиков разных типов. Полученные данные указывают на то, что температура гидротермального флюида, со-

став вмещающих пород и «зрелость» гидротермальной системы являются важными факторами минералогического разнообразия современных и древних рудных построек, отложившихся на морском дне.

Для физико-химического взаимодействия придонных пород с морской водой имеется ряд задач, требующих своего разрешения. Например, каким будет поведение раствора при последовательном прохождении пород различного состава? Как будет влиять на концентрацию элементов в растворе и отлагающиеся минеральные ассоциации последовательность реагирования морской воды с породами (например, перидотит → базальт или базальт → перидотит и т.д.)? Каков вклад магматического флюида в формирование рудных отложений? Также требуют уточнения недостаточно рассмотренные на данный момент физико-химические модели окисления руд в морских условиях и ряд других задач, решение которых приведет к всестороннему пониманию эволюции рудного вещества в природных процессах [Третьяков, Масленников, 2017].

На основе физико-химического моделирования поведения элементов методом минимизации потенциала Гиббса оценены вторичные преобразования различных пород в зависимости от их соотношений с нагретой морской водой в зоне рециклинга. Также рассмотрены минеральные ассоциации, отлагающиеся при кондуктивном охлаждении раствора, покидающего зону реакции, что может интерпретироваться как один из механизмов формирования состава и зональности труб современных и древних курильщиков. Расчетные данные указывают на то, что температура в зоне взаимодействия морской воды с породами, их состав и «зрелость» гидротермальной системы являются важными факторами минералогического разнообразия рудных ассоциаций, отлагающихся на морском дне [Третьяков, 2015; Третьяков, Масленников, 2017].

8.6. Минеральные формы и поведение химических элементов

С.Н. Иванов [1983] предположил, что появление плагиогранитов в верхах колчеданосных палеобазальтовых толщ свидетельствует о попадании в промежуточные очаги воды и переплавлении осветленных выщелоченных базальтов вблизи каналов извержения. Взаимодействие циркулирующих по разломам океанических вод с раскаленными базальтами и магматическим расплавом в апикальной части вулканических очагов приводило к плагиогранитизации и выносу Fe, Cu, Zn и других рудных элементов. Возможность таких процессов доказывается многочисленными экспериментами по кратковременному взаимодействию базальтов с морской водой [Von Damm et al, 1983]. Кровля малоуглубленных тел апобазальтовых плагиогранитов вскрыта на многих колчеданных месторождениях Урала (Маканское, Подольское, Таш-Тау, Узельгинское, Александринское и др.). Поверхностными индикаторами таких колчеданообразующих очагов, «скрытых» под толщей вулкани-

тов, являются ксенокласты плагиогранитов, нередко встречающиеся в ксенолавокластитах рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов. С удалением от колчеданосных палеогидротермальных полей ксенолиты и ксенокласты плагиогранитов исчезают [Масленников, 1999]. Природные процессы взаимодействия базальтовых магм и раскаленных базальтов с морской водой, вероятно, приводили к высокотемпературному метасоматическому преобразованию, плагиогранитизации базальтов и переплавлению апобазальтовых метасоматитов в кровле базальтовых малоуглубленных магматических очагов. Реальность этого процесса доказана экспериментальными [Анфилов, Пуртов, 1976; Пуртов и др., 1997] и петрографическими данными и расчетами баланса металлов [Прокин, 1981]. На многих колчеданных месторождениях распространены лавовые риолитовые и дацитовые потоки с реликтами включений частично растворенных диабазов. Аналогичная ассимиляционная модель объясняет появление средних и кислых вулканитов в Галапагосском колчеданосном рифте в восточной части Тихого океана [Perfit et al., 1998]. Ассимиляция метасоматитов наряду с моделями кристаллизационной дифференциации и ликвации флюидонасыщенных магм может служить важным элементом более общей модели, увязывающей в одно целое режимы вулканизма и особенности колчеданообразования, поскольку любой процесс дифференциации магм основного состава, приводящий к появлению кислых вулканитов, требует времени и прерывается извержениями.

Во многом динамика вулканизма зависит от глубины залегания магматических очагов. В высокосрединговых СОХ (Восточно-Тихоокеанское поднятие), характеризующихся интенсивным вулканизмом, глубина залегания кровли магматических камер составляет 1–2 км. В низкосрединговых СОХ и задуговых бассейнах она составляет 3–4 км [Богданов и др., 2006б]. Очевидно, что магматические камеры в основании внутриконтинентальных рифтов залегают на гораздо больших глубинах. Соответственно, в этом же направлении уменьшается интенсивность вулканизма, и его место и время постепенно занимает осадконакопление. От режима вулканизма в определенной мере зависит степень дифференциации колчеданообразующих вулканогенно-магматических систем. Наименее дифференцированные системы образованы в условиях интенсивного вулканизма. Для них характерно преобладание недифференцированных базальтовых формаций. Циклический характер вулканизма приводил в большинстве случаев к формированию риолит-базальтовых комплексов. Затухающий режим вулканизма способствовал развитию дифференцированных комплексов базальт-риолитового и дацит-риолитового составов [Масленников, 2012].

Важнейший элемент эндогенной модели генерации рудообразующих флюидов который зависит от режимов вулканизма — «зрелости» магматогенно-гидротермально-метасоматической системы. В целом, по мере «созревания» гидротермальной системы базальтоидной или бимодальной ассоциации в рудных отложениях увеличивается количество барита, сульфосолей и галенита, нарастает значение Ba-Pb-Zn-Cu-As ассоциаций по сравнению с Fe-Co-Ni-Cu ассоциациями. Это находится в соот-

ветствии с трехэтапной моделью последовательного гидротермального разложения породообразующих и акцессорных минералов-носителей рудных элементов в ряду: 1) оливин, пироксен (Fe, Cu, Co, Ni), шпинелиды (V, Zn) → 2) роговая обманка, цинковистые амфиболы, хлориты, хромшпинелиды, магнетит (Zn, Bi) и титаномагнетит (V, W) → 3) полевые шпаты (Pb, Ba, Tl) [Масленников, 2012]. В представленной модели предполагается, что скорость эволюции гидротермально-метасоматических систем, в свою очередь, определяется составом рудовмещающего субстрата: в офиолитовых комплексах — минимальная, в риодацитовых — максимальная [Grichuk, 2012].

Незрелые гидротермальные системы характерны для высокоспредино-рифтов (например, гидротермальное поле Восточно-Тихоокеанского поднятия), где кровля высокостоящей магматической камеры не успевает преобразоваться под воздействием нисходящих океанских вод из-за частых извержений и обновлений базальтового субстрата. Состав сульфидных построек в этом случае отражает состав слабо преобразованных базальтов. Процессы кислотного выщелачивания ограничиваются лишь разложением неустойчивых пироксенов и поступлением Fe и Co в раствор. Элементом-индикатором незрелых гидротермальных систем (например, ВТП 9°50' с.ш.) служат высокие содержания Fe и Co в колчеданных рудах [Богданов и др., 2006а]. Перенос Zn, во многом, сдерживается временным образованием цинковистых смектитов и шпинелидов. Разложение цинковистых алюмосиликатов и шпинелидов, а также амфиболов и полевых шпатов, поставляющих Bi, Pb, Tl и Ba, происходит в более зрелую стадию развития гидротермальной системы [Масленников, 2012]. Особенно активно процесс «созревания» гидротермально-метасоматической 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 низкоспредино-рифтов и горячих точек (Гора Осевая в Тихом океане, Менез Гвен в САХ) появляется обильный барит — свидетель разложения полевых шпатов [Леин и др., 2010; Масленников, 2012]. С другой стороны, с составом рудовмещающих формаций связаны скорости «созревания» гидротермальных систем. В «незрелых» гидротермальных системах формировались в основном высокожелезистые медные и медно-цинковые колчеданные залежи, тогда как в «зрелых» — барит-колчеданно-полиметаллические. Особенно хорошо это прослеживается при сравнении минералого-геохимических особенностей сульфидных труб в ряду от черных к серым курильщикам [Масленников и др., 2010]. Первые характерны для «незрелых» гидротермальных систем базальтовых и риолит-базальтовых комплексов, вторые доминируют в базальт-риолитовых комплексах, обычно характеризующихся высокой «зрелостью» гидротермальных систем. С этих позиций, опосредованное влияние режимов вулканизма на состав колчеданных месторождений становится очевидным.

Для оценки поведения некоторых химических элементов (Ag, As, Au, Bi, Co, Cu, Fe, Ni, Pb, Sb, Se, Te, Tl) также выполнено физико-химическое моделирование взаимодействия морской воды с различными породами океанического дна в зависимости от соотношения порода/морская вода (ξ), что характеризует степень их метасоматической проработки. Моделирование также проводилось в программе «Селектор» [Karrov et al., 1997; Чудненко, 2010; Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016] для температуры 350 °C и давлении 25 МПа, что, в целом, соответствует условиям формирования сульфидных руд в срединно-океанических хребтах. Поведение химических элементов в системе вода/порода применительно к различным горным породам показано на рис. 8.1.10.

Железо. В рудах колчеданных месторождений значительная часть Fe входит в состав пирита, пирротина, халькопирита, борнита, магнетита, гематита, сидерита, анкерита, а также некоторых разновидностей сфалерита и блеклых руд. В рудно-формационном ряду колчеданных месторождений по мере увеличения в составе рудовмещающих формаций относительных объемов кислых вулканитов содержания Fe изменяются. В рудах месторождений атлантического, кипрского и уральского типов доминируют пирит, обильными являются колломорфные разновидности пирита, псевдоморфозы пирита и марказита по пирротину, изокубанит, а также вторичный пирротин. В рудах месторождений баймакского и куроко типов значительную роль, кроме пирита, играют халькопирит, борнит и блеклые руды. В этом же ряду снижается железистость сфалерита [Еремин, 1983] и, за некоторым исключением, блеклых руд [Масленников и др., 2015].

Для различных типов пород оценена экстракция элементов и концентрация частиц в гидротермальном растворе в зависимости от соотношения порода/морская вода. Расчеты показали, что концентрации Fe во флюиде стабильны в окислительной обстановке и резко возрастают при падении Eh и сопряженном снижении pH [Дифференциация..., 2016]. Минимальное содержание Fe отмечается в растворе системы с перидотитом: 7.46×10^{-5} моль ($\xi = -1.76$), однако общее его поведение соответствует «базальтовому». В системе с базальтом они достигают максимума 6.19×10^{-3} моль/кг H₂O при $\xi = 1.97$, затем его содержания резко снижаются и не превышают 2×10^{-5} моль для $\xi > -1.58$. Максимальные концентрации в дацитовой системе с осадком почти совпадают ($\sim 3.72 \times 10^{-3}$ моль, $\xi = -1.97$ и -1.62 , соответственно), но поле повышенных значений Fe для осадка существенно шире за счет большей «восстановленности» среды [Дифференциация ..., 2016]. Основные компоненты Fe в растворе: HFeO₂⁰ и FeO₂ — в окислительных условиях и FeCl₂⁰ — в восстановительных. Как показали расчеты, поведение соединений Fe в гидротермальном растворе во многом зависит от состава пород, взаимодействующих с нагретой морской водой [Третьяков, 2015].

В рамках модели рециклинга наиболее вероятным источником Fe и других металлов для гидротермальных рудообразующих систем дна океана являются породы основного состава — габбро или базальты. Наиболее реаль-

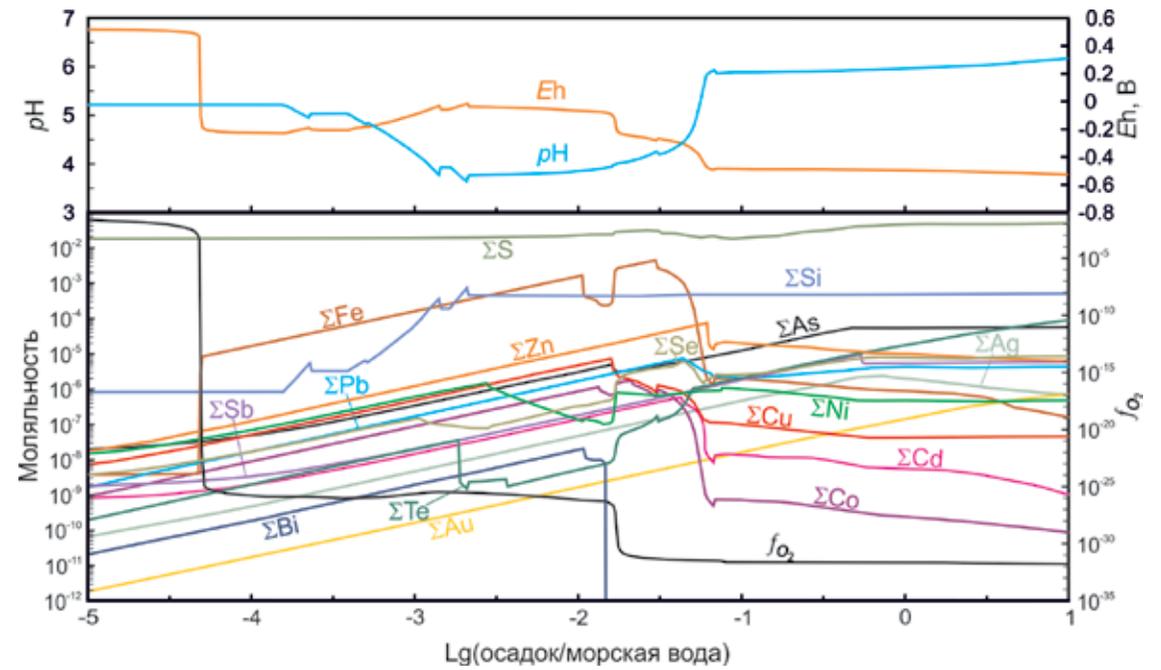
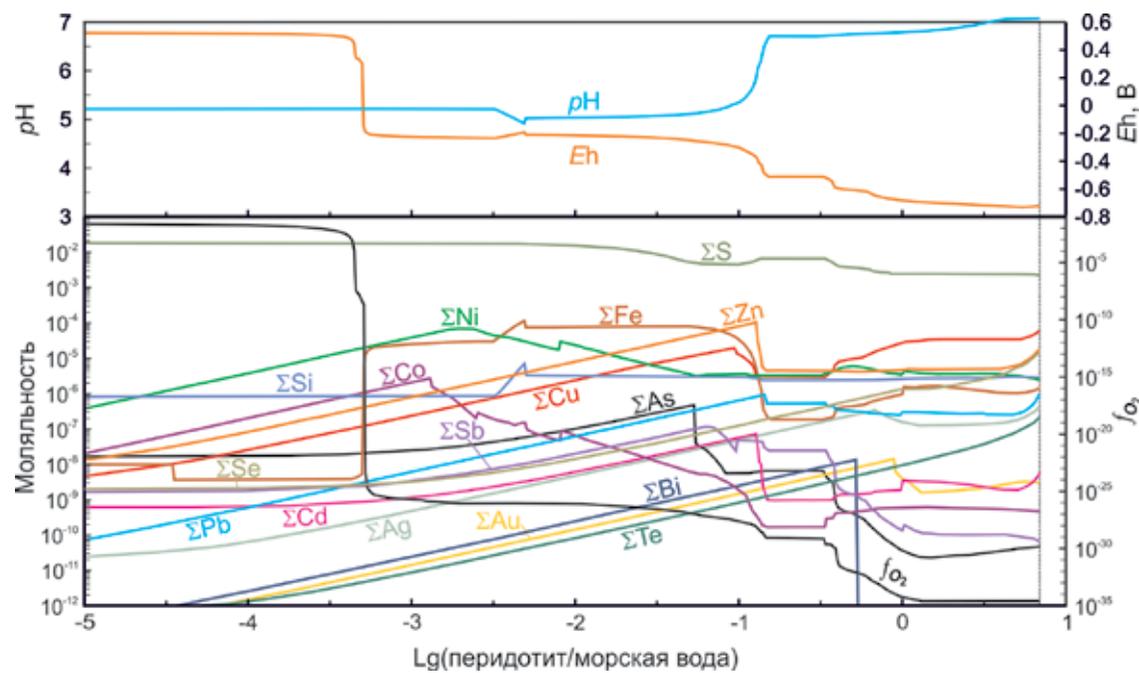
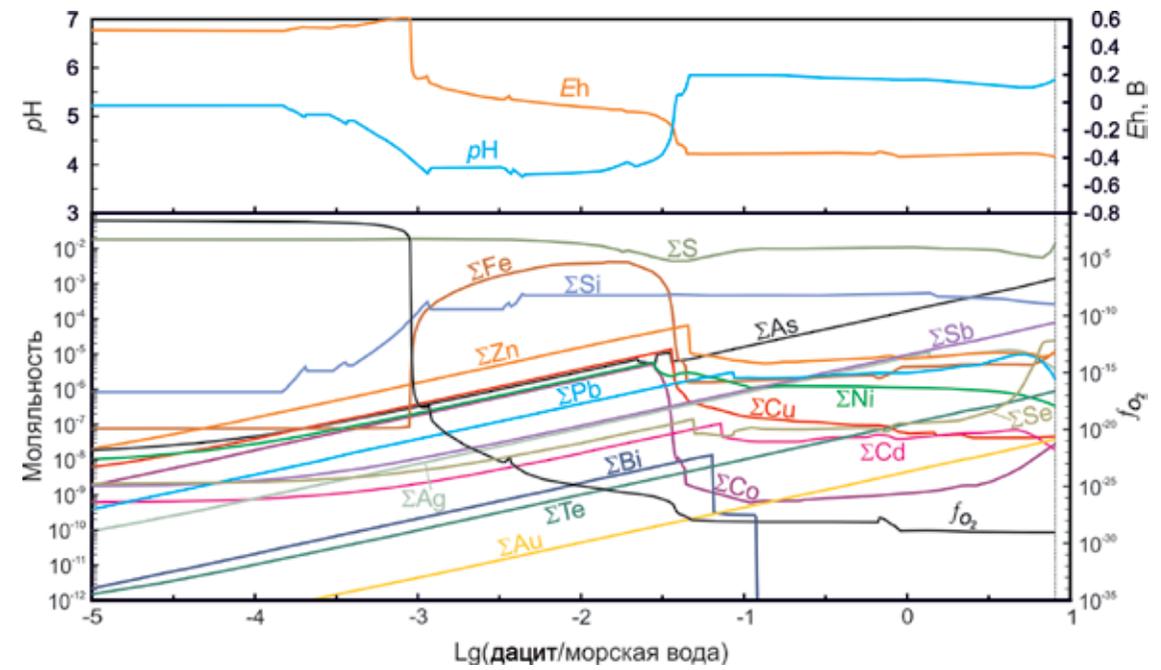
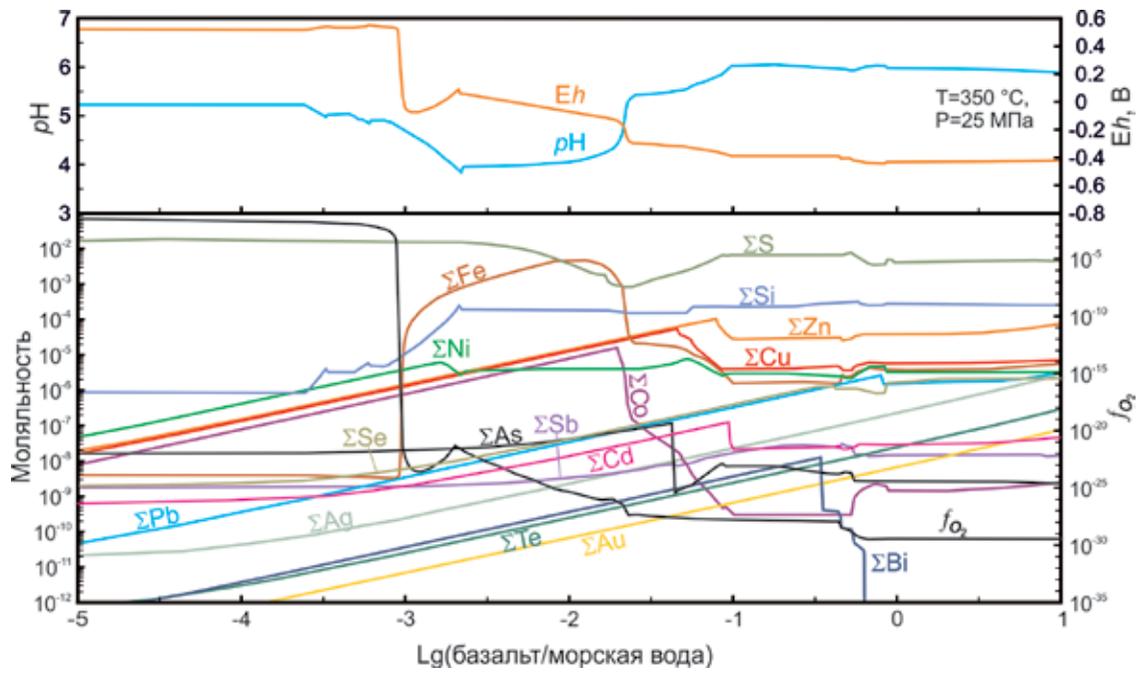


Рис. 8.1.10. Содержания элементов в растворе, полученном при взаимодействии нагретой морской воды (Т 350°С, Р 25 МПа) с породами океанического дна в зависимости от соотношения порода/морская вода [Трегьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016].

ные соотношения пород и морской воды при высокотемпературном взаимодействии и формировании рудных залежей на морском дне соответствуют значениям от 0.001 до 0.1 ($-3 < \xi < -1$) [Третьяков, 2015].

Поведение Fe легко расшифровывается при изучении минеральной зональности труб. Его основное количество кристаллизуется в виде колломорфного пирита на поверхности труб. Во внутренней части труб черных курильщиков обычно вырастают субгедральные кристаллы пирротина, затем последовательно — халькопирита или изокубанита, сфалерита, марказита и опала. В халькопиритовом слое, нарастающем на внутреннюю часть стенки типичной трубы, пирит и изокубанит обычно концентрируются в приграничных слоях. Осевые каналы труб нередко заполнены пиритом, марказитом, пирротинном. Аналогичная последовательность наблюдается и в палеокурильщиках колчеданных месторождений кипрского и уральского типов, где вместо пирротина по нему образованы псевдоморфозы пирита и марказита. В трубах колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа псевдоморфозы по пирротину и изокубанит не встречаются. Таким образом, отложение основного количества пирита и пирротина происходит в средне- и низкотемпературные стадии формирования гидротермальных труб.

Медь. В рудах колчеданных месторождений наибольшим распространением пользуется халькопирит. Отношения Cu/Zn и Cu/Pb уменьшаются в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений по мере увеличения количества подрудных кислых вулканитов [Колчеданные..., 1979; Медноколчеданные..., 1988; 1992; 1995; Контарь, Либарова, 1997 и др.]. Особенно наглядно это прослеживается при сравнении гидротермальных труб палеокурильщиков. На месторождениях кипрского и атлантического типов доминируют пирит-халькопиритовые трубы, на месторождениях баймакского и куроко типов чаще встречаются барит-халькопирит-сфалеритовые разновидности. Промежуточное положение занимают трубы колчеданных месторождений уральского типа, где встречены все их минеральные разновидности. Второстепенными сингенетичными минералами меди являются кубанит, изокубанит, борнит, теннантит, тетраэдрит, халькозин, дигенит, энаргит, люционит, фаматинит, ковеллин. Гипергенные минералы меди, в основном, представлены сульфидами, сульфатами, карбонатами, хлоридами меди и самородной медью. Сходный минеральный состав характерен и для сульфидных руд современных колчеданообразующих систем [Fouquet et al., 2010; Monecke et al., 2016].

В отношении главных агентов флюидного переноса в кислых условиях Cu проявляет наибольшее сродство к Cl. Это подтверждается результатами физико-химического моделирования [Дифференциация..., 2016]. Поведение Cu, Co и Zn однотипно — они накапливаются в растворе вплоть до появления твердых фаз в измененной породе: Cu_{\max} (моль/кг H_2O) для перидотита — 3.24×10^{-5} ($\xi = 0.25$), для базальта — 5.68×10^{-5} ($\xi = -1.35$), дацита — 1.28×10^{-5} ($\xi = -1.45$), осадка — 7.37×10^{-6} ($\xi = -1.8$). Основные комплексы в гидротермальном растворе представлены $CuCl_3^{2-}$ и $CuHS^0$. В отличие от многих других микроэлементов Cu накапливается до насыщения флюида относительно

сульфидов на начальных стадиях взаимодействия породы с морской водой. В связи с этим зрелые гидротермальные системы обеднены Cu. Поведение и состав соединений Cu в гидротермальных флюидах зависят от состава вмещающих пород. В рамках модели рециклинга наиболее вероятным источником Cu и многих других металлов для гидротермальных рудообразующих систем дна океана являются породы основного состава — габбро или базальты. Наиболее реальные соотношения пород и морской воды при высокотемпературном взаимодействии и формировании колчеданных рудных залежей на морском дне ориентировочно соответствуют значениям ξ от 0.001 до 0.1 [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016].

При формировании труб курильщиков минералы Cu занимают, как минимум, три-четыре позиции в зональности труб. Наружная подзона во внешней части оболочки трубы нередко обогащена колломорфным халькопиритом (поля Брокен Спур в САХ и Пакманус в Западной Пацифике, Александринское месторождение на Урале). Нельзя, конечно, исключить и прямого осаждения халькопирита на поверхности труб. Однако, судя по реликтам пирита, не исключено, что этот халькопирит образовался по колломорфному пириту в стадию синхронного субмаринного гипергенеза. Как правило, этот халькопирит наследует от колломорфного пирита элементы-примеси низкотемпературной ассоциации (Mn, Ni, As, Tl, Ba). Во внутренних частях оболочек гидротермальных труб могут встречаться дигенит и борнит или теннантит, образовавшиеся на фронте взаимодействия гидротермальных флюидов и морской воды. Внутренняя часть труб обычно заполнена халькопиритом и изокубанитом или промежуточными твердыми растворами Cu-Fe-S. Следует отметить, что изокубанит — минерал-индикатор черных курильщиков. В черных курильщиках для гидротермального халькопирита характерны примеси Se, Sn, Te, иногда Co и Bi. Халькопириту серых курильщиков свойственны Ag, As, Sb и Au [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009, 2017]. Гораздо реже в виде кристаллов встречается борнит (месторождение Мотояма в Японии). В осевых частях каналов труб в ассоциации со сфалеритом, кварцем или баритом присутствуют блеклые руды или, реже, дигенит. Их наличие указывает на затухание гидротермальной деятельности и увеличение роли морской воды в процессах минералообразования.

Цинк. Главным минералом Zn в рудах колчеданных месторождений является сфалерит, содержания которого возрастают в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений от медноколчеданных до колчеданно-полиметаллических от 0.5 до 15 %. В этом же направлении в сфалерите уменьшается количество Fe и возрастает — Cd. В современных колчеданообразующих системах значительное место среди минералов Zn занимает вюртцит [Fouquet et al., 2010]. В сульфидах Zn часто присутствует тонкая вкрапленность халькопирита. В качестве примеси Zn присутствует в изокубаните, блеклых рудах, хромшпинелидах и реже магнетите.

Максимальная экстракция Zn при взаимодействии горячей морской воды с породами происходит в кислых восстановительных условиях вплоть до появления твердых фаз в изменяемой породе (см. рис. 8.1.10). Так, из перидотита

дотита Zn может максимально экстрагироваться 8.4×10^{-5} моль/кг H_2O при $\xi = -0.97$, базальта — 6.9×10^{-5} ($\xi = -1.3$), дацита — 6.26×10^{-5} ($\xi = -1.37$) и осадка — 6.05×10^{-5} ($\xi = -1.27$). Как показывают расчеты, максимальные количества Zn, извлекаемые из различных пород, примерно одинаковы. Главными комплексами Zn в растворе являются $ZnCl^+$ и $ZnCl_2^0$ для базальта и дацита при любых ξ и соотношениях порода/морская вода меньше концентраций насыщения сфалерита для перидотита и осадка. Для повышенных значений ξ в двух последних системах преобладают $Zn(HS)_2^0$ или $ZnCl^+$ [Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016].

Поведение Zn в условиях гидротермального литогенеза можно рассмотреть на примере зональности гидротермальных труб палеокурильщиков. На месторождениях атлантического и кипрского типов сфалерит ограниченно концентрируется во внутренних частях оболочек труб или заполняет осевые части каналов. При этом халькопирит и пирит доминируют над сфалеритом. В курильщиках месторождений куроко, баймакского и рудноалтайского типов сфалерит преобладает. Особенно много его в диффузерах, где он ассоциирует с баритом, галенитом и блеклыми рудами. На месторождениях уральского типа имеются все разновидности труб. При этом по мере нарастания в трубах количества сфалерита теллуридные и арсенидные ассоциации сменяются золото-галенит-блекловорудными [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2013]. В современных черных курильщиках отложения гидротермального сфалерита и вюртцита обычно относятся к среднетемпературной гидротермальной фации [Богданов и др., 2006б].

Поведение Zn в условиях гидротермального рудогенеза можно также рассмотреть на примере вариаций состава блеклых руд, нередко встречающихся в палеокурильщиках. В длительной истории изучения блеклых руд делались неоднократные попытки установить зависимость их состава от состава рудовмещающих формаций, рудно-формационных типов месторождений и физико-химических условий, в основном, золоторудного минералообразования [Радкевич, 1940; Мозгова, Цепин, 1983; Бортников, Некрасов, 1987; Моралев и др., 1988; Ненашева, 2009; Филимонов, Спиридонов, 2011; Спиридонов, 2013; Spiridonov, 2005]. Связь состава блеклых руд с определенными рудно-формационными типами колчеданных месторождений устанавливается менее отчетливо [Радкевич, 1940; Цепин и др., 1978; Мозгова, Цепин, 1983; Еремин, 1983; Бресковска и др., 1984; Спиридонов, 1987; Бахтина и др., 1991; Eremim et al., 2007; Филимонов, 2009]. При этом обращалось внимание, что повышенная «цинкистость» блеклых руд находится в противоречии с формированием их в «высокожелезистой» среде, богатой пиритом и халькопиритом [Цепин и др., 1978, 1979]. Вместе с тем, оказалось, что вариации составов блеклых руд колчеданных месторождений гораздо шире, а выявленные региональные зависимости по мере изучения минералогии колчеданных руд менее отчетливы [Пшеничный и др., 1998]. Значительные вариации составов блеклых руд, во многом, связаны с тем, что в выборки попадают минералы из разных минеральных ассоциаций и рудных фаций, сформированных в различных физико-химических условиях. Более корректным

было бы сравнение блеклых руд, входящих в состав близких по происхождению рудных фаций или микрофаций применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений.

Удобным материалом для такого сравнения являются гидротермальные сульфидные трубы палеокурильщиков [Масленников и др., 2010; Maslennikov et al., 2013]. Многие трубы нередко содержат сингенетичные включения блеклых руд и характеризуются хорошо сохранившимися тонкими текстурами и структурами, позволяющими сопоставлять их с современными черными и серыми курильщиками [Масленников, 1991, 1999, 2006; Little et al., 1997; Herrington et al., 1998; Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009, 2013]. К настоящему времени имеется более 500 анализов блеклых руд из сульфидных труб колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая. Это позволяет статистически сопоставить их составы применительно к различным типам колчеданных месторождений и получить новые данные об условиях их формирования.

В соответствии с номенклатурой Н.Н. Мозговой и А.И. Цепина [1983] теннантит включает железистые и цинкистые разности. По увеличению средней цинкистости теннантита в гидротермальных трубах колчеданные месторождения Урала выстраиваются в следующий ряд: Яман-Касинское (37 %) → Валенторское → (49 %), Молодежное (51 %) → Юбилейное (60 %) → Октябрьское (75 %) → Узельгинское-4 (79 %) → Александринское (89 %). Ряд цинкистости теннантита приблизительно совпадает с рядом удаленности колчеданных месторождений от базальтового основания. Исключением являются Сафьяновское (Средний Урал) и Николаевское (Рудный Алтай) месторождения, залегающие на риодацитовом основании. Сульфидные трубы этих месторождений включают разновидности теннантита, характеризующиеся повышенными средними значениями Fe^* (32 и 46 %, соответственно).

Модули цинкистости тетраэдрита-теннантита и теннантита Яман-Касинского, Октябрьского и Узельгинского месторождений близки. Тетраэдрит-теннантит и теннантит Артемьевского месторождения (Рудный Алтай), также как и тетраэдрит, характеризуется низкой цинкистостью (26–46 %), что роднит его с Николаевским месторождением, в подрудной толще которого отмечены углеродистые алевропелиты. Цинкистость тетраэдрита Сафьяновского месторождения гораздо выше (≈ 90 %) по сравнению с цинкистостью тетраэдрита-теннантита (71 %) и теннантита (68 %). В блеклых рудах Сафьяновского и Узельгинского месторождений и поля ТАГ (САХ) нарастают содержания Zn по мере увеличения количества Sb. Исключение составляет фрейбергит Артемьевского месторождения, характеризующийся более высокими отношениями Fe/Zn .

В целом, цинкистость блеклых руд возрастает в ряду от кипрского к уральскому и куроко типам. Таким образом, установленная ранее зависимость минерального состава курильщиков от состава рудовмещающих формаций [Масленников и др., 2010] дополняется и подтверждается данными по блеклым рудам. В рудно-формационном ряду колчеданных месторождений по мере нарастания в геологическом разрезе кислых вулканитов по отноше-

нию к основным меняется минеральный состав сульфидных труб курильщиков от медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных к барит-колчеданно-полиметаллическим. В этом же направлении по мере нарастания количества сфалерита нарастает цинкистость блеклых руд. Цинкистость теннантита сульфидных труб колчеданных месторождений яшма-риолит-базальтовой формации находится в зависимости от глубины залегания базальтов в подрудной толще или доли кислых вулканитов. Цинкистость теннантита увеличивается от 38 до 89 % в ряду колчеданных месторождений Урала по мере увеличения мощности подрудных кислых вулканитов, отделяющих рудные тела от базальтового основания (см. выше). Исключение составляет Юбилейное месторождение, в теннантите которого содержания Fe умеренные. Еще более крайними членами этого ряда могут быть колчеданные месторождения яшма-базальт-риолитовой формации Понтид (Турция) и Хокуроко (Япония), где сульфидные трубы курильщиков содержат высокоцинкистые теннантиты (Zn^* 94 %), а мощность подрудной толщи кислых вулканитов превышает 300–400 м.

Нарастание цинкистости блеклых руд может быть связано с повышением окислительного потенциала растворов, который определяется как повышением фугитивности серы, так и кислорода [Спиридонов, 1990]. Можно предполагать, что, в отличие от базальтов, риодациты, находившиеся на пути гидротермальных флюидов, не только не поставляли значительное количество Fe^{2+} , но и почти не сдерживали его окисление при смешении гидротермального флюида с морской водой. Это приводило к увеличению отношения Zn/Fe в гидротермальных растворах и, соответственно, в блеклых рудах.

Первое исключение из этого правила составляют блеклые руды тальк-пирит-халькопирит-сфалеритовых труб Юбилейного месторождения. Несмотря на ассоциацию с бонинитами, в парагенезисе со сфалеритом и электроном находится, в основном, тетраэдрит-теннантит. Присутствие кальцита может свидетельствовать о значительном смещении гидротермальных флюидов с морской водой и осаждении его в слабощелочных условиях.

Второе исключение из этого правила составляют колчеданные месторождения, относящиеся к черносланцевой риодацитовой формации (Николаевское, Сафьяновское, Артемьевское). Блеклые руды сульфидных труб этих месторождений характеризуются пониженной цинковистостью и, соответственно, повышенной железистостью (32–60 %), несмотря на то, что кислые вулканиты содержат гораздо меньшее количество Fe, чем базальты. Следует заметить, что и тетраэдрит Артемьевского месторождения содержит много Fe, что может быть связано с дополнительным взаимодействием морской воды с органическими илами. Действительно, расчеты показали, что при взаимодействии морской воды с осадками (впадина Гуаймас) поле высоких концентраций ΣFe значительно расширяется.

Свинец. Главным минералом Pb в рудах колчеданных месторождений является галенит PbS. В нем могут присутствовать примеси Sb, As и Bi до 3.1 и 5 мас. %, соответственно. Висмут встречается совместно с Ag, причем оба входят в твердый раствор в галените $(AgBi)S-PbS$. В виде следов в галените

могут присутствовать Se и Te, образующие изоструктурные с галенитом минералы (например, галенит-клаусталит). Широко распространенный алтаит PbTe установлен в рудах месторождений уральского и баймакского типов [Зайков и др., 2001; Maslennikov et al., 2013a]. Раклиджит $(Pb,Bi)_3Te_4$ занимает второе место по распространенности после алтаита. Он наблюдается в виде включений в пирите и его более крупных перекристаллизованных разностях. На Юбилейном месторождении обломки халькопирит-сфалерит-пиритовых труб черных курильщиков в рудных брекчиях содержат включения алтаита, раклиджита и Pb- и Ag-содержащего промежуточного твердого раствора [Maslennikov et al., 2013a, b]. Особенно широко твердые растворы состава $Ag_2Te/PbTe-Bi_2Te_3$ распространены в трубах палеокурильщиков Валенторского месторождения [Maslennikov et al., 2013a].

Крустификационный галенит характерен для фрагментов пирит-барит-халькопирит-сфалеритовых и халькопирит-сфалеритовых труб черных курильщиков Яман-Касинского месторождения [Масленникова, Масленников, 2007]. Кристаллы субгедрального галенита обычно нарастают на внутренние стенки каналов труб после отложения сфалерита, но до формирования баритового заполнения. В халькопиритовом слое сульфидных труб Яман-Касинского месторождения галенит обычно замещал включения алтаита. В сульфидных трубах черных палеокурильщиков колчеданных месторождений Урала (Яман-Касинское, Валенторское) установлены варьирующие по составу Te- и Pb-содержащие минералы, образующие непрерывные серии твердых растворов [Maslennikov et al., 2013]. В обломках халькопирит-сфалеритовых труб черных курильщиков Сафьяновского месторождения крустификационный галенит располагается в виде микровключений, нередко в ассоциации с золотом и теннантитом [Сафина, Масленников, 2009]. В оболочках многих труб галенит ассоциирует с блеклыми рудами. Количество галенита в сульфидных трубах возрастает, а алтаита — падает по мере увеличения в них общего количества сфалерита, кварца и барита. Это связывается с нарастанием роли морской воды в процессах минералообразования [Масленникова, Масленников, 2007]. Особенно много галенита в богатых сфалеритом баритсодержащих трубах месторождений типа куроко и рудно-алтайского типа.

В современных гидротермальных полях повышенные содержания Pb (до 7–13 мас. %) свойственны рудам гидротермальных полей, залегающих в трогах Эсканаба и Гуаймас, выполненных осадками [Peter, Scott, 1988; Koski et al., 1988; Zierenberg et al., 1993]. В рудах полей Рейнбоу и Логачев (САХ) содержания Pb варьируют от следов до 0.07 %, в сульфидах на базальтах — 0.033 % [Леин и др., 2003]. В гидротермальных трубах современных курильщиков минералы Pb встречаются нечасто, и обычно они связаны с курильщиками, залегающими на осадочном основании или на кислых вулканитах. Отдельные малые постройку, локализующиеся на осадках в районе хребта Горда, сложены полиметаллическими рудами с присутствием в них галенита, примесью буланжерита и тетраэдрита [Koski et al., 1988]. Содержание Pb в этих рудах варьирует от 0.02 до 0.5 %. Сульфидные отложения из областей срединно-океанических хребтов, покрытых осадками

(например, трог Эсканаба в хребте Горда), содержат большое количество галенита, а также буланжерит $(\text{Pb,Zn})_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$, иорданит $(\text{Pb}_{14}\text{As}_7\text{S}_{24})$ и франкеит $(\text{Pb}_5\text{Sb}_2\text{Sn}_3\text{S}_{14})$.

Сульфиды задугового бассейна Лау содержат галенит, а также сложные и местами нестехиометрические Pb-As сульфосоли (гратонит $\text{Pb}_9\text{As}_4\text{S}_{15}$, иорданит) [Fouquet et al., 1993]. Массивные сульфиды трога Окинава характеризуются большим количеством серебросодержащего галенита, As- и Sb (Ag-) блеклых руд (теннантит, тетраэдрит) и Ag-Sb-Pb сульфосолей [Halbach et al., 1989]. В сульфидах гидротермального поля Рейнбоу-2 галенит является весьма распространенным минералом [Леин и др., 2003]. В его составе присутствует Sb (3 мас. %). Помимо тетраэдрита примесь Pb (8.2 мас. %) установлена в составе неназванного минерала [Леин и др., 2003]. Также в рудах поля Логачев присутствует иорданит.

По результатам физико-химического моделирования Pb накапливается в растворе в зрелых гидротермальных системах в условиях значительного преобразования вмещающих пород вплоть до достижения концентрации насыщения относительно галенита или клаусталита (точки перелома графика ΣPb). Это согласуется с результатами натурных наблюдений: широкое проявление серицит-кварцевых метасоматитов коррелирует с увеличением содержаний Pb в колчеданных рудах. В зрелых гидротермальных системах (повышенные значения отношения порода/морская вода) флюиды насыщены Pb. В результате создаются условия для отложения его минералов даже в недрах гидротермальной системы, как это наблюдается на многих колчеданных месторождениях рудноалтайского типа [Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016].

В гидротермальных трубах курильщиков, принадлежащих к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений, Pb концентрируется, главным образом, в колломорфном и фрамбоидальном пирите (подзона А1). Значительное количество Pb сосредоточено в псевдоморфозах пирита по пирротину (подзона А2). Реже Pb концентрируется в изокубаните (Дергамышское месторождение) и халькопирите (Султановское месторождение), возможно, в виде нановключений алтаита и галенита. В халькопирите гидротермальных труб Яман-Касинского и Молодежного месторождений Pb концентрируется в виде включений алтаита. На Валенторском месторождении в халькопирите распространены микровключения минералов непрерывной серии теллурувисмутит-кочкарит-раклиджит. Трубы Александринского месторождения содержат включения галенита, главным образом, в сфалерите. На Сафьяновском месторождении халькопирит труб иногда содержат галенит. В преобразованных сульфидных турбидитах Сафьяновского месторождения особенно много буланжерита.

Анализ распределения Pb в пирите, обладающем различной кристаллическостью, позволяет расшифровать поведение этого элемента в процессах гидротермального литогенеза колчеданных труб. Установлено, что максимальные содержания Pb, также как и Tl, характерна для гидротермально-осадочных микрофаций колломорфного пирита. Очевидно, при резком остывании гидротермальных флюидов происходило массовое отложение тонкодисперсного галени-

та на поверхности труб. Существенно ниже содержания Pb в эвгедральных кристаллах пирита — продуктах перекристаллизации колломорфных и тонкодисперсных разновидностей пирита во внутренних частях оболочек труб. При высокотемпературной перекристаллизации происходил вынос Pb и других элементов низкотемпературной геохимической специализации (Mn, Tl, Ba). Еще ниже содержания Pb в эвгедральном и субгедральном пирите халькопиритовой и сфалеритовой крустификаций каналов труб. Особенно отчетливо это заметно на примере пирит-халькопиритовых труб.

Селен. Селен — летучий элемент попутной добычи, который обладает повышенной биологичностью и высокой токсичностью [Иванов, 1996]. Дифференциация Se в колчеданообразующих системах может происходить в различных условиях: 1) в недрах гидротермальной рециклинговой системы, 2) во время роста гидротермальных построек, при 3) аутигенезе (гальмиролизе, диагенезе, катагенезе) сульфидной постройки и продуктов ее разрушения и 4) гипергенезе колчеданной залежи.

В рудах колчеданных месторождений содержания Se — самые высокие среди сульфидных месторождений: например, в уральских месторождениях они уменьшаются по мере снижения доли Cu в суммарных запасах Cu, Zn и Pb [Баранов, Овчинников, 1980]. Содержания Se в халькопирите убывают в ряду от медноколчеданных месторождений кипрского типа (1000–3000 г/т) к медно-цинково-колчеданным месторождениям уральского типа (22–70 до 310 г/т) и, наконец, к колчеданно-полиметаллическим месторождениям баймакского и куроко типов (5–51 г/т), т.е. по мере снижения роли базальтов в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений. Еще ниже содержания этого элемента в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа [Иванов, 1996]. В этом же направлении увеличивается количество кислых вулканитов, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, снижается интенсивность вулканизма и нарастает степень зрелости магматогенно-гидротермальных систем [Масленников, 2012].

Основное количество Se в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений концентрируется в галените. Вместе с тем, халькопирит, ассоциирующий с пирротинем, характеризуется высокими содержаниями Se. Пирит, встречающийся вместе с халькопиритом, отличается более высокими содержаниями Se по сравнению с ассоциирующим сфалеритом [Иванов, 1996].

Селен и теллур. Одной из проблем интерпретации типохимизма сульфидов черных курильщиков в рамках рециклинговой модели является разная степень обогащения их химическими элементами, содержания которых считаются равными в различных по составу вулканитах. К таким элементам, например, относятся Se и Te, средние содержания которых во всех типах магматических и вулканогенных пород вне зависимости от их состава принимаются примерно равными 5×10^{-6} и 1×10^{-7} г/т, соответственно [Войткевич и др., 1990]. В большинстве черных курильщиков содержания Se превосходят содержания Te на один-два порядка, также как это наблюдается во вмещающих породах, что может свидетельствовать в пользу рециклинговой модели. Исключение составляют черные курильщики, ассоциирующие

с риолит-базальтовой формацией Урала, в которых отношение Se/Te значительно варьирует и может быть существенно меньше 50. Очевидно, дифференциация этих элементов в гидротермальной системе — процесс более сложный, чем простое выщелачивание из вмещающих пород и полное отложение в составе черных курильщиков [Дифференциация ..., 2016].

Уменьшение содержаний H_2Te и H_2Se относительно H_2S в недрах гидротермальной системы может быть связано с их окислением при взаимодействии гидротермальных флюидов с морской водой. При окислении устойчивость этих соединений уменьшается в ряду $H_2S > H_2Se > H_2Te$ [Maslennikov et al., 2017]. Процессами опережающего окисления H_2Se по отношению к H_2S объясняется уменьшение содержаний Se в халькопирите от черных курильщиков к серым и бесцветным в соответствии с нарастанием степени взаимодействия с морской водой [Maslennikov et al., 2009; Maslennikov et al., 2017]. Уменьшение содержаний Se в халькопирите черных курильщиков в пределах выделенного нами формационного ряда связано с нарастанием степени окисления H_2Se по мере уменьшения объемов ультрамафитов и базальтов — горных пород, буферизирующих окислительное воздействие морской воды. Исключения представляют палеокурильщики, сформированные на риолит-дацитовых комплексах с углеродистыми отложениями (Николаевское месторождение на Рудном Алтае, Сафьяновское месторождение на Урале). Содержания Se в халькопирите этих курильщиков иногда выше, чем в халькопирите черных курильщиков, формирующихся на ультрамафитовом или базальтовом основаниях современных СОХ. Очевидно, органическое вещество, также как и Fe^{2+} , сдерживало процессы окисления H_2Se .

При взаимодействии морской воды с нагретыми до $350^\circ C$ породами по мере увеличения отношения порода/морская вода снижаются Eh и pH в системе, однако, затем pH возрастает при дальнейшем снижении Eh (см. рис. 8.1.10). Окисленные соединения Se, такие как SeO_4^{2-} , превращаются в восстановленные H_2Se^0 , HSe^- и Se^{2-} . Этот переход на графике совпадает с общим падением Eh в системе, что связано с исчерпанием окислительной буферной емкости морской воды, которая поддерживается такими соединениями, как O_2^0 , HSO_4^- и др., расходуемыми на окисление Fe^{2+} , S^{2-} и C в твердых фазах (пироксены, магнетит, сульфиды).

Количество этих соединений, в целом, возрастает по мере увеличения ξ , что может быть интерпретировано как повышение степени зрелости гидротермально-метасоматической системы и превращения большего количества исходных пород в метасоматиты. Однако начало появления и количество восстановленных соединений Se зависят от состава и его содержания в породе. Например, при взаимодействии разогретой морской воды с осадками, обогащенными органическим веществом, восстановленные соединения Se появляются на более ранней стадии и в большем количестве. В моделируемых системах порода/морская вода идет отчетливое разделение Se между измененной породой и раствором, хотя в последнем он постепенно накапливается по мере увеличения параметра ξ . Однако при достижении концентрации насыщения с одной из твердых фаз его концентрации в растворе

понижаются. Так, в системе с перидотитом при $\xi > 0.15$ появляются клаусталит и кадмоселит, в системе с базальтом при $\xi = 0.48$ — клаусталит, что отражается переломом на графике моляльности ΣSe . Для дацита появление клаусталита происходит при $\xi = -1.24$, а в системе с осадком клаусталит и кадмоселит появляются при $\xi = -1.35$, и последний исчезает с появлением гринокита ($\xi = -1.21$) [Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016]. Восстановленные гидротермальные флюиды, реагирующие с осадками, насыщенными органическими соединениями, обогащаются дополнительными порциями растворенного Se за счет ассимиляции его из твердых фаз. В этом случае, кроме перечисленных восстановленных растворенных соединений, дополнительно появляется $SeCN^-$. Гораздо позже образуются восстановленные комплексы Se при взаимодействии горячей ($350^\circ C$) морской воды с базальтами и дацитами. Примерами месторождений, связанных с осадочными породами, обогащенными органикой, могут быть Сафьяновское (Средний Урал) и Николаевское (Рудный Алтай).

Взаимодействия в реакционной зоне базальтовой магматической камеры могут привести к формированию гидротермальных флюидов и растворенных соединений Se в равновесии с пирротинном. При прохождении через основные и ультраосновные породы гидротермальные флюиды длительное время находятся с ним в равновесии, даже после значительного смешения с морской водой. Этому способствует высокая концентрация восстановленных соединений в растворе, таких как H_2^0 , H_2S^0 , CH_4^0 , Fe^{2+} и др.

Кислые вулканы, в отличие от основных и ультраосновных пород, меньше препятствуют такому окислению. Таким образом, уже в недрах гидротермальной системы происходит дифференциация Se и S, которая фиксируется при сравнении халькопирита черных курильщиков СОХ и серых курильщиков, сформированных во внутридуговых бассейнах. Для рудноалтайской провинции, В.Д. Баранов [1963] показал, что Se как относительно слабоподвижный элемент в ряду S–Se–Te накапливается вблизи главных рудоподводящих каналов.

Дифференциация Se в процессе роста сульфидной постройки наиболее отчетливо выявляется при изучении геохимической зональности гидротермальных труб современных и древних черных и серых курильщиков [Butler, Nesbit, 1999; Maslennikov et al., 2009; Revan et al., 2013; Масленников и др., 2016]. Халькопирит и пирит современных черных курильщиков характеризуются сильными колебаниями содержаний Se (0.1–3834 г/т). Более слабые вариации содержаний характерны для сфалерита и вюртцита. Повышенные содержания Se — характерная черта высокотемпературного халькопирита, крустифицирующего каналы труб современных черных курильщиков [Butler, Nesbitt, 1999; Halbach et al., 2003].

Максимальные концентрации Se в палеокурильщиках Урала, также как и в современных черных курильщиках, свойственны халькопиритовым слоям, покрывающим внутреннюю стенку каналов палеогидротермальных труб. В гидротермальном халькопирите из оболочки труб содержания Se намного ниже, чем в крустификационном халькопирите, заполняющем осевые

каналы. Концентрации Se в сфалерите, обычно формирующемся при более низких температурах [Halbach et al., 2003], в два-три раза ниже, чем в халькопирите. В оболочке труб сфалерит содержит еще меньше Se. Повышенные количества Se иногда отмечаются также в эвгдральных кристаллах пирита, заключенных в гидротермальный халькопирит. В трубах Дергамышского месторождения содержания Se в эвгдральном пирите, заключенном в халькопирите, даже выше, чем в халькопирите. Гораздо реже это встречается в трубах месторождений других типов. В субгдральном пирите, марказите и колломорфном пирите из оболочек труб содержания Se на порядок более низкие, чем в халькопирите.

В целом, геохимическая зональность труб черных курильщиков отражает температуры минералообразования в каждой зоне. Высокотемпературные ассоциации крустификационного халькопирита, как ожидается, имеют повышенные содержания Se, замещающего S при высоких температурах [Hannington et al., 1991, 1995; Huston et al., 1995]. Снижение температуры минералообразования является причиной пониженных содержаний Se в халькопирите оболочек как современных [Butler, Nesbitt, 1999], так и древних [Maslennikov et al., 2009] черных курильщиков. Общее обогащение Se зависит от температуры флюида. Например, повышенные содержания Se достигаются при температуре 350°C [Auclair et al., 1987; Hannington et al., 1991, 1995; Butler, Nesbitt, 1999]. В противоположность этому, халькопирит, обедненный Se, образуется при средних и низких температурах [Rouxel et al., 2004]. Низкое содержание Se (<10 г/т) типично для диагенетического халькопирита [Maslennikov et al., 2009]. В целом, содержания Se в халькопирите снижаются в ряду от высокотемпературных черных курильщиков к низкотемпературным белым курильщикам или мерцающим диффузерам [Maslennikov et al., 2017]. Аналогичная картина наблюдается в ряду от медноколчеданных черных палеокурильщиков к барит-полиметаллическим белым курильщикам Яман-Касинского месторождения [Maslennikov et al., 2009]. По мере нарастания в постройках палеокурильщиков содержаний сфалерита, кварца, пирита, талька, кальцита или барита и уменьшения количества халькопирита последовательно уменьшаются и содержания Se. Эта же зависимость установлена в ряду от пирит-халькопиритовых труб к их пирит-сфалеритовым разновидностям на Юбилейном месторождении (см. главу 7.4).

Повышенные содержания Se в сульфиде могут отражать как высокую температуру, так и $Eh-pH$ зависимость константы диссоциации H_2Se [Дьячкова, Ходарковский, 1968]. Вмещающие породы могут контролировать Eh и pH гидротермальных флюидов и, соответственно, влиять на концентрацию Se, входящего в состав халькопирита. Очевидно, что значительную роль в высокой концентрации Se в халькопирите играют сильные восстановительные свойства колчеданообразующих флюидов, проходящих через ультрамафиты (Дергамышское), базальты (Бурибайское, Султановское) и богатые органическим веществом осадки (Сафьяновское, Николаевское). Максимальных содержаний Se достигает в халькопирите и сфалерите труб колчеданных месторождений, ассоциирующих именно с этими породами (см. рис. 8.1.10). Это же относится и к халькопириту гидротермальных труб современных куриль-

щиков [Maslennikov et al., 2017]. Эти эвристические модели поведения микроэлементов подтверждаются результатами физико-химического моделирования роста гидротермальных труб [Третьяков, 2008].

Положительная корреляция Se и Te наблюдается только в палеокурильщиках, ассоциирующих с серпентинитами (Дергамышское), базальтами (Бурибайское, Юбилейное, Султановское) или богатыми органическими веществами (Сафьяновское) осадками и в современных курильщиках СОХ [Maslennikov et al., 2017]. Именно в этом случае сохраняется положительная корреляция Se и Te, свидетельствующая в пользу изоморфного вхождения этих элементов в халькопирит в виде Se^{2-} и Te^{2-} [Урусов, 1987; Еремин, 2007]. Положительная корреляция Se и Te исчезает в халькопирите серых курильщиков островодужных бассейнов Западной Пацифики и курильщиков из бимодальных месторождений мафических (уральский тип) и полностью отсутствует в курильщиках месторождений баймакского (Таш-Тау, Александринское) и рудноалтайского (Артемьевское) куроко типов, ассоциирующих с риодацитами и риолитами. Низкие содержания Se — характерная черта халькопирита гидротермальных труб месторождений баймакского типа (Октябрьское, Валенторское, Таш-Тау, Александринское). Предполагается, что риолиты и дациты, в отличие от базальтов и ультрамафитов, слабо препятствовали окислительному воздействию морской воды. Дифференциация Se между сульфидами гидротермальных труб месторождений баймакского и куроко типов гораздо менее выражена по сравнению с трубами атлантического, кипрского и уральского типов.

Следует отметить на порядок более низкие содержания Se в халькопирите труб палеокурильщиков, залегающих на базальтах (бонинитах) Юбилейного месторождения (см. главу 7.4). Вероятно, магматогенно-гидротермальная система этого месторождения достигла высокой стадии зрелости (плагиогранитной), типичной для магматогенно-гидротермальных систем, сформировавших колчеданные месторождения уральского типа [Масленников, 2012].

Эти результаты согласуются с данными по распределению Se в современных курильщиках [Maslennikov et al., 2017]. Халькопирит типичных черных курильщиков, связанных с серпентинитами (поля Рейнбоу, Логачев, Ашадзе) и базальтами (поля Брокен Спур, 9° с.ш. ВТП) СОХ, характеризуется повышенными содержаниями Se (300–3000 г/т). Низкие содержания Se (1–12, до 20 г/т) и Te (0.01–0.14 г/т) типичны для халькопирита из мерцающих курильщиков и диффузеров. В отличие от диффузеров, завершающих рост черных курильщиков, халькопирит первоначальной стадии формирования халькопирит-ангидритовых труб черных курильщиков показывает крайне высокие содержания Se. Например, высокие содержания (2734 г/т) наблюдались в тонком слое халькопирита, покрывающем стенку канала ангидритовой трубы на поле 9° с.ш. ВТП. Положительная Se-Te корреляция характерна и для халькопирита современных черных курильщиков, ассоциирующих с серпентинитами и базальтами.

Содержание Se в халькопирите серых курильщиков Западной Пацифики значительно ниже (1–240 г/т) по сравнению с черными курильщиками СОХ и горячих точек. В островодужных обстановках содержания Se лишь в редких случаях могут достигать 200–2000 г/т в темно-серых курильщиках [de

Ronde et al., 2011]. Как правило, такие трубы, также как и типичные черные курильщики, содержат пирротин, в отличие от барит-сульфидных труб типичных серых и серовато-белых курильщиков.

Таким образом, низкие содержания Se в халькопирите труб современных и древних курильщиков могут указывать на то, что значительная часть H_2Se окислилась до $HSeO_3^-$, который является сильно токсичным соединением. При взаимодействии с SO_2 часть $HSeO_3^-$ может быть превращена в элементарный Se [Кудрявцев, 1961].

В каналах сфалерит-халькопиритовых труб Александринского месторождения эвгедральный пирит, ассоциирующий с халькопиритом, характеризуется высокими содержаниями как Se, так и Te (см. главу 7.10). В оболочке труб в ассоциации со сфалеритом содержания этих элементов гораздо ниже. Можно предположить, что пирит, обогащенный Se, формировался в более высокотемпературных условиях. В сульфидных брекчиях и преобразованных сульфидных турбидитах максимальные содержания Se в зональном пирите-2, слагающем рудокласты, гораздо ниже, чем в позднем аутигенном незональном эвгедральном пирите-3. Пирит-3 мог формироваться в условиях метаморфизма при повышении температур минералообразования [Ярош, 1973]. Селен, в отличие от Te, не накапливался в эвгедральном пирите-4, встречающемся в госсанитах.

Теллур. Самыми высокими концентрациями Te и его неравномерным распределением характеризуются медно-цинково-колчеданные месторождения, в первую очередь, Урала и Понтида. Как правило, Te представлен микровключениями разнообразных теллуридов. Халькопирит и пирит современных и древних курильщиков характеризуются значительными вариациями содержания Te (0.1–10000 г/т). Содержания Te в сфалерите и вюртците обычно ниже, чем в халькопирите и пирите, а вариации содержания — умеренные. Дифференциация Te, также как Se, происходит в различных условиях: 1) в недрах гидротермальной рециклинговой системы и 2) в процессе роста сульфидных построек.

Теллур, в отличие от Se, предпочтительно образует собственные минералы — теллуриды, отлагающиеся в умеренно-восстановительных условиях [Afifi et al., 1988]. В связи с этим более сложный характер распределения Te объясняется не только степенью окисления H_2Te и HTe^- в недрах гидротермальной системы, но и зависит от окислительно-восстановительных условий отложения теллуридов. Такие оптимальные условия существовали при формировании колчеданных месторождений Урала, сформированных на риолит-базальтовом основании. Эти колчеданные месторождения, также как и трубы черных курильщиков, характеризуются аномальными содержаниями теллуридов. По-видимому, H_2Te , почти полностью окислялся, не достигая поверхности дна в слабо восстановительных и окислительных условиях колчеданосных гидротермальных систем риолит-дацитовых комплексов месторождений куроко типа.

По данным физико-химического моделирования (см. рис. 8.1.10) по мере увеличения ξ , т.е. созревания гидротермальной системы, происходит накопление Te в растворе вплоть до достижения концентрации насыщения для

какой-либо твердой фазы. Однако его содержания в перидотите, базальте и даците очень низкие и находятся на уровне точности расчета, принятой в программе «Селектор» (10^{-9} моль/кг), что не позволяет достоверно оценить его поведение в системах с этими породами. По той же причине твердые фазы с Te не появляются в их метасоматических аналогах.

Для раствора, полученного при взаимодействии морской воды с осадком, установлено, что при $\xi = 2.72$ отлагается самородный теллур, при $\xi = 2.43$ — мелонит, а при $\xi > 0.3$ устойчивым становится гессит, что фиксируется резкими переломами графика содержаний ΣTe . Таким образом, в системе морская вода/осадок идет отчетливое разделение Te между измененной породой и раствором, хотя в последнем он постепенно накапливается по мере увеличения степени зрелости системы [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016]. Результаты расчетов находятся в соответствии с рядом устойчивости соединений к окислению: $H_2Te < H_2Se < H_2S$ [Иванов, 1996; Maslennikov et al., 2017].

Поскольку степень дифференциации магматических комплексов и степень зрелости гидротермально-метасоматических систем нередко находятся в прямой зависимости, можно предполагать, что наибольшее количество Te в раствор будет поступать с колчеданообразующими гидротермами, ассоциирующими с кислыми вулканитами и плагиогранитами. Если Te будет поступать в гидротермальную систему в виде H_2Te , то процессы окисления теллуридов рода при равном количестве взаимодействующей морской воды будут сильнее сдерживаться ультрамафитами и органическим веществом. Обедненные Fe^{2+} кислые вулканиты, вероятно, меньше буферизируют окисление Te^{2-} , HTe^- и H_2Te^0 . Таким образом, в природе наблюдаются два сопряженных процесса: с одной стороны, накопление Te в гидротермальных флюидах по мере созревания магматогенно-гидротермальной системы, с другой — уменьшение количества H_2Te в результате его окисления. Отчасти становится понятным, почему максимальные содержания Te в сульфидах (часто в виде теллуридов) приурочены к месторождениям уральского типа, находящимся в середине, а не в конце рудно-формационного ряда колчеданных месторождений.

При высоких температурах экспериментально доказана возможность ограниченной смесимости Te и S в восстановительных средах [Иванов, 1996]. С другой стороны, важна и степень окисления Te^{2-} в гидротермальных флюидах. Очевидно, что при высокой степени окисления снижается не только вероятность изоморфного вхождения Te^{2-} в сульфидные минералы, но и, в конечном итоге, вероятность формирования собственно теллуридов, осаждению которых способствуют промежуточные Eh условия. Положительная корреляция Se и Te наблюдается только в курильщиках, формирующихся на серпентинитах (поле Рейнбоу в Атлантическом океане, Дергамышское месторождение на Урале) и базальтах (поля ВТП в Тихом океане, Бурибайское, Юбилейное и Султановское месторождения на Урале) или над осадками, богатыми органическим веществом (Сафьяновское месторождение на Урале, Николаевское месторождение на Рудном Алтае), которые обеспечивают сохранение Te^{2-} в гидротермальных флюидах. Положительная кор-

реляция Se и Te, характерная для высокотемпературного халькопирита колчеданных месторождений атлантического и кипрского типов, исчезает в халькопирите колчеданных месторождений, ассоциирующих с кислыми вулканитами. На многих месторождениях уральского и понтийского типов это связано с появлением многочисленных и разнообразных теллуридов. На месторождениях куроко и баймакского типов это связано не только с уменьшением общих концентраций Te^{2-} в гидротермальных флюидах, но и концентрацией Te в блеклых рудах и пирите.

Халькопирит типичных черных курильщиков, связанных с серпентинитами САХ (поля Рейнбоу, Логачева, Ашадзе) и базальтами (поле Брокен Спур), а также полей ВТП 9° с.ш. характеризуется повышенным содержанием Te (7–285 г/т). Низкие содержания (0.01–0.14 г/т) типичны для халькопирита диффузеров. Халькопирит барит-сфалерит-халькопиритовых курильщиков, связанных с базальтами горячих точек (Менез Гвен, Лаки Страйк, Осевая гора), несмотря на высокие концентрации Se (до 3834 г/т), отличается низкими содержаниями Te (<2 г/т). Предполагается, что низкие содержания Te в халькопирите курильщиков можно объяснить большей зрелостью гидротермальных систем по сравнению с системами быстросрединговых СОХ. Очевидно, на этой стадии зрелости происходит опережающее окисление растворенного Te по сравнению с Se. На более высокую зрелость гидротермальных систем горячих точек указывает присутствие барита, т.к. барит является индикатором стадии разложения полевых шпатов.

Еще более зрелыми являются гидротермальные системы внутридуговых бассейнов, поставляющие значительное количество Ba, Tl и Pb — основных продуктов разложения полевых шпатов. В курильщиках задуговых бассейнов наблюдаются не только низкие содержания Te, но и Se. В некоторых случаях содержания Te в халькопирите из серых курильщиков поля Пакманус сильно варьируют (0.01–414 г/т) за счет теллуридов, появляющихся при нарастании фугитивности Te_2 . К этому же типу относятся некоторые месторождения уральского типа, переходные к баймакскому типу (Октябрьское и Валенторское). В халькопирите труб месторождений баймакского типа содержания Se и Te низкие (Таш-Тау и Александринское).

Во многих трубах современных и древних черных курильщиков Te концентрируется в составе халькопирита. Как правило, месторождения, в которых встречаются такие курильщики, залегают в серпентинитовых, базальтовых или риолит-базальтовых толщах, а также над осадками, обогащенными органическими веществами. Как уже было отмечено выше, Se^{2-} и Te^{2-} замещают S^{2-} в халькопирите при высокой температуре (>350°C) [Auclair et al., 1987; Hannington et al., 1991, 1995; Huston et al., 1995; Butler, Nesbitt, 1999]. Тем не менее, в отличие от Se, температурная зависимость Te в халькопирите не столь очевидна [Масленников и др., 2009]. Палеокурильщики, сформированные на базальтах, как правило, содержат мало минералов Te в отличие от обильных теллуридов в палеокурильщиках месторождений уральского типа.

Обогащение Te может быть связано с целым рядом факторов. Его высокие концентрации могут быть объяснены вкладом из субдуцируемых отло-

жений в системе островных дуг [Cook, McPhail, 2001; Ciobanu et al., 2006]. Теллур, наряду с Se, обладает высокой летучестью, что может указывать на вклад магматической газовой составляющей в виде Te_2 [Spooner, 1993; Berkenbosh et al., 2012; Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015]. Например, Bi_2Te_3 и Ag_2Te могут быть образованы в результате прямой реакции Bi^0 и Ag^0 с испарившимся Te^0 вместо H_2Te^0 или HTe^0 . Последовательное осаждение теллуридов и элементарного теллура происходит при небольшом увеличении f_{Te_2} , f_{O_2} и f_{S_2} [Afifi et al., 1988].

По результатам физико-химического моделирования можно утверждать, что по мере созревания гидротермальной системы во флюиде происходит накопление восстановленных соединений Te [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016]. При этом гидротермальные системы, связанные с бимодальными островодужными комплексами, созревают гораздо быстрее, чем системы, ассоциирующие с базальтами [Grichuk, 2012]. Однако в ассоциации с кислыми вулканитами гидротермальные флюиды, а, значит, и восстановленные комплексы Te гораздо легче окисляются при взаимодействии с морской водой вплоть до появления теллуридов. В гидротермальных системах, ассоциирующих с бимодальными комплексами, окисление соединений Te, возможно лишь достигает стадии Te^0 , который скорее способствует образованию теллуридов, чем присутствию Te в изоморфной форме. Исключение составляет пирит, в который Te может входить в изоморфной форме. Именно поэтому в некоторых трубах месторождений баймакского и/или переходного типов (Валенторское, Октябрьское, Александринское) содержания Te в эвгедральном пирите приближаются к содержаниям в халькопирите или даже превосходят последние. Такое же распределение характерно для барит-халькопирит-пирит-сфалеритовых труб некоторых месторождений уральского типа (Яман-Касинское) (см. главу 7.5).

Иногда значительная часть Te осаждается в составе колломорфного пирита на поверхности труб, как, например, на Юбилейном или Яман-Касинском месторождениях. Как правило, Te концентрируется в виде теллуридов, присутствие которых доказывается характерными трендами ЛА-ИСП-МС анализов [Maslennikov et al., 2009]. Например, в колломорфном пирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб распределение Te относительно Au и Ag приближается к линии сильванита, а барит-халькопирит-пирит-сфалеритовых труб — линии гессита. Пирит-халькопиритовые трубы содержат мало Te. Судя по соотношению этих элементов, в колломорфном пирите этих труб, вероятно, встречаются включения электрума. Перекристаллизация колломорфного пирита в условиях роста труб приводит к уменьшению содержания Te в кристаллах пирита. Эвгедральный гидротермальный пирит, ассоциирующий с халькопиритом, запечатанным каналами, содержит повышенные концентрации Te только в пирит-сфалерит-халькопиритовых и барит-халькопирит-пирит-сфалеритовых трубах. Предполагается, что низкие содержания Te в пирит-халькопиритовых трубах связаны с сильно восстановительными и высокотемпературными условиями их формирования [Maslennikov et al., 2009].

Гидротермально-осадочный колломорфный пирит, образующий оболочку труб некоторых современных курильщиков, обычно формировался при резком остывании гидротермальных растворов и массовом осаждении вещества на поверхности труб в холодных кислородсодержащих океанических водах. В этих условиях отлагались теллуриды, которые, судя по термодинамическим данным, неустойчивы лишь в сильноокислительных средах при температурах ниже 230°C [Jaireth, 1991]. Теллуриды выпадают в осадок из-за резких изменений параметров гидротермального флюида, таких как понижение температуры, увеличение Eh и pH [Cook, McPhail, 2001; Ciobanu et al., 2006].

Анализ констант равновесия реакций помогает определиться с направлениями реакций [Масленникова, Масленников, 2007]. Отложение первичного (гидротермального) самородного теллура может происходить при окислении его растворенных комплексов во всем интервале температур с нарастанием вероятности процесса при охлаждении труб. Дальнейшее окисление Te приводит к формированию растворимых кислот. Этот процесс также более вероятен в низкотемпературных условиях, т.е. возможность исчезновения его восстановленных форм (H_2Te^0 , HTe^- и Te^{2-}) увеличивается по мере кондуктивного остывания труб. Главным фактором отложения и растворения Te могло быть смещение гидротермальных растворов с морской водой, которая была источником кислорода и обеспечивала остывание труб. Одним из конечных продуктов процессов окисления Te морской водой является формирование сульфосолей Cu и Ag . Их наиболее ярким и хорошо диагностируемым представителем является голдфилдит, встречающийся в трубах и, в частности, в микрофациях, обедненных халькопиритом. В некоторых трубах Александринского месторождения отмечаются повышенные содержания Te в псевдоморфозах халькопирита по колломорфному пириту [Масленникова, Масленников, 2007], который связан с многочисленными микровключениями теллуросодержащего теннантита [Масленников и др., 2015].

Мышьяк. Мышьяк в рудных фациях колчеданных месторождений образует собственные минералы. Его главным минералом-концентратором является теннантит $Cu_{10}(Zn,Fe,Cu,Hg)_2(As,Sb)_4S_{13}$, который распространен на месторождениях уральского, баймакского и кипрского типов [Медноколчеданные..., 1988]. Менее распространены арсенопирит, энаргит, тетраэдрит $Cu_{10}(Fe,Zn,Cu,Hg)_2(Sb,As)_4S_{13}$ (Яман-Касинское, Бабарькинское) и фрейбергит (Ag -содержащий тетраэдрит) (Сибайское, Учалинское) [Медноколчеданные..., 1988; Масленников, 1999; Новоселов и др., 2009]. Блеклые руды распространены во многих рудных фациях: донной гидротермальной (включая субфацию труб черных курильщиков), придонной гидротермально-метасоматической, кластогенной. В трубах черных курильщиков Яман-Касинского месторождения обнаружены сульфосоли состава $(Cu,Ag,Pb)_3AsS_4$ и $(Ag,Cu)_5Te_3S_8$ [Масленникова, Масленников, 2007].

Энаргит Cu_3AsS_4 установлен в трубах Сафьяновского и Николаевского месторождений рудноалтайского типа. Предполагается, что дополнительным источником As могли служить органогенные осадочные породы. С дру-

гой стороны As — показатель зрелой гидротермальной системы [Grichuk, 2012]. Энаргит и теннантит — второстепенные минералы труб палеокурильщиков месторождений куроко типа. Многочисленные зерна реальгара и аурипигмента установлены в трубах курильщиков Западной Пацифики.

Арсенопирит $FeAsS$ встречен в трубах палеокурильщиков Молодежного и Сафьяновского месторождений Урала и Артемьевского месторождения Рудного Алтая. Кобальтин $CoAsS$ и леллингит найден в рудах месторождений уральского, кипрского и атлантического типов, среди них особенно много этих минералов в трубах черных курильщиков Яман-Касинского месторождения [Масленникова, Масленников, 2007]. Встречается он и в некоторых курильщиках САХ (см. главу 3). Глаукодот или железистый кобальтин $(Fe,Co)AsS$ — редкий минерал колчеданных месторождений Урала. Он установлен в трубах черных курильщиков Сафьяновского месторождения [Масленникова, Масленников, 2007].

Помимо собственных минералов, As изоморфно входит в состав других рудных минералов. Прежде всего, он является типичной примесью в пирите и других сульфидах. В почковидном пирите Узельгинского месторождения содержания As достигают 1.35 мас. % [Vikentyev et al., 2004]. Колломорфный пирит зоны пирит-халькопиритовых труб Яман-Касинского месторождения содержит 2400–7200 г/т As , а эвгдральные кристаллы зоны С в халькопирит-марказит-кварц-пиритовой трубе — 0.2–0.5 мас. % [Масленникова, Масленников, 2007]. Для различных типов пирита из труб Александринского, Сафьяновского и Валенторского месторождений также характерна примесь As . Зона А палеогидротермальных труб Яман-Касинского, Александринского и Валенторского месторождения (пирит, марказит, сфалерит) содержит до 2020, 650 и 1846 г/т As , зона В (халькопирит) — до 1010, 685 и 539 г/т и зона С (сфалерит) — до 4030, 560 и 340 г/т, соответственно [Масленникова, Масленников, 2007].

В современных океанических обстановках As обогащены сульфидные руды гидротермальных полей, связанных с вулканическими дугами, задуговыми бассейнами и срединно-океаническими хребтами, покрытыми осадками (г/т): 2440 (поле Пакманус, задуговой бассейн Манус) [Binns et al., 1993], 136–815 (поле Уайт Леди, задуговой бассейн Северный Фиджи) [Bendel et al., 1993], 204–2050 (поле Уайт Черч), 170–3320 (поле Ваи Лили), 415–14500 (поля Хине Хина) (задуговой бассейн Лау) [Fouquet et al., 1993], 0.02–1.38 % (поле Джейд, трог Окинава) [Halbach et al., 1993], от 1880 до 3900 г/т, в среднем (вулкан Бразерс, дуга Тонга-Кермадек) [de Ronde et al., 2011], 0.27–2.3 мас. % (трог Эсканаба) [Zierenberg et al., 1993], до 570 г/т (Осевая Гора, рифт Хуан-де-Фука) [Hannington, Scott, 1988]. Сульфидные руды Срединно-Атлантического хребта, залегающие на базальтах и ультрамафитах, содержат, в среднем, 171 и 230 г/т As [Fouquet et al., 2010].

Мышьяк в современных гидротермальных полях присутствует в виде собственных минералов и как примесь в сульфидах и сульфосолях. Теннантит — один из самых распространенных минералов As в современных гидротермальных полях. В рудах гидротермального поля Логачев-1 в Средин-

но-Атлантическом хребте установлены сульфосоли состава $Cu_3Pb_2(Sb,As)S_4$ и, по устному сообщению Л.И. Лазаревой, кобальтин и арсениды ряда леллингит-сафлорит [Леин и др., 2003]. Никелин отмечается в рудах гидротермального поля Рейнбоу (САХ) [Бортников и др., 2004].

Более разнообразна минералогия As в рудах гидротермальных полей вулканических дуг, задуговых бассейнов и хребтов, покрытых осадками. Арсенопирит, кобальтин, глаукоцит и арсениды ряда леллингит-сафлорит найдены в сульфидах трога Эсканаба, заполненного осадками [Koski et al., 1988]. Там же описаны сульфосоли ряда иорданит-геокронит [Tögmänen, 2005]. Арсенопирит установлен на некоторых сульфидных полях островной дуги Тонга [Schwarz-Schampera et al., 2003]. Реальгар AsS, аурипигмент As_2S_3 , энаргит, прустит и сульфосоли с As характерны для полей в задуговых бассейнах [Halbach et al., 1993; Dekov et al., 2013]. В полиметаллических сульфидах горы Иордан, нетипичных для Южно-Индийского медленно-спредингового хребта, найдены реальгар и Pb-As сульфоарсенид, близкий по составу к иорданиту [Nayak et al., 2014]. Гратонит $Pb_9As_4S_{15}$, наряду с неидентифицированной Pb-As сульфосолю, найден на поле Хине Хина в задуговом бассейне Лау [Fouquet et al., 1993]. Находки иорданита известны на полях Снейк Пит (САХ) и горы Осевой (рифт Хуан-де-Фука); люционит Cu_3AsS_4 обнаружен в кратере вулкана Палинуро в Средиземном море [Rona, Scott, 1993].

Дифференциация As может происходить на разных стадиях развития колчеданообразующей системы: 1) в условия рециклинга и 2) в процессе роста сульфидных построек.

Физико-химическое моделирование показывает, что поведение соединений As (см. рис. 8.1.10) при взаимодействии морской воды с различными породами определяется его содержанием в исходной породе и Eh-pH системы [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016]. Граница перехода окисленных комплексов As в восстановленные совпадает с резким понижением f_{O_2} , и она последовательно смещается вправо в ряду: осадки → перидотиты → базальты → дациты. Очевидно, в качестве основного восстановителя в осадках выступает органическое вещество, а в других породах — Fe^{2+} . По мере увеличения степени взаимодействия породы с морской водой высвобождается больше As. Основные минимумы его концентраций во флюидах связаны с сопряженным отложением теннантита, особенно в системах с перидотитом и базальтом. Максимальные содержания As в гидротермальном флюиде сохраняются в системе дацит/морская вода. Вероятно, гидротермальные растворы относительно теннантита насыщаются лишь на стадии отложения колчеданных руд на поверхности дна при значительном понижении температуры раствора. Возможно, именно этим объясняется гораздо большее распространение теннантита в рудах месторождений, ассоциирующих с бимодальными комплексами. Гидротермальные флюиды, взаимодействующие с осадками, обогащенными органическим веществом, по содержаниям As приближаются к флюидам системы дацит/морская вода (см. рис. 8.1.10).

Гидротермально-осадочная дифференциация As может быть оценена по минералого-геохимической зональности гидротермальных труб палеокурильщиков применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений.

На Дергамышском месторождении, залегающем среди ультрамафитов, содержания As в трубах палеокурильщиков низкие (см. главу 7.1). Халькопирит характеризуется минимальными концентрациями As. Его содержания резко возрастают в изокубаните, запечатывающем каналы труб. Вероятно, As, определенный методом ЛА-ИСП-МС в изокубаните, концентрируется в тонкодисперсной примеси Fe-Co арсенидов или пирита, возникшей при распаде твердого раствора. Содержания As во всех разновидностях пирита, образующих оболочки труб, как правило, низкие по сравнению с аналогичными разновидностями пирита, встречающимися в трубах палеокурильщиков других месторождений.

Не намного выше содержания As в палеокурильщиках Бурибайского месторождения, залегающего среди базальтов (см. главу 7.2). Содержания As в пирите оболочке изученной трубы (в среднем, 245 г/т) близки средним содержаниям As в целом по месторождению (300 г/т). Они возрастают лишь в единичных зернах эвгедрального пирита на границах зон A/B и B/C. Однако в пределах подзон B1 и B3 большинство зерен эвгедрального пирита характеризуется самыми низкими содержаниями As. Халькопирит, как и в предыдущем случае, почти не накапливал As (1–10 г/т). Очевидно, высокие температуры и сильно восстановительные условия не способствовали концентрации As в высокотемпературной зоне B. Сфалерит, предположительно заполнявший осевые части каналов труб, как и халькопирит, не показывает высоких содержаний As (1–18 г/т). Вероятно, это связано с его низкими содержаниями в гидротермальном флюиде. В связи с этим, основная часть As отлагалась в составе колломорфного пирита при пониженной температуре.

Гидротермальные трубы Султановского месторождения, залегающего среди базальтов основания бимодальной серии, по распределению As напоминают трубы Бурибайского месторождения (см. главу 7.3). Однако содержания в них As на порядок выше. Появляются также единичные случаи повышенных содержаний As в халькопирите. Очевидно, гидротермальные флюиды были насыщены As. Возможно, его концентрирование происходило в условиях более зрелой дифференциации в магматической камере вплоть до образования кислых магм и вулканитов. Высокая насыщенность гидротермальных флюидов As — характерная черта месторождений уральского, баймакского и куроко типов, ассоциирующих с бимодальными комплексами. Например, высокие содержания As отразились на зональности гидротермальных труб Юбилейного и Яман-Касинского месторождений. В трубах этих месторождений они обнаруживаются не только в пирите, но и сфалерите. В последнем иногда встречаются леллингит, кобальтин и теннантит.

Сфалерит труб Александринского месторождения концентрирует As в виде многочисленных микровключений теннантита. Палеогидротермы

Молодежного и Валенторского месторождений, судя по распределению As в трубах, вероятно, характеризовались промежуточными содержаниями этого элемента. Рекордные содержания As, скорее всего, были свойственны гидротермальным флюидам Сафьяновского месторождения, залегающего среди риолитов, дацитов и черных сланцев. На этом месторождении не только пирит и сфалерит отличаются высокими содержаниями As, но и халькопирит. Халькопирит, заполнивший канал трубы, по содержаниям As лишь немного уступает пириту, образующему оболочку трубы (см. главу 7.11). Халькопирит обычно содержит включения глаукодота, реже — теннантита и энаргита. Последние два минерала гораздо чаще присутствуют в сфалерите. Таким образом, полученные ЛА-ИСП-МС данные позволяют судить о различиях в поведении As при литогенезе гидротермальных труб из различных рудно-формационных типов колчеданных месторождений.

Пирит гидротермальных труб различных минеральных типов характеризуется разными содержаниями As. Обычно его содержания в пирите возрастают в ряду от пирит-халькопиритовых труб к пирит-сфалерит-халькопиритовым и халькопирит-пирит-сфалеритовым. Одним из примеров такого тренда являются гидротермальные трубы Яман-Касинского месторождения, где содержания As возрастают в пирите аналогичного минерального ряда труб (см. главу 7.5).

С другой стороны, на концентрации As оказывают влияние условия гидротермального литогенеза сульфидных труб. Кристаллически-зернистый пирит — продукт преобразования тонкодисперсных и колломорфных разновидностей — во многих случаях содержит меньше As, т.е. As выносятся при гидротермальных преобразованиях колломорфного пирита. Применительно к медноколчеданным трубам отложению As, вероятно, препятствуют слишком высокие температуры в их внутренних частях. Однако при рассмотрении распределения As в разновидностях пирита колчеданно-полиметаллических труб выявляется обратная картина. Скорее всего, кристаллически-зернистый пирит в них кристаллизовался при более низких (средних) температурах, чем в медноколчеданных. Вероятно, средние температуры минералообразования являются благоприятными для фиксации As в эвгдральном и субгедральном пирите.

Сурьма. Количество и разнообразие минералов Sb возрастает в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений от атлантического типа к кипрскому, уральскому, куроко и рудноалтайскому типам. В современных черных курильщиках, ассоциирующих с ультрамафитами, иногда наблюдаются повышенные содержания Sb, главным образом, за счет тетраэдрита, иорданита и Sb-содержащего галенита, как, например, на поле Логачев [Лейн и др., 2003; Богданов и др., 2015]. В сульфидах поля Рейнбоу-2 тетраэдрит присутствует в образцах, богатых галенитом [Fouquet et al., 2010]. Однако в трубах древних колчеданных месторождений этого же типа (Дергамышское месторождение) отмечаются гораздо более высокие содержания Sb, хотя носители в них пока не обнаружены [Maslennikov et al., 2013].

Для месторождений кипрского типа минералы-носители Sb не характерны. Упомянуты лишь редкие находки иорданита на поле Гора Осевая [Богданов и др., 2006], а также в полях Брокен Спур и Снейк Пит [Fouquet et al., 2010]. Редкий теннантит определен в рудах полей Мenez Гвен, Лаки Страйк, Снейк Пит, Рейнбоу, Логачев-2, Ашадзе-1 [Fouquet et al., 2010], Семенов-2 [Firstova et al., 2014], тетраэдрит — поля Логачев-2 [Fouquet et al., 2010]. Гораздо чаще тетраэдрит встречается в продуктах разрушения и придонного преобразования рудных тел, что свидетельствует о рудно-фациальном контроле накопления Sb в блеклых рудах [Масленников, 2006]. Например, в слоистых рудах месторождения Аарджа (Оман) акцессорные минералы представлены тетраэдритом [Iyer et al., 1984]. Вероятность появления минералов Sb возрастает с нарастанием роли осадочных рудовмещающих отложений.

В ряду месторождений от кипрского типа к уральскому и далее к типам куроко и рудноалтайскому происходит вовлечение в рудообразующий процесс все более тяжелых попутных компонентов, включая Sb [Еремин и др., 2007]. В трубах курильщиков колчеданных месторождений уральского типа Sb входит в состав теннантита, реже тетраэдрита [Масленникова, Масленников, 2007; Масленников и др., 2015].

Тетраэдрит обнаружен в гидротермальных трубах месторождений Артемьевское (Рудный Алтай) и Хокуроко (Косака, Матсуки и др.). В современных обстановках в полиметаллических массивных сульфидах гидротермального поля Эсканаба обнаружены буланжерит и тетраэдрит [Koski et al., 1988]. По мере нарастания количества кислых вулканитов увеличивается вероятность обнаружения сульфосолей Sb. Так, тетраэдрит широко представлен в курильщиках трога Окинава [Maslennikov et al., 2013]. В Средиземном море в массивных сульфидных рудах, драгированных с подводного вулкана Палинуро, присутствует тетраэдрит, стибнит [Minniti, Bonavia, 1984] и минералы ряда прустит–пираргирит Ag_3SbS_3 – Ag_3AsS_3 [Tufar, 1991; Dekov, Savelli, 2004]. Бурение вулкана вскрыло руды, которые содержат тетраэдрит, минералы ряда бурнонит–зелигманит $CuPbSbS_3$ – $CuPbAsS_3$ и семсеит $Pb_9Sb_8S_{21}$ [Petersen et al., 2014].

В целом, содержания Sb в черных курильщиках СОХ крайне низкие, за исключением черных курильщиков поля Рейнбоу [Berkenbosh et al., 2012; Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015; Maslennikov et al., 2017]. Сурьма является наиболее распространенным элементом в серых и бесцветных курильщиках островодужных бассейнов Западной Пацифики, Урала, Понтид, Рудного Алтая и Хокуроко. Высокие Sb/As отношения (>1) в сульфидах, вероятно, связаны либо с микровключениями тетраэдрита, либо изоморфным замещением других элементов [Huston et al., 1995; Cook et al., 2009]. На это же указывает корреляция Sb с Cu и Zn [Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015]. В современных и древних черных курильщиках, связанных с ультрамафитами, снижение содержаний As и относительное обогащение Sb может быть вызвано процессами серпентинизации [Keith et al., 2016]. Высокие концентрации Sb являются свидетельством воздей-

ствия высокотемпературных флюидов, реагирующих с более кислыми породами [Stanton, 1994; Hannington et al., 1995]. Другая гипотеза отводит значительное место летучести Sb, которая могла также поступать в составе магматических газов [Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015]. Высокие содержания Sb в трубах Сафьяновского месторождения по сравнению с трубами из месторождений баймакского типа могут быть объяснены отложением сульфидов из горячего раствора, прореагировавшего с богатыми органикой осадочными породами, в которых были изначально повышенные содержания Sb.

По результатам физико-химического моделирования главенствующим комплексом, ответственным за концентрацию Sb в гидротермальном растворе, является $Sb(OH)_3^0$ во всем диапазоне отношений порода/морская вода (уточненные расчеты по сравнению с опубликованными ранее [Третьяков, 2015]). Моляльность комплекса $Sb(OH)_4^-$ на порядки ниже. В твердых фазах Sb входит в состав блеклых руд, появляющихся в расчетах во всех системах, а также присутствует в виде стибнита во вторичной породе по осадку. Очевидно, что концентрация Sb в модельном растворе напрямую зависит от его содержания в исходной породе и существенно увеличивается по мере созревания гидротермальной системы. Количество Sb возрастает вплоть до достижения концентрации насыщения для отдельных минералов.

Распределение Sb в сечении стенок палеогидротермальных труб находится в зависимости от состава рудовмещающих формаций. На Дергамышском месторождении небольшое количество Sb, также как и As, концентрируется в пирите оболочек труб и в изокубаните. Халькопирит характеризуется минимальными содержаниями Sb. Минералы Sb в этих трубах пока не обнаружены. Не исключено, что Sb входит в состав пирита в виде изоморфной примеси или, возможно, связана с тонкой вкрапленностью блеклых руд. На Бурибайском месторождении при минимальных содержаниях Sb присутствует во всех сульфидах, включая сфалерит и халькопирит, однако ее содержания в пирите оболочки труб являются самыми высокими. Аналогичное распределение Sb наблюдается в трубах Султановского месторождения. Очевидно, во всех трех случаях гидротермальные флюиды характеризовались низкими содержаниями Sb, а сильно восстановительные высокотемпературные условия не позволяли этому элементу концентрироваться в халькопирите и сфалерите. В трубах Юбилейного и Яман-Касинского месторождений блеклые руды приурочены к сфалериту, что свидетельствует в пользу насыщения содержаниями Sb в гидротермальном растворе относительно блеклых руд при средних температурах. Исключение составляют трубы Молодежного месторождения. Обогащение сфалерита Sb — характерная черта сфалерита гидротермальных труб месторождений баймакского или куроко типов. Высокими содержаниями Sb характеризуются все сульфиды труб Сафьяновского месторождения. Здесь гидротермальные флюиды по содержаниям Sb достигали насыщения для тетраэдрита, который отлагался уже на стадии кристаллизации халькопирита. Дополнительным источником Sb, также как и As, могли

быть подрудные осадки. Таким образом, характер дифференциации Sb в условиях гидротермального литогенеза зависит от ее концентрации в гидротермальных флюидах, коррелирующей с составами рудовмещающих формаций.

Признаки дифференциации Sb в стадию гидротермального литогенеза могут быть представлены на примере вариаций состава разновидностей пирита в гидротермальных трубах палеокурильщиков Яман-Касинского месторождения (см. главу 7.5). Максимальные концентрации Sb характерны для гидротермально-осадочного колломорфного пирита независимо от минерального состава труб палеокурильщиков. Субгедральная и эвгедральная разновидности пирита, формировавшиеся соответственно за счет процессов ростовой кристаллизации и перекристаллизации, содержат гораздо меньше Sb.

Висмут. Минералы Bi часто встречаются в рудах колчеданных месторождений. В гидротермальных трубах палеокурильщиков обнаружены теллуrowисмутит, тетрадимит, виттихенит, кавацулит, минералы серии кочкарит-раклиджит, висмутсодержащие блеклые руды и самородный висмут. В современных черных курильщиках теллуrowисмутит встречается крайне редко в ассоциации с пиритом [Масленников и др., 2010]. Многочисленные зерна теллуrowисмутита найдены в трубах серых курильщиков поля Пакманус [Maslennikov et al., 2017]. В темно-серых курильщиках поля вулкана Ту Бразерс теллуrowисмутит встречается наряду с более редким самородным висмутом [Berkenbosch et al., 2012]. Тетрадимит упоминается в связи черными курильщиками, сформированными на ультрамафитах САХ [Monecke et al., 2016]. Включения теллуrowисмутита характерны для халькопирита палеокурильщиков месторождений уральского типа. Минералы серии кочкарит-раклиджит обнаружены в халькопирите труб Валенторского месторождения. Кавацулит и виттихенит — типичные минералы палеокурильщиков понтийских колчеданных месторождений (например, месторождение Лаханос) [Revan et al., 2013]. Виттихенит встречен в халькопирите труб месторождения Мацуки (Хокуроко). Висмутсодержащий теннантит обнаружен в трубах палеокурильщиков Октябрьского месторождения [Масленников и др., 2015]. Самородный висмут нередко встречается в палеокурильщиках Артемьевского месторождения на Рудном Алтае. В последнем случае появление самородного висмута связано с сильно восстановительными условиями минералообразования, которые обеспечивались влиянием подрудных осадков, богатых органическими веществами. Самородный висмут, наряду с висмутином и бисмитом, распространен в черных курильщиках, формирующихся на осадочном основании [Monecke et al., 2016].

Схожие систематические изменения наблюдаются в распределении Pb, Tl и Bi в халькопирите, колломорфном пирите и сфалерите сульфидных труб современных и древних курильщиков [Maslennikov et al., 2017]. В колломорфном пирите современных курильщиков содержания Bi увеличиваются в зависимости от состава вмещающих пород: ультраосновные породы $COX \rightarrow$ базальты $COX \rightarrow$ толеитовые и риолит-дацитовые бимодальные

комплексы островодужных бассейнов. Содержания Vi в халькопирите черных курильщиков COX редко достигают 10–25 г/т, однако они намного выше, чем в халькопирите диффузеров. В халькопирите Дергамышского месторождения среднее содержание Vi выше на порядок по сравнению с современными черными курильщиками, формирующимися на ультрамафитах COX . В палеокурильщиках Бурибайского месторождения халькопирит имеет самые низкие содержания Vi , сравнимые с таковыми в халькопирите современных черных курильщиков COX . Концентрации Vi могут достигать 0.1–0.6 мас. % в халькопирите современных серых курильщиков в островодужных бассейнах, например, на поле вулкана Ту Бразерс [Berkenbosh et al., 2012] и поле Пакманус [Maslennikov et al., 2017].

Высокое содержание Vi определено в халькопирите из труб курильщиков Сафьяновского месторождения, ассоциирующего с кислыми вулканитами и богатыми органикой осадочными породами. Высокие содержания Vi (до 633 г/т) в пирите поля Джейд в троге Окинава также отражают влияние осадков [Keith et al., 2016]. Вместе с тем, концентрации Vi в гидротермальных флюидах возрастают в зрелых гидротермальных системах, особенно характерных для островодужных комплексов. Среди второстепенных минералов вулканитов наиболее значительные его содержания свойственны магнетиту (4.55 г/т) и апатиту (7.3 г/т) [Иванов, 1996]. Предполагается, что в гидротермальные системы COX Vi поступает в составе магматических газов при дегазации фельзитовой магмы [de Ronde et al., 2011; Berkenbosch et al., 2012]. Дополнительным источником Vi в островодужной гидротермальной системе могут быть субдуцированные отложения [Keith et al., 2016]. Высокие содержания Vi в халькопирите — характерная черта месторождений рудноалтайского типа. Дополнительным источником Vi на этих месторождениях могли послужить подрудные отложения, обогащенные органическими веществами [Maslennikov et al., 2017].

Признаки дифференциации Vi в гидротермальных условиях могут быть выявлены путем изучения минералого-геохимической зональности сульфидных труб методом ЛА-ИСП-МС. Повышенные содержания Vi отмечаются в кристаллах пирита во внутренней части оболочки трубы Дергамышского месторождения (см. главу 7.1). Минимальные содержания Vi отмечаются в трубах Бурибайского и Юбилейного месторождений. Висмут, в основном, концентрируется в колломорфном пирите. В продуктах его перекристаллизации содержания Vi ниже. Самые низкие содержания определены в халькопирите. Все это свидетельствует о недосыщенности гидротермальных флюидов относительно сульфидов Vi при повышенных температурах, соответствующих температурам отложения халькопирита. Очевидно, растворы достигали насыщения при остывании, что приводило к соосаждению Vi с колломорфным пиритом. Судя по корреляции Vi с Te , в этом случае отлагался тонкодисперсный теллуrowисмутит.

В трубах Султановского, Яман-Касинского и Сафьяновского месторождений Vi концентрируется в халькопирите. В первых двух случаях он пред-

ставлен микровключениями теллуrowисмутита. На Сафьяновском месторождении его минеральная форма пока достоверно не установлена. Скорее всего, при формировании труб гидротермальные флюиды содержали повышенные количества Vi и Te , достаточные, чтобы при незначительном остывании осаждался теллуrowисмутит (Султановское, Яман-Касинское) и, вероятно, самородный висмут (Сафьяновское). Самородный висмут — характерный минерал некоторых труб колчеданных месторождений рудноалтайского типа [Maslennikov et al., 2015]. В трубах Валенторского месторождения Vi концентрируется как в пирите, так и в халькопирите в форме минералов ряда кочкарит-раклиджит [Maslennikov et al., 2013]. На Александринском месторождении одна из изученных труб характеризуется высокими содержаниями Vi как в сфалерите, так и в халькопирите, однако минерал Vi достоверно не определен. Предполагается, что значительная часть Vi может быть связана с микровключениями виттихенита, широко распространенного в гидротермальных трубах месторождений Хокуроко (Мацуки) и Понтид (Лаханос). Часть Vi может быть связана с микровключениями галенита.

В целом, повышенные содержания висмута могут свидетельствовать о высокой степени зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы [Дифференциация..., 2016]

Серебро. Содержания Ag в рудах океанов обычно превышают содержания Au на 1–2 порядка, составляя обычно десятки–первые сотни граммов на тонну [Fouquet et al., 2010]. Аномально высокие содержания Ag установлены в массивных рудах поля Джейд трога Окинава — до 1.1 % [Halbach et al., 1993]. Средние содержания Ag в различных рудно-формационных типах колчеданных месторождений составляют (г/т): 10–15 для кипрского типа, 1–45 — для уральского и 9–75 — для куроко (см. табл. 1.1).

На месторождениях атлантического типа (Дергамышское) Ag входит в состав электрума. В современных черных курильщиках, сформированных на ультрамафитах (поле Рейнбоу в САХ), гораздо чаще встречается самородное золото с минимальными количествами Ag . В черных курильщиках, сформированных на базальтах COX , также как и в рудах месторождений кипрского типа, минералы Ag встречаются крайне редко или представлены невидимыми формами. Большое количество гессита и самородного золота выявлено в трубах современных серых курильщиков, формирующихся во внутридуговых бассейнах и вулканах центрального типа. В древних колчеданных месторождениях уральского типа в зависимости от условий рудообразования Ag образует собственные минеральные формы (гессит, петцит, сильванит и электрум с содержанием Au 60–85 мас. %). На месторождениях уральского типа самородное золото и большое разнообразие теллуридов установлено в отложениях придонной и донной гидротермальных фаций (трубы черных курильщиков, Яман-Касинское месторождение; прожилково-вкрапленные руды, Сафьяновское месторождение). Гораздо реже встречается кюстелит. Алтаит и галенит содержат до 1 мас. % Ag . Содержания Ag в тетраэдрите достигают 0.1–0.4 мас. % (Узельгинское месторождение). Отдельные сульфиды Ag и Au и сульфосоли Ag встречаются в разновозраст-

ных месторождениях уральского типа, достигая максимума разнообразия в месторождениях куроко типа. В более молодых кайнозойских месторождениях куроко типа Японии теллуриды почти не встречаются, как и в современных гидротермальных отложениях [Еремин и др., 2007]. Для большинства колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая также характерно широкое распространение минералов Ag: самородное серебро и электрум, акантит, гессит. Наиболее молодые рудноалтайские месторождения франского возраста характеризуются наименьшим количеством собственных минералов Ag. Содержания Ag повышаются в галените и тетраэдрите.

По результатам физико-химического моделирования взаимодействия нагретой морской воды с придонными породами Ag накапливается во флюидах совместно со Pb и Zn вплоть до появления твердых фаз в породе [Третьяков, 2015]. Его поведение определяется, главным образом, составом вмещающих пород, взаимодействующих с морской водой в гидротермальной системе. Так, в базальтовой системе Ag не образует самостоятельных твердых фаз, что согласуется с натурными наблюдениями. В системе с осадком при $\xi = -0.59$ появляется гессит, при этом содержание ΣAg в растворе составляет 1.14×10^{-6} моль. В перидотитовой системе отлагается самородное серебро при $\xi = -0.19$, однако содержания ΣAg в растворе здесь самые низкие из всех рассчитанных систем — 3.45×10^{-7} моль. В расчетах с перидотитом в качестве твердых фаз с Ag в изменяемой породе присутствуют гессит ($-0.14 < \xi < -0.014$) и аргентит ($\xi > 0.14$), $\Sigma Ag_{max} = 1.18 \times 10^{-5}$ моль/кг H₂O. Преобладающими комплексами Ag в растворе являются $AgCl_2^-$ и $Ag(HS)_2^-$ (в системе с осадком для $\xi > -0.4$), концентрации других его частиц на порядки ниже [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016].

Анализ минералого-геохимической зональности стенок гидротермальных труб позволяет расшифровать поведение Ag в процессах гидротермально-осадочного литогенеза. Палеокурильщики колчеданных месторождений Урала характеризуются распределением Ag, специфическим для каждого рудно-формационного типа. В пирит-изокубанит-халькопиритовых трубах Дергамышского месторождения основное количество Ag концентрируется в халькопирите, вероятно, в виде изоморфной примеси. Аналогичное распределение характерно и для сфалерит-пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения. В палеокурильщиках месторождений уральского типа распределение Ag в халькопирите и колломорфном пирите неравномерное, поскольку связано, в основном, с микровключениями гессита и самородного золота. В колломорфном пирите содержания Ag коррелируют с содержаниями Te, что не исключает присутствие теллуридов или теллуридовых сульфосолей Ag. Еще более хаотичным является распределение Ag в трубах месторождений баймакского типа (Валенторское, Александринское месторождения). На Валенторском месторождении сростки гессита, самородного золота и галенита с минералами серии кочкарит-раклиджит встречаются в ассоциации с пиритом, халькопиритом и сфалеритом. На Александринском месторождении гессит и самородное золото в сочетании

с блеклыми рудами встречаются исключительно в сфалерите, что подтверждается графиками распределения Ag. Аномально высокие содержания Ag свойственны как пириту, так и халькопириту палеокурильщиков Сафьяновского месторождения. В халькопирите встречаются микровключения гессита, в сфалерите — самородного золота.

Общая концентрация Ag зависит от минерального состава палеокурильщиков. Например, на Яман-Касинском месторождении, минимальные содержания Ag отмечаются в пирит-халькопиритовых трубах. Халькопирит пирит-сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-барит-кварц-пирит-сфалеритовые трубы характеризуются широким интервалом содержаний Ag. Однако минеральные формы Ag в этих палеокурильщиках различные. В халькопирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб доминирует силъванит, в халькопирит-барит-кварц-пирит-сфалеритовых трубах — гессит.

Самые высокие содержания Ag в сфалерите характерны для пирит-халькопиритовых и халькопирит-барит-кварц-пирит-сфалеритовых труб. Предполагается, что в пирит-халькопиритовых трубах оно связано с золото-галенитовым парагенезисом.

Кобальт. Основным минералом Co на месторождениях является кобальтин CoAsS, который бывает редким (месторождения кипрского и уральского типа) и второстепенным (месторождения атлантического типа). На месторождениях уральского типа кристаллы кобальтина установлены в трубах черных курильщиков Яман-Касинского месторождения [Масленникова, Масленников, 2007].

Помимо собственных минералов, Co концентрируется как изоморфная примесь, главным образом, в пирите. Кобальтсодержащий пирит представляет собой твердый раствор системы FeS₂ (пирит) — CoS₂ (катъерит). Минерал промежуточного состава между катъеритом и пиритом широко представлен в трубах Дергамышского месторождения (см. главу 7.2).

В современных обстановках повышенные содержания Co характерны для гидротермальных сульфидных полей, ассоциирующих с ультрамафитами Срединно-Атлантического хребта: 0.04–0.05 % (поле Логачев) [Murphy, Meyer, 1998; Mozgova et al., 1999], 0.42–0.61 (поле Рейнбоу) [Леин и др., 2003; Marques et al., 2007], 0.35, в среднем (поле Ашадзе-1) [Батуев и др., 2004]. На поле Рейнбоу содержания Co в рудах увеличиваются от вкрапленных руд придонной гидротермально-метасоматической фации (1680–3120 г/т) к массивным сульфидам донной гидротермальной фации (4770–6300 г/т) [Marques et al., 2007]. Руды гидротермальных полей, ассоциирующие с толеитовыми базальтами, могут быть локально обогащены Co как, например, гидротермальные пиритовые плиты основания сульфидного холма поля Брокен Спур (до 990 г/т Co) [Богданов и др., 2008].

Содержания Co в сфалерите и халькопирите современных курильщиков зависят от состава рудовмещающих пород и увеличиваются в ряду от ультрамафитовых к базальт-риолитовым вмещающим формациям. Самые высокие содержания Co определены в сфалерите и халькопирите из диффузоров, связанных с ультрамафитами [Maslennikov et al., 2017]. Некоторые

исследователи считают, что содержания Co в пирите являются функцией физико-химических параметров гидротермального флюида [Keith et al., 2016]. Колломорфный пирит с высокими содержаниями Co и отношением $Co/Ni > 10$, по-видимому, отражает состав субстрата черных курильщиков, формирующихся на ультрамафитах и базальтах. Колломорфный пирит в современных диффузерах в любых геологических условиях имеет очень низкие содержания Co и Ni и Co/Ni отношение < 1 [Maslennikov et al., 2017].

Эти данные согласуются с распределением Co в различных палеокурильщиках колчеданных месторождений Урала. Содержания Co в сфалерите, халькопирите и пирите коррелируют с составом вмещающих пород, также как и в современных аналогах. Максимумы содержаний Co значительно выше в палеокурильщиках, сформированных на серпентинитах и базальтах, по сравнению с таковыми из колчеданных месторождений баймакского типа. Курильщики колчеданных месторождений уральского типа занимают промежуточное положение. С другой стороны, халькопирит диффузеров характеризуется низкими содержаниями Co по сравнению с аналогами черных курильщиков. Отношение Co/Ni в колломорфном пирите колчеданных месторождений атлантического, кипрского и уральского типов составляет > 1 , в то время как в пирите месторождений баймакского типа, в большинстве случаев, оно < 1 . Последнее характерно для современных серых и белых курильщиков. Колломорфный пирит, сфалерит и халькопирит Сафьяновского месторождения обогащен Co по сравнению с пиритом месторождений баймакского или куроко типа.

Известно, что Co^{2+} входит в структуру сфалерита с помощью простой замены подобных ионов размера, таких как Zn^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} и Cd^{2+} [Vaughan, Rosso, 2006; Cook et al., 2009]. Другие результаты показывают, что Co обычно связан в структуре пирита [Vaughan, Rosso, 2006]. Кобальт чувствителен к температуре минералообразования: чем выше температура, тем больше Co входит в состав пирита и сфалерита [Maslennikov et al., 2009; de Ronde et al., 2011; Wohlgenuth-Ueberwasser et al., 2015; Keith et al., 2016]. Предыдущие исследования показали, что осаждение Co происходит при температурах ниже $350^{\circ}C$ [Metz, Teffrey, 2000]. Таким образом, низкие содержания Co в черных курильщиках и их древних аналогах на Урале указывают на относительно низкую температуру минералообразующего флюида. Умеренная температура и менее восстановительные условия приводят к осаждению акцессорной Co минерализации [Maslennikov et al., 2009; 2013].

Температура не является единственным параметром, контролирующим растворимость Co. Низкие содержания Cl в растворе из-за фазовой сепарации флюида могут быть еще одной причиной низкого содержания Co во флюиде [Keith et al., 2016]. Поведение Co в сульфидной системе зависит от температуры и состава материнских пород, а также от f_{S_2} [Еремин, 1983]. В общем, отношение Co/Ni , скорее всего, зависит от зрелости гидротермальной системы. По данным физико-химического моделирования, растворимость Co в системах взаимодействия горячей морской воды с различными породами определяется ионами $CoCl^+$ и Co^{2+} . Минимальное значение

отношения порода/морская вода при насыщении раствора для линнеита-полидимита отмечается в перидотитовой системе ($\xi = -2.85$, $c = 1.14 \times 10^{-6}$ моль), а максимальное — в дацитовой ($\xi = -1.53$, $c = 1.4 \times 10^{-6}$ моль). Максимальная концентрация Co в растворе наблюдается в системе с базальтом ($\xi = -1.65$, $c = 1.07 \times 10^{-5}$ моль). Пик насыщения раствора возрастает в ряду осадок \rightarrow перидотит \rightarrow дацит \rightarrow базальт, т.е. минимум характерен для наиболее восстановительных условий [Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016].

Признаки дифференциации Co при формировании колчеданных месторождений могут быть выявлены при изучении минералого-геохимической зональности поперечных сечений стенок гидротермальных труб черных курильщиков. Максимальные содержания Co отмечаются в изокубаните за счет присутствия микровключений кобальтистого пирита. В трубе курильщика Бурибайского месторождения Co концентрируется в эвгедральном пирите, вероятно, в виде изоморфной примеси. В палеокурильщиках месторождений уральского типа Co также концентрируется в пирите, включая его кристаллические и колломорфные разновидности. Методом ЛА-ИСП-МС Co обнаружен в пирите (1–1185 г/т), халькопирите (от следов до 100 г/т) и сфалерите (от следов до 88 г/т) Яман-Касинского месторождения. Реже повышенные содержания Co отмечаются в халькопирите. В палеогидротермальных трубах Яман-Касинского месторождения Co изоморфно присутствует в фробергите (до 5.24 мас. %) [Масленникова, Масленников, 2007]. Некоторое количество Co (мас. %) фиксируется в алтаите (до 0.15), леллингит (до 7.70) и блеклой руде (до 0.54) Яман-Касинского месторождения. Кобальт установлен в арсенопирите (до 1.22 мас. %) и блеклой руде (до 2.78 мас. %) Сафьяновского месторождения. Повышенные содержания Co (сотни граммов на тонну) характерны для эвгедральных кристаллов пирита из рудокластических фаций Сафьяновского месторождения [Сафина, Масленников, 2009]. Обогащение Co халькопирита Сафьяновского месторождения свидетельствует о высокой насыщенности этим элементом высокотемпературных гидротермальных флюидов.

Дифференциация Co в условиях гидротермально-осадочного литогенеза устанавливается при сравнении его содержаний в морфогенетических типах пирита. Содержания Co в колломорфном пирите сильно варьируют. Особенно много Co в колломорфном пирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб, крустификации которых обычно содержат кобальтовые леллингит и фробергит или кобальтин. Co/Ni отношение увеличивается по мере перекристаллизации колломорфного пирита во внутренних частях оболочек труб. При минимальных содержаниях наблюдается положительная корреляция содержаний Co и Ni в субгедральном пирите.

В целом, низкие содержания Co сульфидах курильщиков могут быть признаком высокой степени зрелости рудогенерирующей гидротермальной системы [Третьяков, 2015; Дифференциация ..., 2016].

Никель. По данным ЛА-ИСП-МС анализа, пирит в трубах черных курильщиков Яман-Касинского месторождения содержит до первых десятков

граммов на тонну Ni, редко — до 171 г/т [Масленникова, Масленников, 2007]. В отдельных анализах метакристаллов пирита из брекчий Сафьяновского месторождения содержания Ni достигают 1300 г/т [Сафина, Масленников, 2009].

Для гидротермального поля ТАГ (САХ), а также для других гидротермальных полей САХ на базальтах, которые рассматриваются как современные аналоги месторождений кипрского типа, характерны низкие содержания Ni: 10–44 г/т [Hannington et al., 1998] и 5–84 г/т [Fouquet et al., 2010], соответственно. Его повышенные концентрации типичны для современных гидротермальных полей, ассоциирующих с ультрамафитами САХ: до 4032 г/т (Рейнбоу) [Богданов и др., 2006] и 0.15 мас. %, в среднем (Ашадзе-1) [Батуев и др., 2006]. Из собственных минералов Ni в рудах современных гидротермальных полей на ультрамафитах известны пентландит, кобальтпентландит, миллерит, виоларит [Fouquet et al., 2010], никелин [Бортников и др., 2004]. В качестве примеси Ni выступает в пирите и макинавите.

Содержание Ni в сфалерите и халькопирите современных курильщиков уменьшается в зависимости от состава вмещающих пород в ряду от ультрамафитовых и базальтовых к риолитовым. С другой стороны, содержания Ni в пирите являются функцией физико-химических параметров гидротермального флюида [Keith et al., 2016].

Физико-химическое моделирование поведения Ni в процессе взаимодействия нагретой морской воды с породами показало, что его содержание в растворе определяется наличием в твердых продуктах реакций силикатов и сульфидов. По мере увеличения соотношения порода/морская вода происходит увеличение его концентрации в растворе: для перидотита — до 6.6×10^{-5} моль/кг H₂O, $\xi = -2.68$, базальта — до 6.0×10^{-6} , $\xi = -2.83$, дацита — до 5.9×10^{-6} , $\xi = -1.53$, осадка — 1.1×10^{-6} , $\xi = -2.5$, пока в измененных базальте или перидотите не появляются Ni-содержащие тальк и амезит, линнеит-полидимит — в даците или ваэсит — в осадке. Далее в системе с базальтом содержание незначительно увеличивается, а с перидотитом и осадком — уменьшается вплоть до скачкообразного изменения при появлении среди твердых фаз сульфидов Ni — полидимита, ваэсита, миллерита. Основным компонентом в растворе является $NiO^0 > Ni^{2+} > NiCl^+$ [Третьяков, 2015].

Минералого-геохимическая зональность труб показывает контрастное поведение Ni в гидротермальном процессе. Вне зависимости от состава рудовмещающих формаций основным его концентратором является колломорфный пирит. Однако больше всего Ni содержит колломорфный пирит колчеданных месторождений атлантического типа. Второе место занимает изокубанит из этого же типа месторождений.

В условиях гидротермального рудогенеза, очевидно, происходила температурная дифференциация Ni. Самыми высокими содержаниями Ni характеризуется низкотемпературный колломорфный пирит. Гораздо ниже содержания Ni в продуктах перекристаллизации колломорфного пирита, представленных эвгедральным пиритом во внутренних частях оболочек

труб. Еще ниже содержания Ni в эвгедральном и субгедральном пирите, локализуемся в крустификациях каналов труб. Таким образом, наблюдается обратная зависимость содержания Ni в пирите от температуры: чем она выше, тем ниже его содержания. Отчетливая корреляция Ni с Mn наводит на мысль о сорбции части Ni из морской воды тонкодисперсными гидроксидами марганца, как это происходит при формировании железо-марганцевых конкреций [Масленникова, Масленников, 2007].

Марганец. Современные гидротермальные системы курильщиков выносят значительное количество Mn. Его среднее содержание в гидротермальных растворах составляет 0.07 г/кг [Богданов и др., 2006, 2015], что значительно превышает известные ПДК [Иванов, 1996]. Гидроксиды Mn нередко покрывают поверхность труб черных, серых и белых курильщиков и мерцающих диффузеров. Количество Mn в сульфидах труб последовательно убывает по мере нарастания в разрезе количества кислых вулканитов. Максимальные концентрации Mn связаны с курильщиками, сформированными на ультрамафитах и осадках, богатых органическими веществами.

Физико-химическое моделирование поведения Mn в зависимости от соотношения порода/морская вода показывает, что его концентрации в растворе определяются комплексом $MnCl^+$ и возрастают вплоть до достижения концентрации насыщения с Mn-хлоритом ($Mn_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$): для перидотита — 2.17×10^{-3} моль/кг H₂O при $\xi = -1.04$, базальта — 5.07×10^{-4} , $\xi = -1.67$, дацита — 7.03×10^{-4} , $\xi = -1.44$ и осадка — 3.69×10^{-4} , $\xi = -1.21$. Сульфидные фазы Mn (алабандин или гауерит) в измененной породе не появляются. По результатам расчетов видна обратная зависимость содержания Mn в растворе от степени восстановленности системы, что полностью соответствует природной картине [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016].

Минералогия Mn в рудах колчеданных месторождений и гидротермальных полей изучена недостаточно. Изучение распределения Mn в минералого-геохимической зональности стенок труб палеокурильщиков позволяет распознать некоторые черты поведения этого элемента в процессах гидротермально-осадочного литогенеза. Марганец концентрируется в гидротермально-крустификационном сфалерите, заполнившем осевые каналы труб, и гидротермально-осадочном колломорфном пирите оболочек труб. Признаки сопряженного отложения Mn и гидротермального халькопирита не наблюдаются. Значительная часть осажденного Mn может входить в состав сфалерита в виде изоморфной примеси. В природе установлен изоморфный ряд твердых растворов ZnS–MnS с содержаниями Mn до 6 мас. % [Годовиков, 1975]. В концентрировании Mn в сфалерите труб Яман-Касинского месторождения, видимо, особую роль играл избыток H₂S, поскольку Mn обладает меньшим сродством к сере по сравнению с Zn. С другой стороны, Mn как один из главных элементов гидротермальных флюидов черных курильщиков обычно теряет свою подвижность в окислительной субщелочной среде, характерной для морской воды [Чернышов и др., 1982]. На поверхности труб он, вероятно, осаждался из гидротермальных растворов совместно с колломорфным пиритом в виде гидроксидных фаз в окислитель-

ной среде, создаваемой океанической водой. Обогащение Mn — характерная черта раннего колломорфного пирита, образовавшегося при осаждении на морское дно в процессе формирования многих колчеданных месторождений [Еремин, 1983]. Низкие содержания Mn в кристаллическом халькопирите и эвгедральном пирите объясняются высокими температурами минералообразования и восстановительными условиями, благоприятными для сохранения растворенного Mn в гидротермальном флюиде.

Таллий. Низкие количества Tl свойственны колломорфному пириту гидротермальных труб биопродуктивных колчеданных месторождений уральского и кипрского типов. Содержания Tl возрастают в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений по мере нарастания в разрезе роли кислых вулканитов. В колломорфном пирите гидротермальных труб, вероятно, Tl сконцентрирован во включениях галенита [George et al., 2015]. Отсутствие положительной корреляции между Pb и Tl может означать присутствие алтаита (месторождения Молодежное и Яман-Касинское). Положительная корреляция Tl, As и Sb не исключает присутствие в колломорфном пирите нановключений блеклых руд [Масленников и др., 2017].

Содержания Pb и Tl достигают максимума в колломорфном пирите гидротермальных труб месторождений баймакского типа [Масленников и др., 2017] и чрезвычайно высоки в месторождениях типа куроко, особенно в так называемой «желтой руде» и кристаллическом пирите [Mugaо, Itoh, 1992]. Особенно высокие содержания Tl (до 0.2 мас. %) установлены в колломорфном и фрамбоидальном пирите гидротермальных труб Александринского и Октябрьского месторождений на Южном Урале. В колломорфном пирите месторождений баймакского типа без оруденелой фауны содержания Tl на один-два порядка выше, чем в колломорфном пирите биопродуктивных колчеданных месторождений уральского типа [Масленников и др., 2017]. Высокие содержания Tl (до 0.2 мас. %) установлены в пирите гидротермальных труб Артемьевского и Николаевского месторождений [Масленников и др., 2017].

В гидротермальных системах Tl концентрируется в сульфидных рудах вместе с Pb, Ag и Zn. Характерна его аналогия с Pb (II) и родство с As и Sb [Перельман, 1989]. В некоторых случаях Tl связан с микровключениями блеклых руд, присутствующими в сфалерите осевого канала большинства изученных палеогидротермальных труб. Вместе с тем, повышенные содержания Tl в сфалерите труб многих колчеданных месторождений связаны с ультрамикроскопическими включениями галенита. Это подтверждается устойчивыми положительными корреляциями Pb и Tl по данным ЛА-ИСП-МС [Масленникова, Масленников, 2007; Maslennikov et al., 2009]. Таллий является индикатором пониженной температуры формирования руд [Типоморфизм..., 1989; Hannington et al., 1995].

Термодинамические расчеты на идеальные компоненты показывают, что лорандит ($TlAsS_2$) является главной фазой Tl при низкой температуре (100–200°C) в гидротермальных флюидах [Xiong, 2007]. Однако Tl преимуще-

ственно находится в виде твердых растворов в сульфидах, например, в виде $Tl_{0.5}As_{0.5}S_2$ в пирите. Наиболее благоприятное сочетание условий для Tl минерализации связано с: 1) выщелачиванием Tl из исходных пород кислыми гидротермальными флюидами при высоких температурах (до 250°C) и 2) последующей нейтрализацией кислых гидротермальных флюидов вмещающими породами, например карбонатными, приводящей к отложению минералов Tl при низких температурах (около 100°C) [Xiong, 2007].

По результатам термодинамических расчетов, концентрация и поведение Tl в гидротермальном флюиде зависят от исходного состава пород, взаимодействующих с морской водой в зоне рециклинга (среднее содержание Tl в базальтовом стекле составляет $1.16 \cdot 10^{-7}$ моль/кг, даците — $6.35 \cdot 10^{-6}$, осадке — $5.23 \cdot 10^{-6}$, для перидотита — нет данных). Однако в связи с преимущественно изоморфным вхождением Tl в другие минералы, его поведение, предсказанное в расчетах, не может адекватно отражать природную картину ввиду отсутствия термодинамических данных для минеральных твердых растворов этого элемента [Третьяков, 2015; Дифференциация..., 2016].

В соответствии с исходным содержанием элемента в породе максимальная концентрация Tl в растворе достигается при взаимодействии морской воды с дацитами. Это согласуется с наблюдениями в природе: наиболее обогащен Tl колломорфный пирит колчеданных месторождений, ассоциирующихся с кислыми вулканитами [Масленников, 2016; Maslennikov et al., 2017].

Судя по минералого-геохимической зональности, дифференциация Tl в процессах гидротермального литогенеза труб палеокурильщиков обусловлена температурными условиями минералообразования. В большинстве случаев Tl концентрируется в колломорфной и фрамбоидальной разновидностях пирита и марказита, а также в псевдоморфозах сажистого пирита по пирротину. Все эти разновидности дисульфидов локализируются в оболочке труб. Его содержания существенно ниже в эвгедральном пирите — продукте перекристаллизации вышеназванных разновидностей пирита во внутренних частях оболочек труб. В некоторых случаях Tl концентрируется в субгедральных разновидностях пирита и марказита, инкрустирующих внутренние стенки труб. Очевидно, что высокотемпературные гидротермальные растворы (за редким исключением Бурибайского и Сафьяновского месторождений) были недосыщены Tl относительно его твердых фаз. Предполагается, что гидротермальные флюиды, сформировавшие трубы Александринского месторождения, были пересыщены Tl уже на среднетемпературной стадии отложения сфалерита.

Постоянными носителями небольших количеств Tl является галенит, а также сульфиды Fe и Zn, обогащенные As [Иванов, 1996]. Считается, что в медноколчеданных месторождениях Tl полностью рассеивается и не имеет специфического минерала-концентратора среди главных рудных минералов. Это подтверждается корреляционным анализом, в результате которого для колчеданных месторождений Урала значимые связи Tl не обнаружены

ни с одним из элементов [Иванов, 1996]. Однако в трубах палеокурильщиков Яман-Касинского месторождения Tl имеет с элементами как отрицательную (с Se), так и положительную (с Mn и Pb) корреляционную связь. Таллий, также как и Mn, концентрируется в колломорфном пирите оболочки и гидротермально-крустификационном сфалерите осевого канала сульфидных труб [Масленникова, Масленников, 2007].

Отрицательная связь Tl и Se очевидна — эти элементы принадлежат различным температурным ассоциациям: Tl в составе колломорфного пирита выпадает при низких температурах, Se концентрируется в высокотемпературном халькопирите [Maslennikov et al., 2009]. Этим же объясняются низкие содержания Tl в субгедральном и эвгедральном пирите, приуроченном к высокотемпературным зонам труб.

Положительная корреляция Tl с Mn не выглядит случайной. Переход $Tl^+ \rightarrow Tl^{3+}$ протекает в тех же окислительных условиях, что и $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$ [Перельман, 1989]. Корреляция Mn с Tl, установленная для колломорфного пирита в оболочке труб, свидетельствует о его концентрации в составе примесной окисно-марганцевой минерализации. Мы предполагаем, что в твердых фазах возможно гетеровалентное замещение $Tl^+ + Fe^{2+} \leftrightarrow Mn^{3+}$. Обогащение Tl происходит за счет охлаждения и/или окисления рудоносных растворов. Вероятно, он осаждается совместно с Mn из гидротермальных растворов [McGoldrick et al., 1979] при низких температурах [Maslennikov et al., 2009].

Положительная корреляция Tl и Pb объясняется постоянной примесью Tl в галените, особенно в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений [Иванов, 1996]. Свинец, как и Tl, принадлежит к «низкотемпературной» ассоциации микроэлементов. При высоких температурах растворы не насыщены относительно твердых фаз, содержащих Tl и Pb. При существенном снижении температуры гидротермальных флюидов галенит одновременно осаждается с таллийсодержащим колломорфным пиритом.

Таллий близок по атомному весу и электронному строению к Hg [Иванов, 1996]. Однако корреляция Tl с Hg в изученных трубах, например, из Яман-Касинского месторождения менее очевидна. Зависимость между содержаниями Tl и Hg скорее обратная, чем прямая. Интересно, что сфалерит пирит-халькопиритовых и пирит-сфалерит-халькопиритовых труб в противовес колломорфному пириту содержит больше Tl, чем сфалерит халькопирит-пирит-сфалеритовых труб. Аутигенный сфалерит, образовавшийся по биоморфным пиритовым обломкам, содержит максимальные количества Tl по сравнению с большинством его гидротермальных разновидностей.

Кадмий. Судя по разновидностям сфалерита, поведение Cd во многом зависит от условий колчеданообразования и принадлежности к определенному рудно-формационному типу. Содержания Cd в сфалерите, слагающем гидротермальные трубы, возрастают в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений [Масленников и др., 2014]. От основных к кислым породам, за некоторыми исключениями, увеличива-

ется отношение Cd/Zn [Емлин, 1997]. Это позволяет предполагать, что в гидротермальных системах при взаимодействии с кислыми породами будут формироваться флюиды с относительно высоким отношением Cd/Zn. Значительные вариации содержаний Cd также наблюдаются в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая [Иванов, 1996].

Дифференциация Cd в условиях гидротермального литогенеза труб палеокурильщиков колчеданных месторождений Урала обусловлена, в основном, концентрацией его в сфалерите. Распределение Cd в различных минеральных типах палеокурильщиков отличается. Например, на Яман-Касинском месторождении содержания Cd возрастают в минеральном ряду труб по мере увеличения в них количества сфалерита и барита. Интересно, что пирит-халькопирит-сфалеритовые трубы Александринского месторождения с баритом имеют высокие содержания Cd, как и аналогичные трубы Яман-Касинского месторождения, но при более низких содержаниях Fe. Предполагается, что в данном ряду увеличивается количество примеси морской воды к гидротермальному флюиду в зоне рециклинга [Масленникова, Масленников, 2007]. В ряду колчеданных труб уменьшается температура минералообразования от температур черных курильщиков до температур белых курильщиков.

В пределах каждого месторождения поведение Cd в условиях литогенеза, вероятно, имело свои особенности. На Яман-Касинском месторождении минимальные содержания Cd характерны для сфалерита низкотемпературных биоморфных микрофаций — крустификаций сфалерита в вестиментиферах, псевдоморфоз сфалерита по рудокластам биоморфных пиритов, а также донных гидротермальных корок — сульфидных строматолитов.

Олово. Содержания Sn в халькопирите современных курильщиков возрастают в ряду от бимодальных к базальтовым и ультрамафитовым рудовмещающим толщам, достигая в промышленных концентрациях (0.8–1 мас. %).

В халькопирите Дергамышского месторождения установлены умеренные количества Sn (10–91 г/т), соответствующие пограничной зоне перекрытия полей современных черных курильщиков, ассоциирующих как с базальтами, так и с ультрамафитами. Халькопирит гидротермальных труб, богатых сфалеритом, характеризуется низкими содержаниями Sn, свойственными большинству современных бесцветных курильщиков и диффузеров. В халькопирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Молодежного месторождения содержания Sn (5–5737 г/т) сильно варьируют и, в среднем, не отличаются от содержаний в халькопирите современных черных курильщиков. Содержания Sn халькопирита труб Узельгинского месторождения, богатых сфалеритом, кальцитом, тетраэдрит-теннантитом и баритом, попадают в поле фигуративных точек халькопирита современных серых и бесцветных курильщиков [Maslennikov et al., 2017].

В халькопирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Яман-Касинского месторождения содержания Sn варьируют (4–48 реже до 166 г/т) в халькопирите труб, обогащенных пиритом, сфалеритом, кварцем и баритом. Содержа-

ния Sn находятся в пределах 21–981 г/т. Предполагается, что эти трубы относятся к типу переходному от серых к бесцветным курильщикам.

Гораздо более низкие содержания Sn (0.2–7 г/т) свойственны халькопириту труб золото-медно-цинково-колчеданных месторождений баймакского или куроко типов (Валенторское, Октябрьское, Таш-Тау, Александринское). Все они попадают в область сульфидных труб серых и бесцветных курильщиков Западной Пацифики [Maslennikov et al., 2017].

Халькопирит пирит-халькопиритовых труб Сафьяновского месторождения обогащен Sn (75–886 г/т). Вероятно, часть Sn представлена изоморфной примесью в халькопирите. В пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах содержания Sn в халькопирите достигают 389 г/т) при минимальных содержаниях Co (0.02–0.1 мас. %). В этих трубах Sn присутствует в составе микровключений станноидита и моусонита. Однако по мере дальнейшего нарастания в трубах количества сфалерита, кварца и барита содержания Sn и Co в халькопирите уменьшаются. Самые низкие содержания Sn (4–6 г/т) определены в тонких халькопиритовых слоях, покрывших стенки каналов барит-сфалеритовых труб.

Содержания Sn в сфалерите современных курильщиков последовательно возрастают в ряду от бимодальных серий к базальтовым и ультраосновным. Его максимальные содержания в сфалерите курильщиков и диффузеров, ассоциирующих с ультрамафитами, достигают промышленных концентраций. В сфалерите встречаются микровключения касситерита и станноидита [Богданов и др., 2006, 2015; Fouquet et al., 2015].

Поля фигуративных точек сфалерита сфалерит-халькопирит-изокубанитовых труб Дергамышского месторождения и сфалерита современных курильщиков и диффузеров поля Рейнбоу на диаграмме Co–Sn полностью совпадают. Отдельные содержания этих элементов в сфалерите поля Дергамышского месторождения достигают промышленных концентраций.

Содержания Sn в сфалерите гидротермальных труб Бурибайского, Султановского и Юбилейного месторождений обычно не превышают 100 г/т. По содержаниям в сфалерите Sn (1–501 г/т) пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Молодежного месторождения, содержащие псевдоморфозы пирита по пирротину, соответствуют современным черным курильщикам СОХ. Сфалерит карбонат-сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы рудной залежи Узельга-4 и кальцит-халькопирит-сфалеритовые трубы рудной залежи Узельга-1 по низким содержаниям Co (<1 г/т) и Sn (<1–20 г/т) ближе современным серым и бесцветным курильщикам Западной Пацифики.

Содержания Sn (3–208 г/т) в пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах Яман-Касинского месторождения гораздо выше, чем в современных серых и бесцветных курильщиках. Поля их фигуративных точек на диаграмме Co–Sn находятся ближе к области распространения современных черных курильщиков (см. главу 7). Содержания Co гораздо ниже в халькопирит-барит-сфалеритовых трубах (0.01–3 г/т). Как предполагается, последние

являются аналогами белых или прозрачных курильщиков [Maslennikov et al., 2009].

По низким содержаниям Sn (0.01–7, реже до 33 г/т) в сфалерите кварц-пирит-халькопиритовых труб Октябрьского, Валенторского и Таш-Тау и Александринского месторождений соответствуют современным белым или бесцветным курильщикам. Такие содержания Sn свойственны сфалериту гидротермальных труб провинции Хокуроко.

На Сафьяновском, также как и на Николаевском месторождении, сфалерит пирит-сфалерит-халькопиритовых труб характеризуется повышенными концентрациями Sn (до 454 г/т). В барит-халькопирит-сфалеритовых трубах этого месторождения содержания Sn (0.5–1.6 г/т) и еще ниже, как и у современных бесцветных курильщиков.

В целом, содержания Sn снижаются в ряду сульфидных труб с увеличением доли кислых вулканитов в составе рудовмещающих формаций. В пределах одного месторождения содержания Sn снижаются по мере нарастания в трубах доли барита и сфалерита и с исчезновением изокубанита и псевдоморфоз пирита по пирротину.

Золото. Минимальными содержаниями Au (0.001 до 1, реже 3 г/т) характеризуется халькопирит черных курильщиков СОХ как Тихого, так и Атлантического океанов. Гораздо выше содержания Ag и Au до 120 г/т и их вариации (Au от 1 до 154 г/т) в халькопирите белых или бесцветных курильщиков. Содержания Au в халькопирите труб, формирующихся на серпентинитах, достигают 33 г/т. Низкие содержания Au установлены для халькопирита труб-диффузеров, залегающих на базальтовом основании из задуговых бассейнов (Венский лес, Лау Северный и Центральный). В халькопирите барит-халькопиритовых труб темно-серых курильщиков, локализующихся в кальдерах вулканов центрального типа (Ту Бразерс), содержания Au достигают 100 г/т [de Ronde et al., 2014]. Аналогичные данные (Au до 78 г/т) получены нами для халькопирита барит-халькопиритовых труб поля Сюзетта.

Содержания Au в халькопирите пирит-халькопиритовых и пирит-сфалерит-халькопирит-изокубанитовых труб Дергамышского месторождения варьируют от 0.001 до 10.5 г/т. Содержания Au гораздо выше в трубах богатых халькопиритом (3.5–10.5 г/т реже до 12–168 г/т), чем в халькопирит-кальцит-пиритовых диффузерах (0.001–0.06 г/т). Значительная часть Au и Ag в халькопирите пирит-халькопиритовых труб входит в состав микровключений электрума. Особенно часто микровключения электрума встречаются в изокубаните.

Халькопирит пирит-халькопиритовых труб Бурибайского месторождения содержит на порядок больше Au (0.4–2.9 г/т) и Ag (8–334 г/т), по сравнению с халькопиритом современных черных курильщиков, формирующихся на базальтовом основании СОХ. Сходные данные получены по халькопириту всех разновидностей гидротермальных труб Юбилейного месторождения. Еще более значительные вариации содержаний Au (0.1–115 г/т) и Ag (3–1147 г/т) определены в халькопирите труб Султановского

месторождения. Положительная корреляция Au и Ag соответствует находкам микровключений самородного золота.

Значительная часть содержаний Au и Ag в халькопирите труб пирит-сфалерит-халькопиритовых труб Молодежного, Узельгинского и Яман-Касинского месторождений гораздо выше, чем в халькопирите труб современных черных и серых курильщиков. Повышенные содержания этих элементов связаны с микровключениями сильванита (Яман-Касинское) и самородного золота. В трубах Яман-Касинского месторождения роль самородного золота по отношению к сильваниту в халькопирите труб нарастает с увеличением количества сфалерита, кварца и барита [Масленникова, Масленников, 2007, Maslennikov et al., 2013]. В этом же направлении в халькопирите труб увеличиваются отношения Ag/Au за счет нарастания количества микровключений гессита и блеклых руд. В барит-халькопирит-сфалеритовых трубах Узельгинского месторождения доминирует золото-гессит-галенит-блекловорудная ассоциация без алтаита и теллурувисмутита.

В халькопирите барит-кварц-сфалерит-халькопиритовых труб Октябрьского месторождения содержания Au (0.03–2.3 г/т) и Ag (1–65 г/т) гораздо ниже, чем в предыдущих примерах. Значительная часть золотин и теллуридов концентрируется в сфалерите и колломорфном пирите. Отсутствие корреляции Ag с Au свидетельствует в пользу того, что часть Ag связано не только с самородным золотом, но и с гесситом. Это предположение подтверждено минералогическими исследованиями. В халькопирите труб, Таш-Тау, Александринского, и Сафьяновского месторождений содержит гораздо меньше Au (0.001–12 г/т) по сравнению с трубами месторождений уральского типа. Хотя в трубах всех этих месторождений присутствуют микровключения самородного золота, основное количество его связано со сфалеритом. Вместе с тем, в халькопирите труб всех этих месторождений отмечаются значительные вариации содержаний Ag (2–134 г/т). Серебро, сконцентрировано в галените, борните, блеклых рудах и гессите.

Таким образом, соотношения Ag/Au в халькопирите как современных, так и древних курильщиков во многих случаях выше, чем в микровключениях сильванита, электрума и самородного золота. Очевидно, значительная часть Ag входит в состав не только этих минералов. В халькопирите черных курильщиков, там, где эти минералы не обнаружены, Ag, вероятно, присутствует в виде изоморфной примеси $Ag^{+} \leftrightarrow Cu^{+}$. В серых курильщиках повышенные содержания Ag обусловлено микровключениями гессита, а также серебросодержащих блеклых руд и борнита.

Современные курильщики характеризуются широкими вариациями содержаний Au и Ag. Особенно высоки содержания Ag в сфалерите гидротермальных труб поля Рейнбоу (94–2842 г/т). Часть Ag присутствует, вероятно, в виде изоморфной примеси в сфалерите. Положительная корреляция Ag и Sb с Pb предполагает присутствие пока не определенных микровключений галенита или сульфосолей. Обычно, содержания Au и Ag в сфалерите

черных курильщиков, формирующихся на базальтовом основании СОХ, обычно менее 1 г/т). Содержания и вариации содержаний Au и Ag в белых и бесцветных курильщиках иногда значительно выше.

В серых курильщиках присутствуют как самородное золото, так и другие носители Ag. Значительная часть Ag входит в состав микровключений халькопирита, блеклых руд и галенита в виде изоморфной примеси. Однако обильные выделения блеклых руд и галенита обнаружены лишь в сфалерите серых курильщиков, формирующихся в островодужных обстановках. В барит-халькопиритовых трубах поля Сюжетта галенит и блеклые руды дополняются гесситом.

Сфалерит сфалерит-халькопирит-изокубанитовых труб Дергамышского месторождения характеризуется более высокими отношениями Au/Ag сравнению со сфалеритом курильщиков и диффузеров поля Рейнбоу. Наблюдается положительная корреляция Au и Ag, которая согласуется с присутствием микровключений электрума.

Сфалерит гидротермальных труб Бурибайского, Султановского и Юбилейного месторождений, также как и сфалерит современных курильщиков и диффузеров, формирующихся на базальтах СОХ и задуговых бассейнов, имеет низкие отношения Au/Ag. Лишь в единичных случаях Au/Ag > 0.1, что связано с микровключениями электрума в сфалерите труб Юбилейного месторождения.

Часть фигуративных точек сфалерита гидротермальных труб колчеданных месторождений Урала, залегающих среди кислых вулканитов, на диаграмме Ag/Au попадает в область составов самородного золота и электрума. Другая, более значительная часть показывает низкие значения Au/Ag. Это обусловлено тем, что во многих трубах, наряду с самородным с золотом, наблюдаются обильные носители Ag — галенит, блеклые руды, галенит, в некоторых случаях борнит (Александринское месторождение).

Содержания Au и Ag в колломорфном пирите черных курильщиков СОХ редко превышают 1–2 г/т и 100–300 г/т, соответственно. Содержания Au в некоторых бесцветных или белых курильщиках, локализующихся на базальтах СОХ, в среднем существенно выше и достигает 14 г/т. Корреляция Au и Ag в колломорфном пирите черных курильщиков СОХ отсутствует. Предполагается, что Au входит в структуру пирита [Бортников и др.]. Максимальные содержания Au (до 174 г/т) и Ag (до 2733 г/т) установлены в колломорфном пирите серых курильщиков, приуроченных к Западно-Тихоокеанскому островодужному поясу (поля Суйо, Сюжетта, Пакманус). Этот пирит показывает положительную корреляцию Au и Ag, что связано, вероятно, с нановключениями самородного золота.

Колломорфный пирит пирит-халькопиритовых и халькопирит-кальцит-пиритовых труб Дергамышского месторождения характеризуется низкими содержаниями Au (0.6–1.5 г/т) и Ag (8–9 г/т). На диаграмме Au–Ag фигуративные точки колломорфного пирита из этого месторождения концентрируются в верхней части области колломорфного пирита современных курильщиков, формирующихся на серпентинитах (см. главу 7.1).

Содержания Au (1–10 г/т, реже до 29 г/т) и Ag (21–100 г/т, реже до 433 г/т) в колломорфном пирите сфалерит-пирит-халькопиритовых труб из Бурибайского, Султановского и Юбилейного колчеданных месторождений попадают в область максимальных значений современных белых и мерцающих курильщиков.

Содержания Au и Ag достигают высоких значений в колломорфном пирите пирит-сфалерит-халькопиритовых труб из Молодежного, Узельгинского, Яман-Касинского, Сафьяновского и Октябрьского медно-цинково-колчеданных месторождений. Судя по положительной корреляции Ag и Au с Te, кроме нановключений самородного золота в колломорфном пирите труб из этих месторождений содержатся микропримеси сильванита и гессита. Максимальные содержания Ag установлены в колломорфном пирите пирит-сфалеритовых труб Яман-Касинского месторождения. Положительная корреляция и соотношения Ag и Te свидетельствует исключительно в пользу микропримеси гессита [Maslennikov et al., 2013]. Фигуративные точки колломорфного пирита всех разновидностей труб из этих колчеданных месторождений попадают в поле максимальных значений современных серых курильщиков, формирующихся в островодужных бассейнах [Maslennikov et al., 2017].

Современная научная проблема связана с выяснением причин концентрации Au. Вариации содержания Au в черных курильщиках объясняются различиями в буферизирующих свойствах вмещающих пород. В частности, указывается, что сильновосстановленные флюиды, насыщенные Fe^{2+} за счет выщелачивания базальтов, обладают меньшей способностью к переносу $Au(HS)^{-2}$ по сравнению с флюидами гидротермальных систем риолит-дацитово-формации, характеризующимися менее восстановительными свойствами [Glasby, 2003]. К этому следует добавить, что в редких случаях концентраторами Au являются также черные курильщики, сформированные на базальтовом основании зрелых (ТАГ) и затухающих (Менез Гвен) гидротермальных систем [Леин и др., 2010]. В этих гидротермальных системах подрудные базальты в результате длительных преобразований потеряли большую часть феррических минералов, сдерживающих окисление флюидов. Косвенно об этом свидетельствует золото-теннантит-борнитовая ассоциация, более характерная для черных курильщиков, сформированных на риолит-дацитовых комплексах. Наиболее продуктивными на золото-теллуридные ассоциации, в связи с этим, оказываются колчеданные месторождения уральского типа, сформированные на риолит-базальтовом основании в переходных умеренно-восстановительных физико-химических условиях [Молошаг и др., 2002].

Таким образом, рассмотрены различные факторы, влияющие на разнообразие курильщиков. Очевидно, одним из региональных факторов минералого-геохимической специализации современных и древних курильщиков

является состав рудовмещающих формаций, которые являлись не только источниками вещества, но и определяли физико-химические параметры колчеданообразующей гидротермальной системы. Разнообразие минеральной и химической зональности труб также находится в зависимости от состава вмещающих формаций. Основное значение имеют локальные физико-химические параметры гидротермальных флюидов и их изменения при взаимодействии с горными породами и океанской водой. Однако зависимость от состава вмещающих формаций и локальные физико-химические параметры не объясняют всего минералого-геохимического разнообразия курильщиков. На первое место выступает степень зрелости рудогенерирующих гидротермальных систем, которая определяется стадиями разложения минералов: оливина, пироксенов, амфиболов, магнетита, ильменита, хлоритов и, в итоге, полевых шпатов. Выделяются незрелые системы, обогащенные Cu, Se, Fe и Co, и зрелые системы, в которых нарастает роль Bi, Zn, Sb, Pb, Te, Tl и Au. К первым относятся черные курильщики высокспрединговых СОХ, ко вторым — низкспрединговых СОХ и задуговых бассейнов, а также колчеданные месторождения уральского и понтийского типов. Третья степень зрелости («истощенная») включает черные курильщики горячих точек, внутридуговых рифтов и вулканы центрального типа, а также палеокурильщики месторождений куроко и баймакского типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведения сравнительного минералого-геохимического анализа выявлены основные факторы разнообразия современных и древних курильщиков. Анализировались современные курильщики, сформированные в различных геодинамических обстановках: высокоспредиговых СОХ, внутридуговых и задуговых рифтах, а также внутридуговых вулканах центрального типа Тихого океана, в низкоспредиговых СОХ Атлантического океана и в горячих точках, осложняющих СОХ. Древние курильщики обнаружены в рудах многих колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида и Хокуроко, принадлежащих к различным рудно-формационным типам, сформированным, как считается, во внутридуговых, задуговых и окраинно-морских рифтах и кальдерах вулканов (ссылки в главах).

Древние и современные курильщики по минеральному составу и зональности подразделяются на несколько типов, среди которых проанализированы признаки белых, черных, серых, бесцветных курильщиков и диффузеров. Показано, что каждый тип подразделяется на минеральные виды, каждый из которых характеризуется своими особенностями минеральной зональности. Классификация белых курильщиков пока осталась не разработанной. С очевидностью выделяются лишь ангидритовые белые курильщики. Обычно предполагается, что температура формирования белых курильщиков до 200°C. Однако в одной из ангидритовых труб ВТП нами обнаружен высокоселенистый халькопирит, характерный для черных курильщиков. Вероятно, следует различать и высокотемпературные (> 270°C) и среднетемпературные (160–270°C) разновидности ангидритовых труб белых курильщиков. Первые эволюционируют в сфалерит-пиритовые и пирит-сфалеритовые трубы, вторые — в пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы в соответствии с моделью, предложенной Р. Хайман [Hauman, 1983]. В отличие от ангидритовых труб баритовые и опаловые трубы белых курильщиков скорее всего формируются в средне- и низкотемпературных условиях, поскольку барит и опал не обладают ретроградной растворимостью.

Гидротермальные трубы черных курильщиков, сформированные на базальтах, оказались наиболее изученными. По зональности сфалерит-пирит-халькопиритовые трубы имеют древние аналоги среди месторождений кипрского типа на Урале, Понтидах и Кипре и Кордильерах. Другой вид черных курильщиков локализуется на серпентинитах, которые известны в САХ и на месторождении Дергамыш на Урале. Своеобразный тип черных курильщиков формировался над риолит-черносланцевыми комплексами на Рудном Алтае, Николаевское) и Урале (Сафьяновское). Возможными современными аналогами являются черные курильщики трога Окинава (поле

Джейд). Древних черных курильщиков, сформированных на осадочном основании, пока не обнаружено. Общими признаками как древних, так и современных черных курильщиков являются обилие колломорфного пирита и марказита, наличие пирротина или псевдоморфоз пирита по пирротину, решетчатые структуры распада, промежуточных твердых растворов системы халькопирит-изокубанит, параморфозы по вюртциту, аномально высокие содержания Se и Co в халькопирите.

Многие гидротермальные трубы современных и древние колчеданообразующих систем на самом деле являются не черными, а темно-серыми и серыми курильщиками. Они еще более разнообразны по минеральной зональности и составу. Для них характерно присутствие барита, наличие обильных аксессуаров, значительные вариации химического состава, умеренные (100–700 г/т) содержания Se в халькопирите. Некоторые серые курильщики могут содержать псевдоморфозы по пирротину и ПТР ряда халькопирит-изокубанит (уральский тип), в других эти минералы отсутствуют (понтийский и куроко тип). П. Хальбах с соавторами [Halbach et al., 2003] к специфической разновидности серовато-белых курильщиков отнес золотосодержащие халькопирит-опал-марказит-пирит-сфалеритовые трубы бассейна Северный Фиджи. Близкие по составу серые курильщики имеются на гидротермальных полях Горы Осевой [Богданов и др., 2006б]. Особенностью их является ассоциация барита и опала в оболочке труб с кристалликами пирротина, наряду с иорданитом и галенитом. Однако чаще всего серые и темно-серые курильщики встречаются в островодужных комплексах Западной Пацифики (например, в кальдере вулкана Бразерс, полей Пакманус и Сюзетта). Температура гидротермальных флюидов темно-серых курильщиков достигает 274–302°C [Berkenbosch et al., 2012]. Предполагается, что темно-серые дымы, в отличие от черных, не содержат частичек пирротина или содержат его в незначительных количествах. Бесцветные курильщики и диффузеры, выпускают теплые бесцветные растворы (< 10–50°C), формируются на поздних стадиях развития черных и серых курильщиков. Они характеризуются крайне низкими содержаниями Se (<50 г/т) и Co (<10 г/т). Нередко их объединяют в одну группу с белыми курильщиками, что пока является нерешенной проблемой, поскольку белые курильщики образуются при более высоких температурах (>160°C).

Разработана наиболее полная идеальная модель роста сульфидных труб курильщиков на примере палеогидротермальных труб, где выделяются пять этапов, которые по аналогии с современными курильщиками условно обозначены по цветам гидротермальных дымов.

Установлена зависимость особенностей минерального и микроэлементного состава и геохимических особенностей древних и современных курильщиков от состава рудовмещающих формаций, среди которых как в древних, так и современных обстановках выделены ультрамафитовые, базальтовые, риолит-базальтовые, базальт-риолитовые и риолит-черносланцевые вмещающие комплексы. В фанерозойских черных курильщиках в ряду от офиолитовых ассоциаций к базальт-риолитовым уменьшается ко-

личество высоко-железистых сульфидов и нарастают содержания барита. Индикаторными минералами современных черных курильщиков, ассоциирующихся с ультрамафитами, являются минералы Co и Ni, среди которых выделяются сульфиды, арсениды и теллуриды. На месторождении Дергамыш, залегающем среди девонских ультрамафитов, их место занимают катктерит-пирит и теллуриды висмута. В обоих случаях индикаторным является касситерит и сульфиды олова, отражающие сильно восстановительные параметры гидротермальных флюидов, которые обеспечиваются ультрамафитами. Как современные, так и древние курильщики ультрамафитовых комплексов содержат обильное самородное золото. Это тип современных курильщиков содержит более широкий спектр самородных металлов, включая платину, которые пока еще не выявлены в древних курильщиках (ссылки в главах).

Как древние, так и современные черные курильщики, ассоциирующие с базальтами, обеднены редкими минералами. Основное количество микроэлементов входит в состав изоморфных примесей. Исключение представляют некоторые курильщики САХ, в которых обнаружены минералы группы полидимита, кобальтин и реальгар (глава 3). Современные курильщики низкосрединговых рифтов, горячих точек и задуговых бассейнов обычно обогащены золотом по сравнению с курильщиками высокосрединговых рифтов (ВТП). Характерная особенность серых курильщиков горячих точек — присутствие барита, иорданита-геокронита, теннантита и иногда борнита, что сближает их с серыми курильщиками внутридуговых и задуговых рифтов. Древние и современные курильщики бимодальных комплексов по составу акцессориев подразделяются на две большие группы: в первой группе курильщики содержат обильные теллуриды, во второй — доминируют галенит-сульфосольные парагенезисы. В древних колчеданосных районах первая группа связана с риолит-базальтовой формацией, вмещающей колчеданные месторождения уральского и понтийского типов, а вторая группа принадлежит базальт-риолитовой формации, вмещающей месторождения куроко и баймакского типов. Таким образом, разнообразие акцессорных минералов нарастает к середине рудно-формационного ряда.

Элементы-примеси в гидротермальном халькопирите фанерозойских курильщиков находятся в зависимости от состава рудовмещающих комплексов, среди которых серпентинитовый отличается повышенными содержаниями Se, Sn, Co, Ni, Au и U; базальтовый — высокими концентрациями Co, Se и низкими Bi и Pb; риолит-базальтовый — высокими содержаниями Te и Bi, иногда Co и умеренными Se; базальт-риолитовый — повышенными As, Sb, Mo, Pb, Bi, иногда Ag, W и низкими концентрациями Co. Содержания Se и Co в халькопирите труб постепенно убывают, а Ba, Bi, Pb, Ag, Sb, Mo, W возрастают по мере увеличения в рудовмещающих комплексах относительного количества кислых вулканитов. Обогащение теллуридами отмечается в середине ряда.

Несмотря на очевидное сходство в механизмах роста, современные черные курильщики низкосрединговых рифтов нередко отличаются от чер-

ных курильщиков высокосрединговых рифтов по более высоким концентрациям химических микроэлементов, которые относятся к более зрелой стадии взаимодействия в системе вода/порода [Третьяков, 2015]. К таким элементам относятся Bi, Sb, Tl, As, Au, W, Ba. Еще более контрастными выглядят геохимические отличия при сравнении с серыми курильщиками современных и древних островодужных бассейнов. В последнем случае зрелость островодужных рудогенерирующих систем гораздо выше, чем систем СОХ [Grichuk, 2012].

На основе нового геохимического метода исследований сульфидов (ЛА-ИСП-МС) выявлена геохимическая зональность палеогидротермальных труб современных и древних курильщиков. Интервалы обеднения элементами-примесями совпадают с наиболее высокотемпературными частями гидротермально-крустификационной халькопиритовой зоны, а также с гидротермально-преобразованными участками оболочки труб. Показано, что контрастность геохимической зональности в каждой трубе сглаживается в ряду от медно-колчеданных труб (черным курильщиком) к колчеданно-полиметаллическим (белым курильщиком). Установлено, что каждая микрофаза палеогидротермальных труб характеризуется своими геохимическими ассоциациями, очевидно, отражающими процессы гидротермально-крустификационной, гидротермально-осадочной и гидротермально-метасоматической дифференциации. Геохимические ассоциации, выявленные для каждого сульфида и для каждой зоны, в целом отражают присутствие известных микровключений и изоморфных примесей, характеризующих различные физико-химические условия формирования.

Для гидротермально-крустификационных халькопиритовых микрофаз характерны две ассоциации: высокотемпературная — Se-Co-Bi-Te, связанная с крупнозернистым халькопиритом среднего слоя крустификации, и высоко-среднетемпературная — Mo-Au-Ag-Pb-Te, свойственная приграничным внешнему и внутреннему слоям. Соответствующим образом распределены теллуриды. Среднетемпературная ассоциация (Cd-Sn-Ga-Mn-As-Sb) присутствует в сфалеритовой крустификации каналов труб. В оболочках труб концентрируются элементы низкотемпературной (Pb, Mn, Tl) и гидrogenной (U, V, W) ассоциаций.

Интервалы обеднения элементами-примесями совпадают со средней частью высокотемпературной гидротермально-крустификационной халькопиритовой зоны, а также с гидротермально-преобразованными микрофазами оболочки труб. Обогащение элементами-примесями в канале труб связано с двумя причинами. Первая из них — кондуктивное остывание насыщенного гидротермального раствора на начальной стадии формирования халькопиритовой зоны, вплоть до периода критического нагревания, когда отложение большинства редких минералов становится невозможным. Вторая — это остывание гидротермальных растворов при затухании гидротермальной деятельности на завершающей стадии формирования халькопиритовой крустификации. Концентрация элементов-примесей в колломорфной пиритовой оболочке труб, вероятно, происходила при мгновенном остывании

и нейтрализации гидротермальных растворов при выходе их на морское дно. При этом совместно с колломорфными дисульфидами железа осаждались почти все элементы-примеси, за исключением Bi, Se и иногда Te, уже отложившихся в канале трубы. Обеднение сульфидов разных типов также может быть вызвано различными причинами, некоторые из них: крайне высокие температуры, препятствующие отложению акцессорной минерализации; процессы раскristализации — гидротермально-метасоматическое преобразование исходных гидротермально-осадочных пиритов с образованием субгидрального пирита, очищенного от примесей.

Геохимические особенности палеогидротермальных труб напрямую связаны с относительными количествами сфалерита и халькопирита. Черные курильщики, в которых преобладают пирит и халькопирит, по сравнению с бесцветными курильщиками, содержащими в основном сфалерит, обогащены Co, Se и Mo и обеднены Ag, As, Sb, Pb, Cd.

Анализ минерального состава труб показывает, что изоморфные формы нахождения элементов постепенно сменяются собственными теллуридными, сульфосольными и затем сульфосольными минеральными формами в соответствии с нарастанием количества кислых вулканитов в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений.

В гидротермальных трубах наблюдается последовательная смена концентраций химических элементов по мере нарастания в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений количества кислых вулканитов. Месторождения, находящиеся в начале ряда, характеризуются повышенными содержаниями Fe, Co, Ni, Se, тогда как для колчеданных месторождений конца этого ряда нарастает роль Zn, Bi, Te, Ba, Pb, Tl, As, Sb и Cd. Эта же закономерность подтверждается при сравнении типохимизма одноименных морфогенетических разновидностей сульфидов гидротермальных труб месторождений, принадлежащих различным рудно-формационным типам. Более того, выявленная эмпирическая закономерность не противоречит результатам физико-химического моделирования в гидротермальной системе морская вода/порода: геохимическая специализация колчеданообразующих гидротермальных флюидов, с одной стороны, зависит от состава вмещающих пород, с другой — определяется зрелостью гидротермально-метасоматических ячеек. В результате моделирования получены новые данные не только по дифференциации отдельных элементов, но и их различных соединений. Подрудные осадки, обогащенные органическими веществами, могут корректировать особенности дифференциации химических элементов: на одном и том же месторождении можно встретить необычное сочетание, например, высоких содержаний Fe и Co, а также Ba, Tl, As и Sb (рудноалтайский медно-цинковый тип).

Сопряженный анализ микрофациальной и минералого-геохимической зональности сульфидных труб позволяет обнаружить отчетливые признаки гидротермально-осадочной дифференциации химических элементов, которые можно сгруппировать в четыре ассоциации: высокотемпературные (Cu, Se,

Sn, Bi, Te, Co), среднетемпературные (As, Sn, Zn, Cd, Au, Ag), низкотемпературные (Ba, Mn, Tl, Pb) и водородные (V, U, W). Высокотемпературные элементы, как правило, концентрируются в халькопирите и эвгидральном пирите, среднетемпературные — в сфалерите и субгидральном зональном пирите и марказите, низкотемпературные — в колломорфном пирите и водородные — в продуктах окисления сульфидов. Спектры элементов в ассоциациях зависят от рудно-формационного типа месторождений и от зрелости рудогенерирующих систем, т. е. от геохимической специализации флюидов. Более того, многие элементы обладают двойственными и даже тройственными свойствами в зависимости от формы нахождения, определяемыми другими условиями минералообразования (Eh). В ряду гидротермальных труб курильщиков по мере уменьшения в них количества халькопирита и увеличения сфалерита, пирита, кварца и барита возрастает сначала роль среднетемпературных, а затем и низкотемпературных геохимических ассоциаций не только в пирите и сфалерите, но и в халькопирите. В этом же направлении изоморфные формы нахождения многих элементов сменяются арсенидными, теллуридными, сульфосольными и самородно-металлическими. Предполагается, что в этом же направлении нарастает степень влияния морской воды на гидротермальные флюиды.

Таким образом, рассмотрены различные факторы, влияющие на разнообразие курильщиков. Очевидно, одним из региональных факторов минералого-геохимической специализации современных и древних курильщиков является состав рудовмещающих формаций, которые являлись не только источниками вещества, но и определяли физико-химические параметры колчеданообразующей гидротермальной системы. Разнообразие минеральной и химической зональности труб также находится в зависимости от состава вмещающих формаций. Однако основное значение имеют локальные физико-химические параметры гидротермальных флюидов и их изменения при взаимодействии с горными породами и океанской водой. Но зависимость от состава вмещающих формаций и локальные физико-химические параметры не объясняют всего минералого-геохимического разнообразия курильщиков. На первое место выступает степень зрелости рудогенерирующих гидротермальных систем, которая определяется стадиями разложения минералов, начинающимися разложением оливина, пироксенов, амфиболов, магнетита, ильменита, хлоритов и заканчивающимися разложением полевых шпатов. Выделяются незрелые системы, обогащенные Cu, Se, Fe и Co, и зрелые системы, в которых нарастает роль Bi, Zn, Sb, Pb, Te, Tl и Au. К первым относятся черные курильщики высокспрединговых COX, ко вторым — низкспрединговых COX и задуговых бассейнов, также колчеданные месторождения уральского и понтийского типов. Третья степень зрелости, называемая «истощенная», включает черные курильщики горячих точек, внутридуговых рифтов и вулканы центрального типа, а также палеокурильщики месторождений куроко и баймакского типов.

В целом полученные данные по минералогии, геохимии и физико-химическим условиям образования сульфидных труб в палеозойских колчеданных месторождениях во многом развивают и существенно дополняют опубликованные ранее исследования по современным черным курильщикам. Дальнейшее изучение должно быть направлено на установление генетических связей и выявление минералого-геохимических особенностей различных типов сульфидных отложений, включая продукты разрушения и придонного преобразования черных курильщиков. В перспективе — более глубокое изучение элементного состава редких минералов, в том числе и методом ЛА-ИСП-МС. Еще более перспективное направление — изучение разнообразных стабильных изотопов, результаты которого потребуют специального монографического описания.

Авторы надеются, что книга окажется полезной широкому кругу специалистов, занимающихся проблемами литологии, минералогии, геохимии и рудообразования в древних и современных гидротермальных системах. Полученные результаты показывают перспективность генетического направления для объяснения причин минералого-геохимического разнообразия месторождений колчеданного семейства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдонин В.В.* Гидротермальноосадочные породы рудоносных вулканогенных комплексов. м.: МГУ, 1994. 184 с.
2. *Авдонин В.В.* Реликты «черных курильщиков» в рудах колчеданных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 148–152.
3. *Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Сергеева Н.С.* Гидротермальные постройки и продукты их разрушения на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданноносных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 126–137.
4. *Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Еремин Н.И., Сергеева Н.Е.* Эволюция колчеданно-полиметаллического рудообразования в девонской истории Рудного Алтая // Вулканогенно-осадочное рудообразование, 1992. С-Пб. С. 51–53.
5. *Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е.* Реликты гидротермальных построек на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 1993. №4. С. 48–55.
6. *Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.* Реликты придонной фауны в колчеданных рудах Гайского месторождения // Взаимодействие науки и общества: проблемы и перспективы. Сборник статей Международной научно-практической конференции. Часть 3. Уфа: МЦИИ Омега Сайнс, 2017. С. 3–5.
7. *Агапова Г.Ф., Бортников Н.С., Викентьев И.В., Чернышев И.В., Шадлун Т.Н., Троицкий В.М.* Изотопный состав свинца современных сульфидных руд в рифтовых зонах бассейнов Манус и Лау (юго-западная окраина Тихого океана) // Доклады АН СССР, 1994. Т. 336. № 4. С. 500–503.
8. *Анфилогов В.Н., Пуртов В.К.* Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами // Геохимия, 1976. № 9. С. 1400–1403.
9. *Анкушева Н.Н., Масленников В.В., Сафина Н.П.* Условия фоссилизации пригидротермальной фауны медноколчеданных месторождений Урала и Понтида: результаты исследований флюидных включений // Минералогия, 2016. С. 66–79.
10. *Артемов Д.А., Мелекесцева И.Ю., Третьяков Г.А.* Геологическое строение и состав рудовмещающей толщи Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): новые данные // Металлогения древних и современных океанов-2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 110–116.
11. *Архипов А.Я., Бугров В.А., Воробьев С.А. и др.* Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. м.: Недра. 1990. 335 с.
12. *Аюпова Н.Р.* Минералы висмута в госсанитах Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Наука ЮУрГУ: Материалы 68-й научной конференции. Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2016. С. 261–264.
13. *Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Масленников В. В.* Минеральный состав слоистых сульфидных руд Юбилейного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Материалы IX межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2012. С. 14–17.

14. Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Биоморфные структуры в железисто-кремнистых отложениях колчеданосных палеогидротермальных полей Урала // Литология и полезные ископаемые, 2013. Т. 48. № 5. С. 438–455.
15. Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Котляров В.А. Сульфовисмутиды в окисдно-железистых продуктах субмаринного окисления обломочных руд медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Турция) // Записки РМО, 2013. Т. 142. № 2. С. 83–93.
16. Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Котляров В.А., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В., Ларж Р. Минералы селена и индия в зоне субмаринного гипергенеза колчеданной залежи Молодежного медно-цинково-колчеданного месторождения, Южный Урал // Доклады АН, 2017. Т. 473. № 2. С. 190–194.
17. Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. м.: Наука, 1987. 295 с.
18. Баранов В.Д., Овчинников Л.Н. Стереометаллогения и принципы геолого-геохимического прогнозирования колчеданных месторождений // Региональная геохимия и рудообразование. м.: Наука. 1980.
19. Батуев Б.Н., Андреев С.И., Бельтенева В.Е. и др. Изучение и поиски глубоководных полиметаллических сульфидов в пределах сегмента 0°–40° с.ш. осевой зоны Северо-Атлантического хребта // Мат. конф. «Металлогения древних и современных океанов-2004». Достижения на рубеже веков. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. I. С. 42–46.
20. Бахтина А.П., Мурзин В.В., Литошко Д.Н. Теннанит-тетраэдрит // Минералогия Урала. Свердловск: УрО РАН, 1991. С. 38–51.
21. Безмертная м.С., Логинова Л.А., Соболева Л.Н. Определение теллуридов под микроскопом. м.: Наука, 1969. 175 с.
22. Белгородский Е.А. Вулканогенные формации и фации Алапаево-Челябинской зоны на примере Кунашакского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. 23 с.
23. Белозуб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А., Котляров В.А. Самородный висмут, цумоит и свинцовая разновидность цумоита из Тарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Серный Урал) // Записки РМО, 2010. № 6. С. 82–93.
24. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
25. Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Гылым, 1997. 288 с.
26. Бобохов А.С. Эндогенная динамическая система Южно-Уральской палеостровной дуги. м.: Наука, 1991. 181 с.
27. Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. м.: Научный мир, 1997. 165 с.
28. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, САХ (36° 4' с.ш.) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44(6). С. 510–542.
29. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. м.: ГЕОС. 2015. 256 с.
30. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Масленников В.В. и др. Начальная фаза рудонакопления на поле 9°50' с.ш. ВосточноТихоокеанского поднятия // Океанология. 2006а. Т. 46. № 1. С. 1–14.
31. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Масленников В.В., Сяо Ли, Ульянов А.А. Минералого-геохимические особенности сульфидных руд гидротермального поля Брокен Спур // Океанология, 2008. Т. 48. № 4. С. 1–23.
32. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. м.: Наука, 2006б. 527 с.
33. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». м.: Научный мир, 2002. 304 с.
34. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. м.: Наука, 1990. 229 с.
35. Богомол А.А. Структура Султановского месторождения // Геология, геохимия и полезные ископаемые Урала. Межвуз. науч. тематич. сборник. Вып. 1. Свердловск: изд. УПИ 1977. С. 61–73.
36. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки «черных курильщиков» из гидротермального поля Рейнбоу (САХ 36°14' с.ш.) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2004. № 3. С. 35–48.
37. Бородаевская м.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. м.: Недра, 1977. 153 с.
38. Бортников Н.С. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. м.: ИГЕМ, 1995. 54 с.
39. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом Океане // Геология руд. месторождений, 2005. Т. 47. № 1. С.16–50.
40. Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В. и др. Невидимое золото в сульфидах из современных гидротермальных построек: к вопросу о поведении золота в субмаринных гидротермальных системах // Геология руд. месторождений, 2003. № 2. С. 510–542.
41. Бортников Н.С., Некрасов И.Я. Состав и фазовые взаимоотношения теннантита в системе Cu-Fe-As-S при 500° с // Доклады АН СССР. 1987. Т. 297. №2. С. 449–451.
42. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюции флюида // Геология руд. месторождений, 2004. Т. 46. № 1. С. 74–87.
43. Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев Г.К. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геология руд. месторождений, 1993. Т. 35. № 6. С. 528–543.
44. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 263. м.: Наука, 1974. 318 с.
45. Бронштедт-Куплетская Э.М. Новые минералы // Записки ВМО, 1974. Ч. 103. Вып. 5. С. 618.
46. Бресковска В.В., Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Цетин А.И. Особенности химического состава блеклых руд свинцово-цинковых месторождений Родоп, Болгария // Известия АН СССР. Серия Геология, 1984. №1. С. 78–84.

47. Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Исмагилов М.И., Колотов С.В. Зональность рудных тел и парагенетический анализ руд // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 105–119.
48. Бучковский Э.С. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на силикатный и сульфидный никель, выполненный Байгускаровской геолого-поисковой и Байгускаровской геофизическими партиями в 1964–1966 гг. Уфа, 1966ф.
49. Василенко В.Н. Термобарогеохимические критерии колчеданности в Сибайском рудном поле (Южный Урал) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Вып. 5. Свердловск: СГИ, 1984. С. 92–101.
50. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. м.: Научный Мир, 2004. 344 с.
51. Викентьев И.В., Бонатти Э., Пейве А.А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима, 10°45' с.ш. САХ) // Доклады АН, 2005. Т. 375. № 4. С. 500–503.
52. Викентьев И.В., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Молошаг В.П. Результаты свинцово-изотопной систематики колчеданных месторождений Урала по данным прецезионного изотопного анализа методом MS-ICP-MS // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы Междун. науч. конф. (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 287–290.
53. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. м.: Недра, 1990. 480 с.
54. Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. м.: Наука, 1992. 197 с.
55. Габлина И.Ф., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Богданов Ю.А., Кузнецова О.Ю., Старостин В.И., Фардуст Ф. Тетрагональная форма Cu₂-xS в современных гидротермальных рудах Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш) // Новые данные о минералах. м., 2004. Вып. 39. С. 102–109.
56. Гаськов И.В. Колчеданно-полиметаллические месторождения северо-западной части Рудного Алтая: условия формирования и закономерности размещения: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 336 с.
57. Гаськов И.В., Миронова Н.Ю. Генетическая модель верхнедевонских колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // в кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–107.
58. Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука / Ред. А.П. Лисицына. м.: Наука, 1990. 200 с.
59. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая: (в пределах территории Казахстана и Китая) / Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Алматы: Гылым, 1997. 288 с.
60. Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения / Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. 388 с.
61. Годовиков А.А. Минералогия. М: Недра, 1975. 519 с.
62. Гончарова Т.Я., Дергачев А.Л. Обломочные породы на Николаевском колчеданно-полиметаллическом месторождении Рудного Алтая // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1977. № 4. С. 27–37.
63. Грабежеев А.И., Молошаг В.П., Сотников В.И., Мурзин В.В., Коровко А.В., Жухлистов А.П. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu месторождения, Средний Урал // Петрология, 2001. Т. 9. № 3. С. 294–312.
64. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. м.: Научный мир, 2000. 304 с.
65. Гричук Д.В. Гидротермальные системы в островных дугах: прогноз геохимических особенностей по данным термодинамического моделирования // IX международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Т. 3. Москва, 2009. С. 273.
66. Гричук Д.В. Гидротермальные системы в островных дугах: термодинамическая модель рудообразования // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, 2015. Владивосток: Дальнаука. С. 25–32
67. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки мирового океана. м.: Научный мир, 1998. 340 с.
68. Дмитриев В.П. Основные черты геологии Зареченского барит-полиметаллического месторождения // Геология руд. месторождений, 1964. № 2. С. 97–101.
69. Дергачев А.Л. Новые данные о структуре Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Доклады АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1146–1149.
70. Дергачев А. Л., Старостин В. И., Дороговин Б. А. Зависимость температуры Дебая кристаллов кварца от давления кварцеобразования // Доклады АН, 1992. Т. 257. № 4. С. 992–993.
71. Дергачев А.Л., Литвинович Н.В. о геологическом возрасте рудовмещающих пород Николаевского месторождения на Рудном Алтае // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1211–1214.
72. Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Филицина Т.А. о рудокластах на Николаевском колчеданно-полиметаллическом месторождении на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений, 1986. № 1. С. 89–95.
73. Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений / Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова С.П. и др. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. 368 с.
74. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. м.: ГЕОС, 2001. 293 с.
75. Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальтмедно-колчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 110 с.
76. Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудн. месторожд., 2009. Т. 51. № 3. С. 222–238.
77. Дьячкова И.Б. Ходарковский И.Л. Термодинамические равновесия в системах S-H₂O; Se-H₂O; Te-H₂O в интервалах температур 25-300° с и их геохимические интерпретации // Геохимия, 1968. № 11. С. 1358–1375.
78. Емлин Э.Ф. Кадмий в геотехносфере Урала. Екатеринбург: УГГГА, 1997. 283 с.
79. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. м.: МГУ, 1983. 256 с.
80. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Эпохи вулканогенного колчеданного рудообразования в истории Земли // Геология руд. месторождений, 2002. Т. 44. №4. С. 259–275.

81. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е. Главнейшие типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации и их типоморфные минералы // Годичное собрание РМО. Санкт-Петербург. 2008. С. 29–32.
82. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 2007. № 2. С. 40–48.
83. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. м.: Недра, 1979. 271 с.
84. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М: Наука, 1991. 206 с.
85. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. Изд. второе доп. м.: Наука, 2006. 429 с.
86. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 1993. 146 с.
87. Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. Сульфидная залежь Яман-Касы – древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геология рудн. месторожд., 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.
88. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудноформационный и руднофациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
89. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальтмедноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмь ЗападноМагнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005. № 3. С. 73–98.
90. Злотник-Хоткевич А.Г. Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 57–64.
91. Зоненшайн Л.П., Кузьмин м.И. Тектоническое положение и магматизм горы Осеовой хребта Хуан-де-Фука // Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука. м.: Наука, 1990. С. 4–25.
92. Зоненшайн Л.П., Кузьмин м.И. Палеогеодинамика. м.: Наука, 1993. 192 с.
93. Зоненшайн Л.П., Кузьмин м.И., Баранов Б.В. и др. Рельеф, тектоника, магматизм // Гидротермальные образования срединного хребта Атлантического океана. м.: Наука, 1992. С. 12–44.
94. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 3. м.: Недра, 1996. 352 с.
95. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Т. 6. м.: Экология, 1997. 607 с.
96. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
97. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. и др. Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // Доклады АН СССР, 1989. Т. 306. № 5. С. 1189–1192.
98. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Геодинамические условия формирования земной коры Урала и рудоносных вулканитов // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 51–55.
99. Исмагилов м.И. Некоторые черты минералогии и генезиса Дергамышского меднокобальтового месторождения // в сб.: Геологоминералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ГТИ БФ АН СССР, 1962. С. 74–97.
100. Кабанова Л.Я., Зайков В.В. Пикриты и марианит-бониниты палеостроводужной системы Южного Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 108–110.
101. Кадзивара И. Признаки сингенетического происхождения руд Куроко на руднике Саканаи // Вулканизм и рудообразование. м.: Мир, 1973. С. 163–168.
102. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважина СГ-4. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 278 с.
103. Колчеданные месторождения мира / Бородаевская м.Б., Горжеский А.И., Кривцов А.И., Ручкин Г.В., Скрипченко Н.С., Тварчрелидзе Г.А., Яковлев Г.Ф. м.: Недра, 1979. 284 с.
104. Контарь Е.С. Геологопромышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Издво УГГУ, 2013. 199 с.
105. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка и свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
106. Коровко А.В. Отчет по поисковым работам по оценке промышленной значимости Каменско-Сафьяновской меднорудной зоны Восточно-Уральского прогиба / ОАО СУГРЭ, 2004ф.
107. Коровко А.В., Грабежес А.И., Двоеглазов Д.А. Метасоматический ореол Сафьяновского цинково-медного месторождения (Средний Урал) // Доклады АН СССР, 1988. Т. 303. № 3. С. 692–695.
108. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. Позиция Сафьяновского рудного поля в строении Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО РАН, 1991. С. 151–152.
109. Коровко А.В., Молошаг В.П., Сапожникова Е.В. Некоторые особенности позиции и строения Султановского колчеданного месторождения (Южный Урал). // Металлогения древних и современных океанов-2009. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С.191–194.
110. Коровко А.В., Постоялко м.В., Степанова Т.И., Петрова Л.Г., Шурыгина М.В., Иванов К.С., Амон Э.О. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комитет природы по Свердловской обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 136–141.
111. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
112. Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Зайков В.В., Кориневский В.Г. Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минералогия // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: СО АН СССР, 1985. С. 71–85.
113. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В., Молошаг В.П., Коровко А.В., Шереметьев Ю.С. Геологическое положение и состав сульфидных руд Сафьяновского месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 49 с.
114. Кориневский В.Г. Эффузивы Урала. Свердловск: Изд-во Урал. Ун-та, 1987. 144 с.
115. Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. Бонинитовые вариолиты Бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования // Литосфера, 2018. Т. 18. № 2. С. 246–279.

116. Косарев А.М., Светов С.А., Чаженгина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: Химия минералов // Металлогения древних и современных океанов-2016. Миасс: ИМи-нУрО РАН, 2016. С. 35–38.
117. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // Литосфера, 2014. № 2. С. 3–25.
118. Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.
119. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. м.: Недра, 1979. 168 с.
120. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулcano-плутонических поясов. Часть II. м.: ЦНИГРИ, 1999. 268 с.
121. Кудрявцев А.А. Химия и технология селена и теллура / Под ред. И.В. Танаева. м.: 1961. 285 с.
122. Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В. Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Известия РАН. Серия Биология, 1993. № 4. С. 525–534
123. Лазарева Л.И., Бельтнев В.Е., Рождественская И.И. и др. Вещественный состав рудопроявлений САХ (0°–40° с.ш.), локальные и региональные геологические условия их локализации // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. Т. II. м.: ГЕОС, 2003. С. 28–29.
124. Леин А.Ю. Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле, 2000. Т. 2(4). С. 327–340.
125. Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Гричук Д.В., Русанов И.И., Сагалевич А.М. Геохимические особенности гидротермальных растворов района 9°50'7" с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) через 12 лет после извержения подводного вулкана // Геохимия, 2006. № 7. С. 749–762.
126. Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Масленников В.В. и др. Сульфидные минералы нерудного гидротермального поля Менез Гвен (Срединно-Атлантический хребет) // Литология и полезные ископаемые, 2010. № 4. С. 343–362.
127. Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. и др. Лост Сити (30° с.ш. САХ) — новый тип гидротермального поля // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. Т. II. м.: ГЕОС, 2003. С. 30–31.
128. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Гриненко В.А. и др. Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных построек // Геохимия, 1988. № 9. С. 1235–1248.
129. Леин А.Ю., Глущенко Н.Н., Осипов Г.А., Ульянова Н.В., Иванов м.В. Биомаркеры сульфидных руд современных и древних «черных курильщиков» // Доклады АН, 1998. Т. 359. № 4. С. 525–528.
130. Леин А.Ю., Емец Т.П., Лопатин Н.В. о природе органического вещества в гидротермальных рудах // Геохимия, 1990. № 3. С. 414–419.
131. Леин А.Ю., Иванов м.В. Биогеохимический цикл метана в океане. м.: Наука, 2009. 576 с.
132. Леин А.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П., Ульянова Н.В., Зайков В.В., Спиро Б. Изотопы серы и углерода в пригидротермальных экосистемах «черных курильщиков» Уральского палеоокеана // Геохимия, 2004. № 7. С. 770–784.
133. Леин А.Ю., Ульянова Н.В., Гриненко В.А. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд бассейна Манус (море Бисмарка) // Геохимия, 1993. № 4. С. 524–537.
134. Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия, 2003. № 3. С. 304–328.
135. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. м.: Наука, 1990. 256 с.
136. Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Известия РАН. Серия Геология, 1992. № 4. С. 5–24.
137. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. м.: Недра, 1980. 247 с.
138. Магакьян И.Г. Сурьмянистый теллурувисмутит Зодского золоторудного месторождения (Басаргачарский район Армянской ССР) // Записки ВМО, 1957. Ч. 86. Вып. 3. С. 343–346.
139. Масленников В.В. Стратиграфолитологический контроль медноколчеданных руд на Сибайском и Октябрьском месторождениях (Южный Урал): Автореф. дисс. ... канд. геол.мин. наук. Свердловск, 1986. 23 с.
140. Масленников В.В. Литологический контроль медноколчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 139 с.
141. Масленников В.В. Факторы появления и сохранности бентосно-бактериальных экосистем в колчеданосных рифтах Уральского палеоокеана // Металлогения древних и современных океанов-1996. Миасс: ИМи-нУрО РАН, 1996. С. 35–38.
142. Масленников В.В. Гальмиролиз и реактивность компонентов околорудных осадков как факторы литологоминералогической зональности колчеданосных палеогидротермальных полей // Металлогения древних и современных океанов-97. Миасс: ИМи-нУрО РАН, 1997. С. 52–61.
143. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
144. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМи-нУрО РАН, 2006. 384 с.
145. Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режима вулканизма // Литосфера, 2012. № 5. С. 96–113.
146. Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А., Целуйко А.С. Микротопохимия марказит-пиритовой конкреции в иилит-гематитовых госсанитах медноцинково-колчеданного месторождения Лаханос (Понтиды, Турция) по данным ЛА-ИСП-МС // Минералогия, 2017. № 3. С. 48–70.
147. Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масденникова С.П., Леин А.Ю., Целуйко А.С., Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р., Симонов В.А. Критерии обнаружения фауны гидротермальных экосистем в рудах колчеданных месторождений Урала // Литология и полезные ископаемые, 2017. № 3. С. 199–218.
148. Масленников В.В., Зайков В.В. о разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады АН СССР, 1991. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.

149. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А. Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера, 2010. № 3. С. 153–162.
150. Масленников В.В., Масленникова С.П. о типохимизме субмаринных гипергенных сульфидов (на примере колчеданных месторождений Урала) // Металлогения древних и современных океанов-2009. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 177–184.
151. Масленников В.В., Масленникова С.П., Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Симонов В.А. Черные курильщики вулканогенно-черносланцевых ассоциаций // Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. С. 43–47.
152. Масленников В.В., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., и др. Блеклые руды в палеозойских «курильщиках» из колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая // Минералогия, 2015. № 4. С. 53–78.
153. Масленников В.В., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю. Физико-химическое моделирование минералообразования при субмаринном гипергенезе сульфидно-серпентинитовых обломочных отложений // Металлогения древних и современных океанов-2009. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 50–54.
154. Масленников В.В., Херрингтон Р., Буслаев Ф.П., Стенли К. Самородный теллур, теллуриды и сульфотеллуриды в сульфидных трубах «черных курильщиков» Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 53–67.
155. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Котляров В.А., Целуйко А.С. Белые, черные, серые и мерцающие курильщики современных и древних океанов (обзор) // Металлогения древних и современных океанов-2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 7–13.
156. Масленникова С.П. Сульфидные трубы палеозойских черных курильщиков (на примере Александринского и Яман-Касинского колчеданных месторождений. Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. 2005. 22 с.
157. Масленникова С.П., Масленников В.В., Данюшевский Л.В., Ларж Р. Геохимическая зональность палеогидротермальных труб медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы (Южный Урал) по данным плазменного масс-спектрометрического лазерного анализа (LA-ICP-MS) сульфидов // Уральский минералогический сборник № 12. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 280–293.
158. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 317 с.
159. Масленникова С.П., Масленников В.В. Первые данные о сульфидных трубах миоценового возраста из колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа (Япония) // Уральский минералогический сборник № 15. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 85–90.
160. Маслов В.А. Девон восточного склона Урала. м.: Наука, 1980.
161. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии // Вулканизм и рудообразование (под ред. Т. Тацуми). м.: Мир, 1973. С. 129–151.
162. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / Прокин В.А., Нечехин В.М., Сопко П.Ф. и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
163. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов м.И. и др. Свердловск: УрО РАН, 1988. 241 с.
164. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
165. Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт–медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. м.: Наука, 2007. 245 с.
166. Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В. Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 122 с.
167. Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Третьяков Г.А., Филиппова К.А., Котляров В.А. Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал // Литосфера, 2019. Т. 19. № 1. С. 111–138.
168. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Иванов В.Н., Бельтенов В.Е., Добрецова И.Г., Нимис П. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Литосфера, 2010. № 2. С. 47–61.
169. Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е. Юшко-Захарова, В.В. Иванов и др. м.: Недра, 1986. 272 с.
170. Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО РАН, 1991. 213 с.
171. Минина О.В. Роль субвулканических структур в локализации медноколчеданного оруденения на Юбилейном месторождении // Труды ЦНИГРИ, 1971. Вып. 99. С. 52–59.
172. Минина О.В. смена обстановок рудоотложения на Юбилейном медноколчеданном месторождении (Южный Урал) // Геология руд. месторождений, 1979. № 4. С. 66–78.
173. Молошаг В.П. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные // Литосфера, 2011. № 6. С. 91–102.
174. Молошаг В.П., Гуляева Т.Я. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1989. С. 94–95.
175. Молошаг В.П., Викентьев И.В. Благородные металлы в рудах колчеданных месторождений Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 810–840.
176. Молошаг В.П., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я., Тесалина С.Г. Благородные и редкие металлы в борнитовых рудах колчеданных месторождений Урала // Записки РМО, 2005. Т. 134. № 3. С. 53–69.
177. Молошаг В.П., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я., Тесалина С.Г. Борнитовые руды колчеданных месторождений Урала // Литосфера, 2005. № 3. С. 99–116.
178. Молошаг В.П., Грабежеев А.И., Викентьев И.В., Буслаев Ф.П., Гуляева Т.Я. Физико-химические условия образования парагенетических ассоциаций сульфидных минералов колчеданных и медно-золото-порфириновых месторождений Урала // Материалы Уральской минералогической школы. Екатеринбург: УГГГА, 2003. 130 с.
179. Молошаг В.П., Грабежеев А.И., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я. Фазио рудообразования колчеданных месторождений и сульфидных руд медно-золото-порфириновых месторождений Урала // Литосфера, 2004. № 2. С. 30–51.
180. Молошаг В.П., Грабежеев А.И., Гуляева Т.Я. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото-порфириновых месторождений Урала // Записки РМО, 2002. Ч. СXXXI. № 5. С. 40–54.

181. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 4. С. 339–367.
182. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В., Жирнов Е.А. Изокубанит из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш.) // Записки РМО, 2002. № 3. С. 61–70.
183. Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н., Бородаев Ю.С., Церин А.И. Область состава и особенности изоморфизма изокубанита // Геохимия, 1995. № 4. С. 533–552.
184. Мозгова Н.Н., Фардуст Ф., Бородаев Ю.С., Трубкин Н.В. Пентландит из черных курильщиков гидротермальных полей Рейнбоу и Логачев (изоморфизм и нестехиометрия) // Записки РМО, 2005. № 1. С. 69–81.
185. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). м.: Наука, 1983. 280 с.
186. Моралев Г.В., Бортников Н.С., Малов В.С. Химический состав блеклых руд в связи с условиями рудообразования месторождения // Геология руд. месторождений, 1988. № 4. С. 116–121.
187. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ярославцева Н.С., Молошаг В.П. Минералогия и строение барит-сульфидных жил Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 12–19.
188. Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.Л., Кононкова Н.Н. Первые данные о высокоплотных флюидных включениях магматической воды во вкрапленниках риолитов // Доклады АН СССР, 1991. Т. 318. № 1. С. 187–190.
189. Ненашева С.Н. Особенности состава теллурсодержащих блеклых руд // Новые данные о минералах. 2009. Вып. 44. С. 34–44.
190. Нечеухин В.М. Металлогения складчатых систем с позиций тектоники литосферных плит // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 10–24.
191. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Аюпова Н.Р. Бабарыкинское рудное поле (Александринский рудный район, Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 175 с.
192. Перельман А.И. Геохимия. м.: Высшая школа, 1989. 327 с.
193. Переляев А.П. Руды Султановского колчеданного месторождения на Урале // в кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959. Вып. 43. С. 161–174 (Тр. ГГИ УФАН).
194. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. м.: Недра, 1977. 174 с.
195. Прокин В.А. Причины связи колчеданных месторождений с вулканогенными породами // в кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Т. 1. С. 173–174.
196. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Малюгин А.А. Геология Сафьяновского медноколчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 276–281.
197. Прокин В.А., Серавкин И.Б., Виноградов А.М. Геологические условия размещения и перспективы выявления крупных медноколчеданных месторождений на Урале // Литосфера, 2011. № 6. С. 123–133.
198. Прокин В.А., Тимерглазина А.К. Зональность метасоматических изменений вмещающих пород и баланс вещества на Бурибайском медноколчеданном месторождении // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зона Урала. м.: Наука, 1969. С. 208–255.
199. Прокин В.А., Ярош П.Я., Рудницкий В.Ф. Модели формирования медноколчеданных месторождений уральского типа // в кн.: Генетические модели эндогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 102–108.
200. Порошина И.М., Краснов С.Т., Дубинин Е.П., Гуревич Н.И. Морфотектонические критерии рудоносности ВТП // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. С. 9–24.
201. Пуртов В.К., Егорова Л.Г., Котляров В.А. Экспериментальная характеристика системы базальт–P₂O–КСД–NaCl–SiO₂ при температурах 600–800 °С и давлении 1 кбар // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс:ИМин, 1997. С. 149–161.
202. Пишеничный Г.Н., Волькинштейн м.Я., Николайченков Ю.С. и др. Новоучалинское медно-цинково-колчеданное месторождение Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 393 с.
203. Радкевич Е.А. Группа блеклых руд // Минералы СССР. Т. II. 1940. С. 497–528
204. Радченко Д.Н., Илимбетов А.Ф., Старостин Е.П. Исследование процесса выщелачивания некондиционных вкрапленных руд Октябрьского месторождения // Материалы симпозиума «Неделя горняка-2007». С. 274–280.
205. Ракчеев А.Д. Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. Справочник. м.: Недра, 1989. 230 с.
206. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. м.: Изд-во Иностранной литературы, 1962. 1132 с.
207. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. м.: Мир, 1987. 632 с.
208. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. м.: Недра, 1981. 439 с.
209. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: Тектоническая природа и структурное положение. М: Труды ГИН АН СССР, 1976. Вып. 283. 170 с.
210. Рудницкий В.Ф., Папулов Н.Б. Палеовулканический контроль колчеданного оруденения в Бурибайском рудном районе // Доклады АН СССР, 1985. Т. 285. № 2. С. 421–425.
211. Рянский Ф.Н. Структурные и магматические условия формирования колчеданного оруденения в Петропавловском рудном поле на Южном Урале: Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Горн. Ин-т, 1975.
212. Сапожникова Е.В., Пуртов В.А. и др. Материалы к технико-экономическому обоснованию кондиций подсчета запасов Султановского медноколчеданного месторождения. Верхняя Пышма: Челябинскнедра, 2009(ф). 260 с.
213. Сафина Н.П., Анкушева Н.Н., Мурзин В.В. Физико-химические условия формирования барита из рудных фаций Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения, Средний Урал // Литосфера, 2012. №3. С. 110–127.
214. Сафина Н.П., Масленников В.В. Состав и продукты придонного преобразования обломочных сульфидных отложений Сафьяновского и Яман-Касинского колчеданных месторождений // Литосфера, 2007. №3. С. 130–140.
215. Сафина Н.П., Масленников В.В. Литолого-минералогическая зональность сульфидных циклитов Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений (Урал) // Доклады АН, 2008. Т. 419. № 6. С. 804–806.

216. Сафина Н.П., Масленников В.В. Последовательность минералообразования в кластогенных рудах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Записки РМО, 2008. Ч. СXXXVII. № 4. С. 89–103.
217. Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.
218. Серавкин И.Б. Закономерности размещения медноколчеданного оруденения в Петропавловском рудном поле / в кн.: Тезисы докладов науч. сес., посвящ. Нефтегазности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971. С. 138–144.
219. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. м.: Наука, 1986. 268 с.
220. Серавкин И.Б. Минерагения Южного Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 19–37.
221. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
222. Серавкин И.Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород в вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геология руд. месторождений, 2013. Т. 55. № 3. С. 238–258.
223. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Пучков В.Н. Геодинамические условия формирования колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны Южного Урала и критерии для их поисков // Геология руд. месторождений, 2017. № 3. Т. 59. С. 220–237.
224. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. м.: Наука, 1992. 197 с.
225. Сивов В.С. Султановское колчеданное месторождение на Среднем Урале // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск, 1958. Вып. 7. С. 160–171.
226. Силантьев С.А., Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах // Петрология, 2010. Т. 18(4). С. 387–401.
227. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов // Термобарогеохимические исследования. Новосибирск: ОИГГМ, 1993. 247 с.
228. Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б., Ковязин С.В. Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 174–181.
229. Симонов В.А., Зайков В.В., Колмогоров Ю.П. Геохимия базальтоидов из офиолитовых и сутурных зон Южного Урала // Мат. конф. «Металлогения древних и современных океанов 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах». Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 17–26.
230. Симонов В.А., Ковязин С.В., Тереня Е.О., Масленников В.В., Зайков В.В., Масленникова С.П. Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология руд. месторождений, 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.
231. Смирнов В.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. м.: Недра, 1981. 174 с.
232. Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. и др. Структурный и магматический контроль колчеданного месторождения Башкирии. м.: Наука, 1975. 227 с.
233. Сорока Е.И. Хлоритоид Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Мат. рег. науч. конф. Пермь, 2005. С. 36–39.
234. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. Метасоматиты приконтактной зоны рудных тел Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // Вестник Московского отделения РМО. Москва, 2008. С. 199–201.
235. Спиридонов Э.М. Типоморфные особенности блёклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология руд. месторождений, 1987. № 6. С. 83–92.
236. Спиридонов Э.М., Игнатов А.И., Шубина Е.В. Эволюция блёклых руд вулканогенного месторождения Озерновское (Камчатка) // Известия АН СССР. Сер. геол. № 9. 1990. С. 82–94.
237. Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Городецкая М.Д., Иванова Ю.Н., Янаскурт В.О. о механизмах и условиях образования мышьяковистых и сурьмянистых блёклых руд // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2013. № 5. С. 30–36.
238. Спиридонов Э.М., Куликова И.М., Филмонов С.В. и др. Свинцовистый колорадит и минералы золота вулканогенных месторождений Южной Армении и северо-западного Ирана // Доклады РАН, 2003. № 393. Т. 2. С. 252–255.
239. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Под. ред. Чышлева Т.Н., Безсмертной М.С. и др. м.: Недра, 1988. 504 с.
240. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Коломенский Е.Н. Рудоподводящие каналы на Николаевском полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай) // Доклады АН СССР, 1977. Т. 237. № 2. С. 424–427.
241. Сурин Т.Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский район. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1993. 103 с.
242. Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 308 с.
243. Татарко Н.И., Ильичев Н.И., Караваяев И.Н. и др. Проект на выполнение работ по объекту «Поиски медноколчеданных руд и медно-кобальт-колчеданных руд на Ивановско-Дергамышской площади» (Республика Башкортостан) на 2004–2006 гг. Уфа, Башкиргеология, 2004ф.
244. Теленков О.С., Масленников В.В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.
245. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Трофимов О.В. Особенности строения и состава залежи кластогенных руд Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 131–140.
246. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медноцинково-колчеданное месторождение (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.
247. Типоморфизм минералов. Справочник / Под. ред. Л.В. Чернышевой. м.: Недра, 1989. 357 с.
248. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах / Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П. и др. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 340 с.

249. Третьяков Г.А. Колчеданное рудообразование при взаимодействии морской воды с ультрамафитами // Металлогения древних и современных океанов–2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 36–39.
250. Третьяков Г.А. Минеральные ассоциации и поведение рудообразующих элементов при взаимодействии пород с морской водой в гидротермальных условиях // Литосфера, 2015. № 6. С. 142–147.
251. Третьяков Г.А. Поведение элементов при взаимодействии базальта с морской водой в гидротермальных условиях // Металлогения древних и современных океанов–2015. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 53–59.
252. Третьяков Г.А., Масленников В.В. Источник вещества и зональность стенки трубы «черного курильщика» по данным физико-химического моделирования // Мат. конф. «Рудогенез-2008». Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 313–317.
253. Третьяков Г.А., Масленников В.В. Сопоставление минеральных ассоциаций в курильщиках разных типов по данным парагенетического анализа и физико-химического моделирования // Минералогия, 2017. №3. С. 71–81.
254. Урусов В.С. Теоретическая кристаллохимия. м.: МГУ, 1987. 275 с.
255. Фардуст Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Органова Н.И., Левицкая Л.А. Легкоокисляющийся халькопирит из черных курильщиков гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш.) // Новые данные о минералах. м. 2005. Вып. 40. С. 44–50.
256. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. м.: Недра, 1988. 144 с.
257. Филимонов С.В. Минералы группы блёклых руд индикаторы рудогенеза (на примере гидротермальных месторождений золота) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. м.: МГУ, 2009. 16 с.
258. Формирование земной коры Урала / ред. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. м.: Наука, 1986. 248 с.
259. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). м.: Изд-во МГУ, 1977.
260. Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Особенности седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые, 1995. Т. 1. С. 3–15.
261. Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П. Минеральные и текстурно-структурные особенности рудных фаций Юбилейного медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Известие вузов. Геология и разведка, 2017. № 4. С. 50–56.
262. Целуйко А.С. Минералого-геохимическая эволюция рудных фаций Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2018. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 100–104.
263. Целуйко А.С., Масленников В.В., Артемьев Д.А. Микротопохимия конкреций пирита в кремнистых алевропелитах Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным ЛА-ИСП-МС // Литосфера, 2018. № 4. С. 621–641.
264. Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. теллуридная минерализация в обломочных рудах медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал) // Геология руд. месторождений, 2019. Т. 61. № 2. С. 40–71.
265. Цепин А.И., Мозгова Н.Н., Пишеничный Г.Н. Особенности химического состава блёклых руд южноуральских месторождений колчеданной формации // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. м.: Наука, 1978. С. 171–186.
266. Цепин А.И., Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Вьяльсов Л.Н. о цинксодержащих блёклых рудах. // Доклады АН СССР, 1979. Т. 247. № 1. С. 208–212.
267. Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудно-алтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология руд. месторождений, 2013. Т. 55. № 6. С. 513–532.
268. Чекалин В.М., Королев Г.Г. Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд На Рудном Алтае // в кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1988. С. 89–98.
269. Чернышов Л.В., Иванова Г.Ф., Гелетий В.Ф. к геохимии марганца в гидротермальном процессе // в кн.: Геология и геохимия марганца. м.: Наука, 1982. С. 171–181.
270. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео, 2010. 287 с.
271. Шадлун Т.Н. о колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы на Южном Урале // Записки ВМО, 1942. № 3–4. С. 151–159.
272. Шадлун Т.Н. Особенности минерального состава, текстур и структур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // Колчеданные месторождения Урала. 1950. С. 117–147.
273. Шадлун Т.Н. Теллурувисмутит из колчеданной руды Учалинского месторождения на Ю. Урале // Записки ВМО, 1961. Ч. 90. Вып. 3. С. 294–296.
274. Шадлун Т.Н. о некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных океанических и древних колчеданных руд // Геология руд. месторождений, 1991. № 4. С. 110–117.
275. Шадлун Т.Н. Сходство и различие строения и состава современных океанических и древних колчеданных руд. м.: Изд-во ЦНИГРИ и НТК «Геоэкспорт», 1992. С. 65–81.
276. Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др. Минеральный состав, текстуры и условия образования современных сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология руд. месторождений, 1992. № 5. С. 3–21.
277. Шереметьев Ю.С. Лещев Н.В. Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале. Екатеринбург: Комитет по природным ресурсам РФ, 2000. 14 с.
278. Язева Р.Г. о природе порфировых и обломочных пород, вмещающих Александринское медно-колчеданное месторождение // Совет. геология, 1967. № 12. С. 132–135.
279. Язева Р.Г. к петрохимии вулканогенных комплексов Александринского меднорудного района // Химизм колчеданосных вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 43–49.
280. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
281. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском шарьяже // Геология руд. месторождений, 1991. Т. 33. № 4. С. 47–58.

282. Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П., Лещев Н.В., Сорока Е.И. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2012. № 2. С. 106–125.
283. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. м.: Наука, 1973. 240 с.
284. Abdioglu E., Arslan M. Alteration Mineralogy and Geochemistry of the Hydrothermally Altered Rocks of the Kutlular (Surmene) Massive Sulfide Deposit, NE Turkey // Turkish journal of earth sciences, 2009. Vol. 18. № 1. P. 139–162.
285. Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria // Econ. Geol., 1988a. Vol. 83. P. 377–394.
286. Affi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Applications to telluride-bearing ore deposits // Econ. Geol., 1988b. V. 83. P. 395–404.
287. Akcay M., Arar M. Geology, mineralogy and geochemistry of the Çayeli massive sulfide ore deposit, Rize, NE Turkey // Mineral Deposits: Processes to Processing / Ed. C.J. Stanley et al. Balkema, Rotterdam, 1999. P. 459–462.
288. Alparslan G., Dilek Y. Seafloor spreading structure, geochronology, and tectonic evolution of the Küre ophiolite, Turkey: A Jurassic continental backarc basin oceanic lithosphere in southern Eurasia // Lithosphere, 2017. Vol. 10. P. 14–34.
289. Altun Y. Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problem related to mineralization // Mineral Res. Expl. Bull., 1979. Vol. 89. P. 10–24.
290. Auclair M., Fouquet Y., Bohn M. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° North, East Pacific Rise // Canad. Mineral., 1987. Vol. 25. P. 577–587.
291. Avdonin V.V. Role of extrusive facies in middle devonian volcanic complexes of leninogorsk region (Rudnyi Altai) // Doklady AS USSR, 1974. Vol. 214. № 3. P. 637–639.
292. Avdonin V.V., Fedosova S.P. Crystallochemical features of chlorites of the rudnyi altai pyritio-polymetallic deposits // Doklady AS USSR, 1988. Vol. 302. № 2. P. 427–429.
293. Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Blinov I.A. Danyushevsky L.V., Large R.R. Rare mineral and trace element assemblages in submarine supergene zone at the devonian Molodezhnoye VMS deposit, the Urals, Russia // Proceedings of the 13 SGA Biennial Meeting. Mineral resources in a sustainable world. Nancy, August 24–27, 2015. Vol. 5. P. 2051–2054.
294. Ayupova N.R., Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V. et al. Uranium accumulation in modern and ancient Feoxide sediments: examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic Ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia) // Sediment. Geol., 2018. Vol. 367. P. 164–174.
295. Auzende J.-M., Urabe T. et al. Hydrothermal vents of Manus Basin explored by Shinkai 6500, Eos, Trans. AGU, 1996. 77, 244.
296. Bailly L., Orgeval J.-J., Tessalina S.G., Zaykov V.V. and Maslennikov V.V. Fluid inclusion data of the Alexandrinka massive sulfide deposit, Urals // Mineral Deposits: Processes to Processing / Ed. C. Stanley 1999. P. 13–16.
297. Baker E.T., German C.R. On the global distribution of hydrothermal vent fields // Geophysical Monograph Series, 2004. Vol. 148. P. 245–266.
298. Baker E.T., Hammond S.R. Hydrothermal venting and the apparent magmatic budget of the Juan de Fuca Ridge // Ibid., 1992. Vol. 97(B3). P. 3443–3456.
299. Ballard R.D., Francheteau Y. The relationship between active sulfide deposition and axial processes on the mid-ocean ridge // Mar. Technol. Soc. J., 1982. Vol. 16(3). P. 8–22.
300. Barley M.E. A review of Archaean volcanic-hosted massive sulfide and sulfate deposits in Western Australia // Econ. Geol., 1992. Vol. 87. P. 855–872.
301. Barrie C.D., Boyce A.J., Boyle A.P., Williams P.J., Blake K., Ogawara T., Akai J., Prior D.J. Growth controls in colloform pyrite // Amer. Miner., 2009. Vol. 94. P. 415–429.
302. Barriga F.J.A.S., Costa I.M.A., Relvas J.M.R., Ribeiro A., Fouquet Y., Ondréas H., Parson L., the FLORES Scientific Party. The Rainbow serpentinites and serpentinitesulphide stockwork (Mid Atlantic Ridge, AMAR Segment): a preliminary report of the FLORES results. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 1997. Vol. 78 (46). F832.
303. 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. Vol. 12 (1). P. 13–15.
304. Bendel V., Fouquet Y., Auzende J.M. et al. The White Lady hydrothermal field, North Fiji back-arc basin, Southwest Pacific // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. № 8. P. 2237–2249.
305. Berkenbosch H.A., de Ronde C.E.J., Gemmel J.B., McNeil A.W., Goemann K. Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec arc // Econ. Geol., 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
306. Bicknell J.D., Sempere J.-C., Macdonald K.C., Fox P.J. Tectonic of a fast spreading center: A deep-tow and beam survey on the East Pacific Rise at 19°30'S // J. Geophys. Res., 1988. Vol. 9(1). P. 25–45.
307. Binns R.A., Barriga F., Miller D.J. Leg 193 summary // Proc. ODP Initial Reports. College Station, 2002. Vol. 193. P. 1–84.
308. Binns R.A., Scott S.D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus Back-Arc Basin, Papua-New-Guinea // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 2226–2236.
309. Bogdanov Yu.A., Gurchich E.G., Lisitzin A.P. et al. Sulfides from the Broken Spur Hydrothermal Vent Field Mid-Atlantic Ridge, 29°10' N, 43°10' W // BRIDGE Newsletter, 1995. № 8. P. 25–29.
310. Bornhold R.D., Ciross C.A. et al. Polymetallic sulphide deposits on ocean ridges // Chim. Bull., 1982. Vol. 75(41).
311. Butler I.B., Nesbitt R.W. Trace element distributions in the chalcopyrite wall of black smoker chimney: insights from laser ablation inductively coupled plasmamass spectrometry (LA-ICP-MS) // Earth Planet. Sci. Lett., 1999. P. 335–345.
312. Cabri L.J. Phase relation in the Au–Ag–Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. and Bulletin of the SEG, 1965. Vol. 60. № 8. P. 1569–1606.
313. Çagatay N.M. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from Turkey // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 606–621.
314. Çagatay A., Pehlivanoglu H., Altun Y. Kure piriti bakir yataklarının kobalt-altın mineralleri ve yatakların bu metaller açısından ekonomik değeri // MTA Bull., 1980. 93/94. P. 110–117.

315. Çakir Ü. Geological characteristics of the Aşıköy -Tykondu (Küre –Kastomonu) massive sulfide deposits // *Mintral Res. Expl. Bull.*, 1995. Vol. 117. P. 29–40.
316. Çiftçi E., Hagni R.D. Mineralogy of the Lahanos Deposit a Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposit from the eastern Pontides (Giresun NE Turkey) // *Geological Bulletin of Turkey*, 2005. Vol. 48. № 1. P. 55–64.
317. Charlou J.L., Donval I.P., Douville E. et al. Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°50' N) and Lucky Strike (37°17' N) hydrothermal fluids, south of the Azores Triple Junction on the Mid-Atlantic Ridge // *Chem. Geol.*, 2000. Vol. 171. P. 49–75.
318. Ciobanu C.L., Cook N.J., Pring A., Brugger J., Danyushevsky L.V., Shimizu M. 'Invisible gold' in bismuth chalcogenides // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009. Vol. 73. P. 1970–1999.
319. Ciobanu C.L., Cook N.J., Spry P.G. Preface-special issue: telluride and selenide minerals in gold deposits – how and why? // *Mineral. Petrol.*, 2006. Vol. 87. P. 163–169.
320. Constantinou G. Genesis of conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massive sulfide ores of Cyprus // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper*, 1976. Vol. 14. P. 187–210.
321. Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A. et al. Trace and minor elements in sphalerite: A LA–ICP–MS study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009. Vol. 73. P. 4761–4791.
322. Cook N.J., McPhaile D.C. Epithermal Au–Ag–Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition // *Econ. Geol.*, 2001. Vol. 96. P. 109–131.
323. Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.I. et al. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // *Science*, 1979. Vol. 203. P. 1073–1083.
324. Corliss J.B., Lyle M., Dymond J.R., Crane K. The chemistry of hydrothermal sediment mound deposits near the Galapagos Rift // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978. Vol. 40(1). P. 12–24.
325. Curry J.R., Moore D.C. et al. Initial reports of DSDP. Vol. 64. Wash. (D.C.): U.S. Gov. Print. Off., 1982. 1313 p.
326. De Ronde C.E.J., Massoth G.J., Butterfield D.A., Christenson B.W., Ishibashi J., Ditchburn R.G., Hannington M.D., Brathwaite R.L., Lupton J.E., Kamenetsky V.S., Graham I.J., Zellmer G.F., Dziak R.P., Embley R.W., Dekov V.M., Munnik F., Lahr J., Evans L.J., Takai K. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers volcano, Kermadec Arc, New Zealand // *Miner. Depos.*, 2011. Vol. 46. P. 541–584.
327. De Ronde C.E.J., Walker S.L., Ditchburn R.G. et al. The Anatomy of a Buried Submarine Hydrothermal System, Clark Volcano, Kermadec Arc, New Zealand // *Econ. Geol.*, 2014. Vol. 109. P. 2261–2292.
328. Dekov V.M., Savelli C. Hydrothermal activity in the SE Tyrrhenian Sea: An overview of 30 years of research // *Mar. Geol.*, 2004. Vol. 204. P. 161–185.
329. Dekov V.M., Bindi L., Burgaud G., Petersen S., Asael, D., Rédou V., Pracejus B. Inorganic and biogenic As-sulfide precipitation at seafloor hydrothermal fields // *Mar. Geol.*, 2013. Vol. 342. P. 28–38.
330. Desbruyères D., Biscoito M., Caprais J.C., Colaco A., Comtet T., Crassous P., Fouquet Y., Khripounoff A., Le Bris N., Olu K., Riso R., Sarradin P.M., Segonzac M., Vangriesheim A. Variations in deep-sea hydrothermal vent communities on the Mid-Atlantic Ridge near the Azores plateau. *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res.*, 2001. Pap. 48 (5). P. 1325–1346.
331. Douville E., Bienvenu P., Charlou J.-L., Donval J.P., Fouquet Y., Appriou P., and Gamo T. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999. Vol. 63. P. 627–643.
332. Doyle M.G., Huston D.L. The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward volcanic-associated massive sulfide deposit, Mount Windsor subprovince, Australia // *Econ. Geol.*, 1999. Vol. 94. P. 825–843.
333. Duckworth R.C., Knott R., Fallick A.E., Rickard D., Murton B.J., Van Dover C. Mineralogy and sulfur isotope geochemistry of the Broken Spur sulphides, 29°N, Mid-Atlantic Ridge // *Hydrothermal Vents and Processes / Ed. L.M. Parson et al. Geol. Soc., London*, 1995. P. 175–189.
334. Edmond J.M., Campbell A.C., Palmer M.R., German C.R. Geochemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: TAG and MARK. *Eos*, 1990. Vol. 71. P. 1650–1651.
335. Elderfield H., Klinkhammer G., Nelsen T. et al. Black smokers on the Mid-Atlantic Ridge // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.*, 1985. Vol. 66. P. 40.
336. Eldrige C.S., Barton P.B. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko ore bodies // *Econ. Geol. Monograph «The Kuroko and related VMDS»*, 1983. Vol. 5. P. 241–281.
337. Embley R.W., Jonasson I.R., Perfit M.R., Franklin J.M., Tivey M.A., Malahoff A., Smith M.F., Francis T.J.G. Submersible investigation of an extinct hydrothermal system on the Galapagos Ridge: sulfide mounds, stockwork zone, and differentiated lavas // *Can. Mineral.*, 1988. Vol. 26. P. 517–539.
338. Eremin N.I., Sergeeva N.E., Dergachev A.L. Rare minerals from massive sulfide ores: Typomorphic features and geochemical trend // *Moscow University Geology Bulletin*, 2007. Vol. 62. Is. 2. P. 98–106.
339. Evrard C., Fouquet Y., Moelo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J.A. Tin concentration in hydrothermal sulfides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical study // *Eur. J. Mineral.*, 2015. Vol. 27. P. 627–638.
340. Eyuboglu Y., Dilek Y., Bozkurt E., Bektas O., Rojay B., Sen C. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey // *Gondwana Research*, 2010. Vol. 18. P. 230–252.
341. Fujioka K., Chiba H., Naganuma T. et al. Hydrothermal processes and architecture of the slow-spreading MAR at TAG and Rainbow hydrothermal fields and Dante's Dome megamullion site (MODE'98 Leg 2). *InterRidge News*, 1998. Vol. 7(2). P. 18–23.
342. Firstova A., Cherkashov G., Stepanova T., Babaeva S. Rare elements in seafloor massive sulfides of the Semyenov hydrothermal cluster, Mid-Atlantic Ridge // In *Hein, J.R., Barriga, F.J.A.S., Morgan, C.L.*, eds. UMI–2014. *Harvesting Seabed Mineral Resources in Harmony with Nature*. Lisbon, 2014. P. 131–139.
343. Firstova A., Stepanova T., Sukhanova A., Cherkashov G., Poroshina I. Au and Te minerals in seafloor massive sulphides from Semenov-2 hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge // *Minerals*, 2019. 9. P. 294.
344. Fouquet Y. et al. Geological setting and comparison of the Menez-Gwen and Lucky Strike vent fields at 37°17' N and 37°50' N on the Mid-Atlantic Ridge (MAR, DIVA 1 diving cruise) // *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, 1994. Vol. 75. P. 313.
345. Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Charlou J.L., Ondréas H. et al. Geodiversity of Hydrothermal Processes Along the Mid-Atlantic Ridge and Ultramafic-Hosted

- Mineralization: A New Type of Oceanic Cu-Zn-Co-Au Volcanogenic Massive Sulfide Deposit // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges, Geophys. Monograph Series, 2010. Vol. 188. P. 321–367.
346. *Fouquet Y., Charlou J.-L., Ondréas H., Radford-Knoery J. et al.* Discovery and first submersible investigations on the Rainbow hydrothermal field on the MAR (36°14 N) // EOS Trans. Am. Geophys. Union, 1997. Vol. 78 (46). P. 832.
347. *Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J. L. et al.* Metallogenesis in backarc environments: the Lau Basin example // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 2154–2181.
348. *Fouquet Y., Wafik A., Cambon P., et al.* Tectonic Setting and Mineralogical and Geochemical Zonation in the Snake Pit Sulfide Deposit (MidAtlantic Ridge at 23°N) // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 1018–1036.
349. *Fornari D.J., Embley R.W.* Tectonic and volcanic controls on hydrothermal processes at the mid-oceanic ridge: An overview based on near-bottom and submersible studies // Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological and geological interactions / Ed. S.E. Humphris et al. Geophysical Monograph Series, 1995. Vol. 91. P. 1–46.
350. *Francheteau J., Ballard R.D.* The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S: Inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge // Earth Planet. Sci. Lett., 1983. Vol. 64. P. 93–116.
351. *Francheteau J., Needham H.D., Chouroune P. et al.* Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise // Nature, 1979. Vol. 277. P. 523–528.
352. *Gamo T., Sakai H., Kim E.S. et al.* High alkalinity due to sulfate reduction in the CLAM hydrothermal field, Okinawa trough // Ibid. 1991. Vol. 107. P. 328–338.
353. Geology of the Kuroko deposits / Ed. S. Ishihara Soc. Mining Geologists Japan, 1974. Spec. Is. 6. 437 p.
354. *George L., Cook N.J., Ciobanu C.L., Wade B.P.* Trace and minor elements in galena: a reconnaissance LA-ICP-MS study // Amer. Mineral., 2015. Vol. 100. P. 548–569.
355. *Georgieva M.N., Little C.T.S., Ball A.D., Glover A.G.* Mineralization of Alvinella polychaete tubes at hydrothermal vents // Geobiology, 2015. Vol. 13. P. 152–169.
356. *German C., Von Damm K.L.* Hydrothermal processes // Treatise on Geochemistry / Eds. K.K. Turekian and H.D. Holland. Elsevier, 2003. Vol. 6. P. 181–222.
357. *German C.R., Parsons L.M., HEAT Scientific Team.* Hydrothermal exploration near Azores Triple Junction: tectonic control of venting at slow-spreading ridges // Earth Planet. Sci. Lett., 1996. Vol. 138. P. 93–104.
358. *Glasby G.P., Notsu K.* Submarine hydrothermal mineralization in the Okinawa Trough, SW of Japan: an overview // Ore Geol. Rev., 2003. Vol. 23. P. 299–339.
359. *Graham U.M., Bluth G.J., Ohmoto H.* Sulfidesulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitude. Part 1: Mineralogy and paragenesis // Can. Mineral., 1988. Vol. 26. P. 487–504.
360. *Grichuk D.V.* Thermodynamic Model of Ore-forming Processes in a Submarine Island-Arc Hydrothermal System // Geochemistry International, 2012. Vol. 50. № 13. P. 1069–1100.
361. *Halbach P., Nakamura K., Wahsner M., Lange J. et al.* Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulfide deposits in the Okinawa trough back-arc basin // Nature, 1989. Vol. 338. P. 496–499.
362. *Halbach P., Hansmann W., Pacey B.* Wall rock and sulfide lead-isotope data from the hydrothermal Jade field in Okinawa back arc trough// Mineral. Depos., 1997. Vol. 32. P. 70–78.
363. *Halbach P., Pracejus B., Marten A.* Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 2210–2225.
364. *Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P.* Mineralization and compositional patterns in deepsea hydrothermal systems // In: Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal / Ed. P.E. Halbach, V. Tunncliffe J.R. Hein. Berlin, Dahlem Univ. Press, 2003. P. 85–122.
365. *Halbach P.E., Rahn E., Halbach M.* Basalt-hosted massive sulfide deposits at the North Fiji Basin, NFB: Results from the SO 134 cruise in August 1998 // Mineral Deposits: Processes to Processing (Stanley et al., eds.), 1999. P. 511–514.
366. *Halbach P.E., Tunncliffe V., Hein J.R.* Energy and mass transfer in marine hydrothermal systems // 89th Dahlem Workshop, Berlin, October 14–19, 2003. 365 p.
367. *Hammond S.R.* Relationship between lava types, seafloor morphology and the occurrence of hydrothermal venting in the ASHES Vent Field of Axial Volcano // J. Geophysic. Res., 1990. Vol. 95(B8). P. 12875–12893.
368. *Hannington M. D., Galley A.G., Herzig P.M., Petersen S.* Comparison of the TAG mound and stockwork complex with cyprus-type massive sulfide deposits // In: TAG: Drilling an Active Hydrothermal System on a Sediment-Free Slow-Spreading Ridge / Eds. P.M. Herzig et al. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 1998. Vol. 158. P. 389–415.
369. *Hannington M., Herzig P., Scott S., Thompson G., Rona P.* Comparative mineralogy and geochemistry of gold-bearing sulfide deposits on the mid-ocean ridges // Mar. Geol., 1991. Vol. 101(1–4). P. 217–248.
370. *Hannington M., Herzig P., Stoffers P., Scholten J., Botz R., Garbe-Schonberg D., Jonasson I.R., Roest W.* First observations of high-temperature submarine hydrothermal vents and massive anhydrite deposits of the north coast of Iceland // Mar. Geol., 2001. Vol. 177 (3–4). P. 199–220.
371. *Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I.* Sulfide mineralogy, geochemistry, and pre genesis of the Kidd Creek Deposit: Part I. North, Central, and South Orebodies // The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi subprovince, Canada. 1999. P.163– 224.
372. *Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S.* Physical, chemical processes of sea floor mineralization at midocean ridges // In: Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions / Ed. S.E. Humphris et al. Geophys. Monograph., Washington, DC, Am. Geophys. Union, 1995. Vol. 91. P. 115–157.
373. *Hannington M.D., Peter J.M., Scott S.D.* Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits // Econ. Geol., 1986. Vol. 81. P. 186–188.
374. *Hannington M.D., Petersen S., Herzig P.M., Jonasson I.R.* A global database of seafloor hydrothermal systems, including a digital database of geochemical analyses of seafloor polymetallic sulfides: prepared for the International Seabed Authority, Central Data Repository, Version 1.0. 2002.
375. *Hannington M.D., Scott S.D.* Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // Can. Miner., 1988. Vol. 26. P. 603–625.
376. *Hashiguchi H.* Penecontemporaneous deformation of Kuroko ore at the Kosaka mine, Akita, Japan // Econ. Geol., 1983. № 5. P. 167–183.
377. *Hashimoto M.* Analcime veins in mudstone, 2703 m beneath the seawater at Kasukabe, Saitama Prefecture, Japan // Journal of the Geological Society of Japan, 1964. Vol. 70. P. 226–228.

378. Hashiguchi H. Penecontemporaneous deformation of Kuroko ore at the Kosaka mine, Akita, Japan // *Econ. Geol. Monograph*, 1983. P. 167–183.
379. Haymon R.M. Growth history of hydrothermal black smoker // *Nature*, 1983. Vol. 301. P. 695–698.
380. Haymon R.M., Fornari D., VonDamm K. et al. Volcanic eruption of the midocean ridge along the East Pacific Rise at 9°45'–52' N: Direct submersible observation of seafloor phenomena associated with an eruption event in April, 1991 // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993. Vol. 119. P. 85–101.
381. Haymon R.M., Kastner M. Hot spring deposits on the East Pacific rise 21 N: preliminary description of mineralogy and genesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981. Vol. 53. P. 363–381.
382. Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13° N // *Econ. Geol.*, 1980. Vol. 80. P. 221–249.
383. Hein J.R., Clague D.A., Koski R.A., Embley R.W., Dunham R.E. Metalliferous sediment and a silica-hematite deposit within the Blanco fracture zone, Northeast Pacific // *Marine Georesources and Geotechnology*, 2008. Vol. 26. P. 317–339.
384. Herrington R.J., Maslennikov V.V., Spiro B., Zaykov V.V., Little C.T. Ancient vent chimneys structures in the Silurian massive sulphides of the Urals // *Modern Ocean Floor Proc. Geol. Rec.*, 1998. Vol. 148. P. 241–257.
385. Herron E.M. Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East Central Pacific // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972. Vol. 83. P. 1671–1692.
386. Herzig P.M., Becker K.P., Staffers P. et al. Hydrothermal silica chimney fields in the Galapagos spreading center at 86° W // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1988. Vol. 89. № 3. P. 261–272.
387. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // *Econ. Geol.*, 1993. Vol. 88(8). P. 2182–2209.
388. Herzig P.M., Petersen S., Hannington M.D. Geochemistry and Sulfur-Isotopic Composition of the TAG Hydrothermal Mound, Mid-Atlantic Ridge, 26° N // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1998. Vol. 158. P. 47–70.
389. Herzig P.M., Von Stackelberg U., Peterson S. Hydrothermal mineralization from the Valu Fa Ridge, Lau back arc basin (SW Pacific) // *Mar. Mining*, 1990. Vol. 9. P. 271–301.
390. Hirabayashi N. Report on the Kuroko. Part 2. Tokyo, 1911. 183 p.
391. Honea R.M. Empressite and stuetzite redefined // *Amer. Mineralogist*, 1964. Vol. 49. P. 325–338.
392. Horita, J., Berndt, M.E. Abiogenic methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions // *Science*, 1999. Vol. 285. P. 1055–1057.
393. Hou Z., Zhang Q. CO₂-Hydrocarbon fluids of the Jade hydrothermal field in the Okinawa trough: fluid inclusion evidence // *Science in China*, 1998. Vol. 41. № 4. P. 408–415.
394. Humphris S.E., Tivey M.K., Fouquet Y., and the Lucky Strike Team. Comparison of hydro- thermal deposits at the Lucky Strike vent field with other mid- ocean ridge vent sites // *EOS Trans, AGU fall Meeting*. 1993. Vol. 74. 100 p.
395. Huston D.L., Sie S.H., Sutter G.F., Cook D.R., Both R.A. Trace elements in sulfide minerals from Eastern Australian volcanichosted massive sulfide deposits. Part I, proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite. comparison with δS^{34} values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems // *Econ. Geol.*, 1995. Vol. 90. P. 1167–1196.
396. Ishibashi J., Noguchi T., Yamanaka T., Nakagawa S., Nunoura T., Nakamura K., Inagaki F. Geochemical studies of hydrothermal systems in the Izena Cauldron, Mid-Okinawa Trough // *Abstract of 56th Annual Meeting of Geochemical Society of Japan*, 2009. P. 16.
397. Ishibashi J., Tsunogai U., Wakita H., Watanabe K., Kajimura T., Shibata A., Fujiwara Y., and Hashimoto J. Chemical composition of hydrothermal fluids from the Suiyo and Mokuyo Seamounts, Izu-Bonin arc. *JAMSTEK J. // Deep sea Res.*, 1994. Vol. 22. P. 89–97.
398. Ishikawa Y., Yanagisawa Y. Geology of the Ainai Mine, with special reference to syngenetic origin of the Daikoku Deposits // *Mining Geology Special Issue*, 1974. №. 6. P. 79–87.
399. Ixer R.A., Alabaster T. Pearce J.A. Ore petrography and geochemistry of massive sulphide deposits within the Semail ophiolite, Oman // *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. Section B: Applied Earth Science*, 1984. P. 114–124.
400. Jaireth S. Hydrothermal geochemistry of Te, Ag₂Te and AuTe₂ in epithermal precious metal deposits // *EGRU Contribution*, 1991. Vol. 37. P. 1–21.
401. James R.H., Elderfield H., Palmer M.R. The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29° N MidAtlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. Vol. 59(4). P. 651–659.
402. Janecky D.R., Seyfried W.F.Jr. Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge crasts: incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and sea water // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984. Vol. 48 (12). P. 2723–2738.
403. Jenner F.E., O'Neill H.St.C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu // *Journal of Petrology*, 2010. Vol. 51. №. 12. P. 2445–2464.
404. Johnson L.E., Vogt P.R., Hey R. et al. Morphology and structure of the Galapagos Rise // *Mar. Geol.* 1976. Vol. 21. P. 81–120.
405. Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD thesis, Freiberg, 2003. 123 p.
406. Juniper S.K., Jonasson I.R., Tunnicliffe V., Southward A.J. Influence of a tube-building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // *Geology*, 1992. Vol. 20. P. 895–898.
407. Kajiwara Y. Fukuchilite, a new mineral from the Hanawa mine, Akita Prefecture, Japan // *Mineral. Journal*, 1969. Vol. 5. P. 399–416.
408. Kakegawa T., Noda M., Nannri H. Geochemical Cycles of Bio-essential Elements on the Early Earth and Their Relationships to Origin of Life // *Resource geology*, 2002. Vol. 52, № 2. P. 83–89.
409. Kalogeropoulos S.I., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa mine, Hokuroku district, Japan // *Econ. Geol. Monograph «The Kuroko and related VMDS»*, 1983. Vol. 5. P. 412–432.
410. Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibrium, and numerical algorithms // *Amer. J. Sci.* 1997. Vol. 297. P. 767–806.

411. Kase K., Yamamoto M., Shibata T. Copper-rich sulfide deposit near 23°N, Mid-Atlantic Ridge: Chemical composition, mineral chemistry and sulfur isotopes / In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (eds. R. Detrick, J. Honnorez, W. B. Bryan and T. Juteau). Ocean Drilling Program, 1990. Vol. 106–109. P. 163–173.
412. Kawagucci S., Shirai K., Lan T.F. et al. Gas geochemical characteristics of hydrothermal plumes at the HAKUREI and JADE vent sites, the Izena Cauldron, Okinawa Trough // *Geochemical Journal*, 2010. Vol. 44. P. 507–518.
413. Keith M., Häckel F., Haase K.M., Schwarz-Schampera U., Klend R. Trace elements systematics of pyrite from submarine hydrothermal vents // *Ore Geol. Rev.*, 2016. Vol. 72. P. 728–745.
414. Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Black shale and coal Clarke values are the average trace element contents in the World black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*, 2009. Vol. 78. P. 135–148.
415. Kinoshita K. Kuroko ore deposits. Metallic deposits in Japan // Maruzen, 1944. № 3. 263 p.
416. Knight R.D., Roberts S., Webber A. The influence of spreading rate, basement composition, fluid chemistry and chimney morphology on the formation of gold-rich SMS deposits at slow and ultraslow mid-ocean ridges // *Miner. deposita*, 2018. Vol. 53(1). P. 143–152.
417. Knott R., Fallick A.F., Richard D., Backer H. Mineralogy and sulphur isotope characteristics of a massive boulder, Galapagos Rift, 85° 55' W // *Hydrothermal vents and processes* / Ed. L.M. Parson et al. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1995. № 87. P. 207–222.
418. Kong L.S.L., Ryan W.B.F., Mayer L. et al. Bare-rock drill site: ODP legs 106 and 109: Evidence for hydrothermal activity at 23° N on the Mid-Atlantic Ridge // *EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.*, 1985. Vol. 66. P. 936.
419. Koroteev V.A., Yaseva R.G., Bochkaryov V.V., Moloshag V.P., Korovko A.V., Sheremetev Yu.S. Geological setting and composition of the sulfide-ore Safyanovka deposit in the Middle Urals. Ekaterinburg: IGG, 1997. 49 p.
420. Koski R.A., Clague D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. Vol. 95. № 8. P. 930–945.
421. Koski R., Shanks W.C., Bohrsen W.A., Oscarson R.L. The composition of massive sulfide deposits from the sediment-covered floor of Escanaba Rough, Gorda Ridge: implications for depositional processes // *Can. Mineral.* 1988. Vol. 26. P. 655–673.
422. Krasnov S.G., Poroshina I.M., Cherkashev G.A. Geological setting of high-temperature hydrothermal activity and massive sulphide formation on fast- and slow-spreading ridges // In: *Hydrothermal Vents and Processes* / Eds. L.M. Parson et al. Geol. Soc., London, 1995. P. 17–23.
423. Kutina J. On the application of the principle of equidistance in the search for ore veins // *Intern. Geol. Congress, 23rd Sess.*, 1968. Vol. 7. P. 99–100.
424. Laffite M., Maury R., Perseil E.A., Bouleque J. Morphological and analytical study of hydrothermal sulfides from 21° N East Pacific Rise // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 73(1). P. 53–64.
425. Lalou C., Bricchet E., Hekinian R. Age dating of sulfide deposits from axial and off-axial structures on the East Pacific Rise 12°50' N // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1985. Vol. 75. P. 59–71.
426. Lalou C., Bricchet E., Lange J. Fossil hydrothermal deposits at the Galapagos spreading centre near 85°00' West: geological setting, mineralogy and chronology // *Oceanol. Acta.*, 1989. Vol. 12. P. 1–18.
427. Lalou C., Reyss J.L., Bricchet E. et al. New Age Data for MidAtlantic Ridge Hydrothermal Sites: TAG and Snake Pit Chronology Revisited // *J. Geophys.*, 1993. № 98. P. 9705–9713.
428. Lalou C., Reyss L.J., Bricchet E., Rona P.A., Thompson G. Hydrothermal Activity on a 105 Year Scale at a SlowSpreading Ridge, TAG Hydrothermal Field, MidAtlantic Ridge 26°N // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. №. B9. P. 17855–17862.
429. Lalou C., Thompson G., Arnold M., et al. Geochronology of TAG and Snake Pit Hydrothermal Fields, MidAtlantic Ridge: Witness to a Long and Complex Hydrothermal History // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990. Vol. 97. P. 113–128.
430. Langmuir C., Humphris S., Fornari D., Van Dover C., Von Damm K., Tivey M.K., Colodner D. et al. Hydrothermal vents near a mantle hot spot: the Lucky Strike vent field at 37 degrees N on the Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997. Vol. 148. P. 69–91.
431. Large R. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // *Econ. Geol.*, 1977. Vol. 72. P. 549–572.
432. Larson R.L. Near bottom geological studies of the of the East Pacific Rise creast // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971. Vol. 81. P. 1547–1554.
433. Le Bris N., Zbinden M., Gaill F. Processes controlling the physic-chemical micro-environments associated with Pompeii worms // *Deep Sea Research*, 2005. Is. 52. P. 1071–1083.
434. Lehmann B., Heinhorst J., Hein M. et al. The Bereznyakovskoye gold trend, Southern Urals, Russia // *Miner. deposita*, 1999. Vol. 34. P. 241–249.
435. Lehnert K., Su Y., Langmuir C., Sarbas B., Nohl U. A global geochemical database structure for rocks // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000. Vol. 1. № 1. P. 1–14.
436. Lein A., Pimenov N., Guillou C., Martin J.-M., Lancelot C., Rusanov I., Yusupov S., Miller Yu., Ivanov M.. Seasonal Dynamics of the Sulphate Reduction Rate on the North-Western Black Sea // *Estuarine, coastal and shelf science*, 2002. Vol. 54. № 3. P. 385–401.
437. Leitch C.H.B. Mineralogy and Texture of the Lahanos and Kisilkaya massive sulfide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores // *Miner. Depos.*, 1981. Vol. 16. P. 241–257.
438. Little C.T.S., Herrington R.J., Haymon R.M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mountains, California // *Geology*, 1999. Vol. 27. № 2. P. 167–170.
439. Little C.T.S., Herrington R.J., Maslennikov V.V., Morris N.J., Zaykov V.V. Silurian high-temperature hydrothermal vent community from the Southern Urals, Russia // *Nature*, 1997. Vol. 385. № 9. P. 3–9.
440. Little C.T.S., Maslennikov V., Morris N.J., Gubanov A.P. Two Palaeozoic hydrothermal vent communities from the southern Ural mountains, Russia // *Palaeontology*, 1999. Vol. 42. P. 1043–1078.
441. Liu L.A.S.M. Geochemistry and petrology of lavas from the Manus basin extensional transform zone and Manus spreading center: Implications for source compositions and metasomatic processes in back arc basin // *Thes. Master Sci. Univ. of Hawaii. Honolulu*, 1989. 84 p.

442. *Lonsdale P.* Regional shape and tectonics of the Equatorial East Pacific Rise // *Mar. Geophys. Res.*, 1977. Vol. 3(3). P. 295–315.
443. *Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M., et al.* A high-temperature hydrothermal deposit on the sea bed at Gulf of California spreading center // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980. Vol. 49. P. 8–20.
444. *Lüders V., Pracejus B., Halbach P.* Fluid inclusion and sulfur isotope studies in probable modern analogue Kuroko-type ores from the Jade hydrothermal field (Central Okinawa Trough, Japan) // *Chem. Geol.*, 2001. Vol. 173. P. 1–3.
445. *Lydon W., Goodfellow W.D., Jonasson I.R.* A general genetic model for stratiform baritic deposits of the Selwyn Basin, Yukon Territory and District of Mackenzie // *Canadian Geological Survey Paper*, 1985. V. 85–1A. P. 651–660.
446. *Malahoff A.* A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos rift with the continental deposits // *Mar. Technol. Soc J.*, 1982. Vol. 16(3). P. 39–45.
447. *Malahoff A.* Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Juan de Fuca Ridge systems and submarine volcanoes // *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 1985(6). P. 19–41.
448. *Malahoff A., Embley R., Gronan D.S., Skirrow R.* The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos rift at 86° W // *Marine mining*, 1983. Vol. 4. P. 123–137.
449. *Marcon Y., Sahling H., Borowski C., Ferreira C.D., Thal J., Bohrmann G.* Megafaunal distribution and assessment of total methane and sulfide consumption by mussel beds at Menez Gwen hydrothermal vent, based on geo-referenced photomosaics. *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res.*, 2013. Pap. 75. P. 93–109.
450. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R.* Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore Geol. Rev.*, 2012. Vol. 47. P. 5–41.
451. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., and Tseluyko A.S., Large R., Danyushevsky L.E., Lein A. Yu., Bogdanov Yu.A.* Mineral and chemical peculiarities of vent chimneys from the Yubileynoye VMS deposit at the Early Devonian basalt-boninite basement of West Magnitogorsk arc, the Southern Urals, Russia // *Proceedings of the 12 SGA Biennial Meeting. Uppsala*, 2013. Vol. 4. P. 1512–1515.
452. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tseluyko A.S.* et al. Mineral and chemical peculiarities of chimneys from boninite-hosted Yubileynoye VMS deposit, South Urals // *SGA meeting. Uppsala*, 2013. P. 141–146.
453. *Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I. Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G.* Mineralogical Features of Ore Diagenites in the Urals Massive Sulfide Deposits, Russia // *Minerals*, 2019. Vol. 9. P. 150.
454. *Maslennikov V.V., Maslennikova S.P.* Rare minerals assemblages in black and white smoker vent chimneys from Uralian VHMS deposits, Russia // *Mineralium Deposits research: Meeting the Global Challenge* (Mao J., Bierlein P.F., eds.), 2005. P. 647–650.
455. *Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevskiy L.V., Herrington R.J., Stanley C.J.* Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from CuZn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // *Mineral. Petrol. Spec. Is.: Ore Dep. Urals*. 2013. Vol. 107. P. 67–99.
456. *Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V.* Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian YamanKasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LAICPMS) // *Econ. Geol.*, 2009. Vol. 104(8). P. 1111–1141.
457. *Maslennikov V.V., Zaykov V.V., Herrington R.J., Tessalina S.G., Maslennikova S.P., Saphina N.P.* Ore facies and understanding the genesis of the Urals massive sulfide deposits, Russia // 12th Quadrennial IAGOD Symp. «Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century». Moscow, 2006. 42 p.
458. *Maslennikov, V.V.; Maslennikova, S.P.; Ayupova, N.R.; Zaykov, V.V.; Tseluyko, A.S.; Melekestseva, I.Y.; Large, R.R.; Danyushevsky, L.V.; Herrington, R.J.; Lein, A.T.; et al.* Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // *Ore Geol. Rev.*, 2017. Vol. 85. P. 64–106.
459. *Marchig V., Rosch H., Lalou C. et al.* Mineralogical zonation and radiochronological relations in a large sulfide chimney from the EPR at 18° 25' S // *Can. Miner.*, 1988. Vol. 26. P. 541–554.
460. *Marcoux E., Moëlo Y., Leistel I.M.* Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits Iberian Pyrite belt // *Miner. Depos.*, 1996. Vol. 31. P. 1–26.
461. *Marcoux E., Belkibir A., Gibson H.L., Lentz D., Ruffet G.* Draa Sfar, Morocco: a Viséan (331 Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane // *Ore Geol. Rev.*, 2008. Vol. 33. P. 307–328.
462. *Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Scott S.D.* Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: from serpentinization to the formation of Cu–Zn–(Co)-rich massive sulfides // *Mar. Geol.*, 2007. Vol. 245. P. 20–39.
463. *Marumo K., Hattori K.H.* Seafloor hydrothermal clay alteration at Jade in back-arc Okinawa Trough: mineralogy, geochemistry and isotopic characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999. Vol. 63. № 18. P. 2785–2804.
464. *Marumo K., Urabe T., Goto A., Takano Y., Nakashima M.* Mineralogy and isotope geochemistry of active submarine hydrothermal field at Suiyo Seamount, Izu-Bonin Arc, West Pacific ocean // *Resource Geology*, 2008. Vol. 58. P. 220–248.
465. *Massoth G.I., Butterfield D.A., Lupton I.E. et al.* Submarine venting of phase-separated hydrothermal fluids at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge // *Nature*, 1989. Vol. 340. P. 702–705.
466. *Maynard J.B.* Shale-Hosted Deposits of Pb, Zn, and Ba: Syngenetic Deposition from Exhaled Brines in Deep Marine Basins // *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration. Reviews in Economic Geology*, 1991. Vol. 5. P. 177–185.
467. *McGoldrick P.J., Keays R.R., Scott B.B.* Thallium: a sensitive indicator of rock/seawater interaction and of sulfur saturation of silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979. Vol. 43. P. 1303–1311.
468. *McGregor B.A., Harrison C.G.A., Lavelle J.W., Rona P.A.* Magnetic anomaly patterns on Mid-Atlantic Ridge crest at 26°N // *J. Geophys. Res.*, 1977. Vol. 82. P. 231–238.
469. *Matsukuma T., Horikoshi E.* Kuroko deposits in Japan, a review // In: *Volcanism and ore genesis* / Ed. T. Tatsumi. University Tokyo Press, 1970. P. 153–180.
470. *Matsukuma T., Nitsuma H., Yui S., Wada F.* Rare minerals from Kuroko ores of Uwamuki deposits of the Kosaka Mine, Akita prefecture, Japan // *Mining geology special issue*, 1974. № 6. P. 349–362.

471. Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. et al. Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? // *Econ. Geol.*, 2017. Vol. 112. №4. P. 741–773.
472. Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P., Yuminov A.M., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Kotlyarov V.A., Beltenev V.E., Danyushevsky L.V., Large R. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Mar. Geol.*, 2014. Vol. 349. P. 37–54.
473. Melekestseva I.Y.; Zaykov V.V.; Nimis P.; Tret'yakov G.A.; Tesalina S.G. Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs // *Ore Geol. Rev.*, 2013. Vol. 52. P. 18–37.
474. Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading // In: *Studies in earth and space sciences* / Ed. R. Shagan. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 1972. Vol. 132. P. 241–272.
475. Metz S., Trefry J.H. Chemical and mineralogical influences on concentration of trace metals in hydrothermal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000. Vol. 64. P. 2267–2279.
476. Mevel C., Auzende J.-M., Cannat M. et al. La ride du Snake Pit (dorsale Medio-Atlantique, 23022' N) resultats preliminaires de la campagne HYDROSLAKE. // *C.R. Acad. sci., Paris*. 1989. Vol. 308. P. 545–552.
477. Miller D.J. Data Report: Geochemical Analyses of Massive Sulfide and Sediment Samples from the TAG Hydrothermal Mound // *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, 1998. Vol. 158. P. 41–46.
478. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995. Vol. 59. P. 3511–3524.
479. Minniti M., Bonavia F. Copper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian sea (Mediterranean): is the mineralization related to porphyry-copper or to base metal lodes // *Mar. Geol.*, 1984. Vol. 59. P. 271–282.
480. Minster J., Jordan T. Present day plate motion // *J. Geophys. Res.*, 1978. Vol. 83. P. 5331–5354.
481. Monecke T., Petersen S., Hannington M.D. et al. The minor element endowment of modern sea-floor massive sulfides and comparison with deposits hosted in ancient volcanic successions // *Econ. Geol.*, 2016. Vol. 111. № 8. P. 245–306.
482. Moss R., Scott S.D. Silver in sulfide chimneys and mounds from 13° N and 21° N East Pacific Rise // *Can. Miner.*, 1996. Vol. 34. P. 697–716.
483. Moss R., Scott S.D. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the Eastern Manus basin, Papua New Guinea // *Can. Miner.*, 2001. Vol. 39. P. 957–978.
484. Mozgova N.N., Efimov A.V., Borodaev Yu.S. et al. Mineralogy and chemistry of massive sulphides from the Logachev hydrothermal field (14°45' N Mid-Atlantic Ridge) // *Explor. Mining Geol.*, 1999. Vol. 3. № 3 and 4. P. 379–395.
485. Mozgova N.N., Krasnov S.G., Batuyev B.N. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // *Can. Mineral.*, 1996. Vol. 34. P. 23–38.
486. Mozgova N.N., Trubkin N.V., Borodaev Yu.S. et al. Mineralogy of massive sulfides from the Ashadze hydrothermal field, 13° N, Mid-Atlantic Ridge // *Can. Miner.*, 2008. Vol. 46. P. 545–567.
487. Munche U., Blum N., Halbach P. Mineralogical and geochemical features of sulfide chimneys from MESO zone, Central Indian Ridge // *Chemical Geol.*, 1999. Vol. 155. P. 29–44.
488. Murao S., Itoh S. High thallium content in Kuroko-type ore // *Journal of Geochemical exploration*, 1992. Vol. 43. Is. 3. P. 223–231.
489. Murphy P.J., Meyer G. A gold-copper association in ultramafic-hosted hydrothermal sulfides from the Mid-Atlantic Ridge // *Econ. Geol.*, 1998. Vol. 93. P. 1076–1083.
490. Murowchick J.B., Barnes H.L. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986. Vol. 50. P. 2615–2629.
491. Murton B.J., Van Dover C., Southward E. Geological setting and ecology of the Broken Spur hydrothermal vent field: 29°10' N on the Mid Atlantic Ridge // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1995. Vol. 87. P. 33–42.
492. Nayak B., Halbach P., Pracejus B., Münch U. Massive sulfides of Mount Jourdanne along the super-slow spreading Southwest Indian Ridge and their genesis // *Ore Geol. Rev.*, 2014. Vol. 63. P. 115–128.
493. Nesbitt R.W., Murton B.J. Chimney growth rates and metal deposition at the Broken Spur Vent Field, 29°N, MAR. *BRIDGE Newsl (Univ Leeds)*, 1995. Vol. 8. P. 35–37.
494. Nimis P., Buschmann B., Jonas P. Likely forearc origin of ophiolite complexes from the southern Main Uralian Fault Zone, Urals // *32nd Intern. Geol. Congress, Florence*. 2004. Part 1. P. 594.
495. Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., et al. Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafichosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia) // *Mineral. Petrol.*, 2010. Vol. 100. P. 201–214.
496. Nimis P., Zaykov V.V., Omenetto P., Melekestseva I.Yu., Tesalina S.G., Orgeval J.-J. Peculiarities of some mafic-ultramafic and ultramafichosted massive sulfide deposits from the Main Uralian Fault Zone, Southern Urals // *Ore Geol. Rev.*, 2008. Vol. 33. № 1. P. 49–69.
497. Noguchi T., Oomori T., Tanahara A., Taira N., Takada J., Taira H. Chemical composition of hydrothermal ores from Mid-Okinawa Trough and Suiyo Seamount determined by neutron activation analysis // *Geochem. J.*, 2007. Vol. 41. P. 141–148.
498. Ogawa Y., Shikazono N., Ishiyama D. et al. Mechanisms for anhydrite and gypsum formation in the Kuroko massive sulfide sulfate deposits, north Japan // *Miner. Depos.*, 2007. Vol. 42. P. 219–233.
499. Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective // *Ore Geol. Rev.*, 1996. P. 135–177.
500. Ohtagaki T., Takahashi H., Obara K. Geology of Hanawa Mine, Akita Prefecture // *Mining Geology Special Issue*, 1974. №. 6. P. 157–168.
501. Ondreas H., Fouquet Y., Voisset M., Radford-Knoery J. Detailed study of three contiguous segments of the Mid-Atlantic Ridge, South of the Azores (37°N to 38°30' N), using acoustic imaging coupled with submersible observations // *Mar. Geophys. Res.*, 1997. Vol. 19. P. 231–255.

502. *Oshima T., Hashimoto T., Kamono H., Kawabe S., Suga K., Tanimura S., Ishikawa Y.* Geology of the Kosaka Mine, Akita Prefecture // Mining Geology Special Issue, 1974. № 6. P. 89–100.
503. *Oudin E.* Etudes mineralogiques et geochimiques des depots sulfures sour-marins actuels de la ride East-Pacifique 21° N // Doc. BRGM. № 1981(25). P. 1–241.
504. *Oudin E.* Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). 1. Descriptive mineralogy // Mar. Mining, 1983. Vol. 4(1). P. 39–72.
505. *Oudin E., Constantinou G.* Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature, 1984. Vol. 308. P. 349–353.
506. *Özgür N.* Volcanogenic massive sulfide deposits in the East Pontic metallotect, NE Turkey // Resource Geology Special Issue, 1993. № 17. P. 180–185.
507. *Palandri J.L., Reed M.H.* Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation // Geochim. Cosmochim. Acta, 2004. Vol. 68. № 5. P. 1115–1133.
508. *Parson L.M., Fouquet Y., Ondreas H., Barriga F.J.A.S. et al.* Non-transform discontinuity settings for contrasting hydrothermal systems on the MAR: Rainbow and FAMOUS at 36° 14' and 36° 34' N // Eos Trans. AGU, 1997. Vol. 78(46). P. 832.
509. *Parson L.M., Pearce J.A., Murton J., Hodkinson R.A. and RRS Charles Darwin scientific party.* Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, Southwest Pacific // Geology, 1990. Vol. 18. P. 470–473.
510. *Pejatovic S.* Metallogeny of the pontide-type massive sulfide deposits. Ankara, Turkey: M.T.A., 1979. 177 p.
511. *Perfit M.R., Fornari D.J., Malahoff A., Embley R.W.* Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from Eastern Galapagos Rift, Inca transform and Ecuador Rift. 3. Trace element abundances and petrogenesis // J. Geophys. Res., 1983. Vol. 88. P. 10551–10572.
512. *Perfit M.R., Ridley W.I., Jonasson I.R.* Geologic, petrologic and geochemical relationships between magmatism and massive sulfide mineralization along Eastern Galapagos spreading center // Rev. Econ. Geol., 1998. Vol. 8. Ch. 4. P. 75–100.
513. *Perram L., Macdonald K., Carbote S., Fox P.* Sea-MARK-II sidescan and bathymetry of the EPR: the 11°45' OSC and the surrounding area // EOS Trans. Amer. Geophys. Union., 1987. Vol. 68. № 44. P. 1504.
514. *Peter J.M., Scott S.D.* Mineralogy, composition, and fluid inclusion microthermometry of sea floor hydrothermal deposits in the southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California // Can. Mineral., 1988. Vol. 26. P. 567–587.
515. *Petersen S., Herzig P.M., Hannington M.D., Gemmel J.D.* Gold-rich massive sulfides from the interior of felsic-hosted Pacmanus massive sulfide deposits, Eastern Manus Basin (PNG) // Mineral exploration and sustainable development (Ellipoulos et al., eds). Rotterdam, Millpress, 2003. P. 171–174.
516. *Petersen S., Monecke T., Westhues A., et al.* Drilling shallow-water massive sulfides at the Palinuro volcanic complex, Aeolian island arc, Italy // Econ. Geol., 2014. Vol. 109. № 8. P. 2129–2158.
517. *Pollak A.* Die Lagerstätte Lahanos im Vilâyet Giresun an der Türkischen Schwarzmeer Küste // Maden Tetkik ve Arama Enst. Bull., 1961. Vol. 56. P. 26–39.
518. *Prokin V.A., Buslaev F.P.* Massive copperzinc sulfide deposits in the Ural // Ore Geol. Rev., 1999. № 14. P. 1–69.
519. *Prokin V.A., Buslaev F.P., Moloshag V.P., Malugin V.A.* Safyanovskoe sulphide deposit in the Urals is similar to the BOR deposit // Geology and metallogeny of copper and gold deposits in the BOR metallogenic zone. Cooper institute BOR, 2002. Yugoslavia. P. 77–82.
520. *Rea D.K.* Asymmetric sea-floor spreading and a nontransform axis ooset: The East Pacific Rise 20° S survey area // Geol. Soc. Amer. Bulletin, 1978. Vol. 89. P. 836–844.
521. *Rea D.K., Blakely R.J.* Short-wavelength magnetic anomalies in a rapid seafloor spreading // Nature, 1975. Vol. 255. P. 126–128.
522. *Rea D.K., Dymond J., Hearn G.R. et al.* New estimates of rapid sea-floor spreading rates and the identification of young magnetic anomalies on the East Pacific Rise, 6° and 11° S // Earth Planet. Sci. Lett., 1973. Vol. 19. P. 225–229.
523. *Richter T.* Sedimentary Fluxes at the Mid-Atlantic Ridge // Doctoral Dissertation. Geomar. Report 73. Geomar, Kiel, 1998.
524. *Rona P.A.* Black smokers and massive sulfides at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26° N // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union., 1985. Vol. 66. P. 936.
525. *Rona P.A., Bougault H., Charlou J.-L. et al.* Mafic- and ultramafic-hosted hydrothermal systems at the TAG (26°N) and fifteen twenty fracture zone area of the Mid-Atlantic Ridge rift valley. // J. Conf. Abs., 1996. Vol. 1(2). P. 850.
526. *Rona P.A., Hannington M.D., Raman C.V., Thompson G., Tivey M.K., Humphris S.E.* Active and relict sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 1989–2017.
527. *Rona P.A., Scott S.D.* Preface to a special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspectives // Econ. Geol., 1993. Vol. 88. P. 1933–1976.
528. *Rona P.A., Widenfalk L., Bostrom K.* Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest // Ibid., 1987. Vol. 81. № B2. P. 1417–1427.
529. *Revan M.K., Genc Y., Maslennikov V.V., Ünlü T., Delibas O., Hamzaçebi S.* Original finding on the ore-bearing facies of volcanogenic massive sulfide deposits in the Eastern Black Sea region (NE Turkey) // Bull. of the mineral research and exploration, 2013. Vol. 147. P. 73–89.
530. *Revan M.K., Genc Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V.* Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from the Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) // Ore Geol. Rev., 2014. Vol. 62. P. 129–149.
531. *Revan M.K., Genc Y., Delibaş O., Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Zimatoğlu O.* Mineralogy and geochemistry of metalliferous sedimentary rocks from the Upper Cretaceous VMS deposits of the Eastern Pontides (NE Turkey) // Turkish journal of earth sciences, 2019. Vol. 28. №2. P. 299–327.
532. *Revees S.P., Seewald J.S., Saccocia P. et al.* Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northern Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus basin, Papua New Guinea // Geochim. Cosmochim. Acta., 2011 Vol. 75. P. 1088–1123.
533. *Rickard D., Knott R., Duckworth R.C., Murton B.J.* Organ pipes, beehive diffusers and chimneys at the Broken Spur hydrothermal sulphide deposits, 29°10' N, MAR. Mineralogical Magazine, 1994. Vol. 58A. P. 774–775.
534. *Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N.* Subsurface processes at the Lucky Strike hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge: Evidence from sulfur, selenium, and iron isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta, 2004. Vol. 68. P. 2295–2311.

535. Sakai H., Gamo T., Kim E.S. et al. Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in Mid-Okinawa trough backarc basin // Science, 1990a. Vol. 248. P. 1093–1096.
536. Sato T. Ore deposits and mechanism of its formation of Uchinotai-western orebody, Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan // Mining Geology, 1968. Vol. 18. P. 241.
537. Sato N., Kusaka H. Geology of the Matsuki Mine, Ohdate City, Akita Prefecture // Mining Geology Special Issue, 1974. №. 6. P. 141–146.
538. Sato T. Distribution and geological settings of the Kuroko Deposits // Mining Geology Special Issue, 1974. №. 6. P. 1–9.
539. Schneider H.J., Özgür N. Relationship between Alteration, Rare Earth Element Distribution, and Mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northeastern Turkey // Econ Geol., 1988. Vol. 83. P. 1238–1246.
540. Schwarz-Schampera U., Terblanche H., Herzig P., Oberthür T. Volcanogenic indium in massive sulfide deposits of the Murchison greenstone belt, S. Africa // Zeitschrift für Angewandte Geologie, 2003. № 2. P. 38–42.
541. Scott S.D. Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // In: Seminars on Seafloor Hydrothermal Systems / Ed. R.Goldie, T.J. Botril. Geosci. Can., 1981. Vol. 8. P. 103–104.
542. Scott S.D. Volcanogenic massive Cu-Zn-Pb-Ag-Au sulfide ores with emphasis on canadain Precambrian deposits // Short cours: Presently-forming hydrothermal deposits in the oceans and ancient ores on land. Brest: University de Bretagne, 1996. P. 10–47.
543. Scott D.T., McKnight D.M., Blunt-Harris E.L., Kolesar S.E., Lovley D.R. Quinone moieties act as electron acceptors in the reduction of humic substances by humics-reducing microorganisms // Environ. Sci. Technol., 1998. Vol. 32(19). P. 2984–2989.
544. Shanks W.S., III. Stable isotope in seafloor hydrothermal systems // In. Stable Isotope Geochemistry. Washington: Mineral. Soc. Of America, 2001. P. 469–526.
545. Shikazono N., Kusakabe M. Mineralogical characteristics and formation mechanism of sulfate-sulfide chimneys from Kuroko area, Mariana trough and Mid-Ocean ridges // Resource Geology Special Issue, 1999. № 20. P. 1–11.
546. Shimazaki H., Horikoshi E. Black ore chimney from the Hanaoka Kuroko deposits, Japan // Mining Geology, 1990. Vol. 40 (5). P. 313–321.
547. Shinjo R., Kato Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back arc basin // Lithos, 2000. Vol. 54 (3–4). P. 117–137.
548. Sibuet J.-C., Letouzey J., Barbier F. et al. Back-arc extension in the Okinawa trough // J. Geophys. Res., 1987. Vol. 92. P. 14041–14063.
549. Solomon M., Tornos F., Large R. R., Badham J. N. P., Both R.A., Kin Zaw. Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition // Ore Geol. Rev., 2004. Vol. 25. P. 259–283.
550. Solomon M., Walshe D. The formation of massive sulphide deposits on sea floor // Econ. Geol., 1979. Vol. 69. P. 947–973.
551. Spadea P., Kabanova L.Ya., Scarrow J. Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian Boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofiolit, 1998. Vol. 23 (1). P. 17–36.
552. Spiess F.N., Atwater K.C., Ballard R. et al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments // Science, 1980. Vol. 207. P. 1421–1433.
553. Spiridonov E., Maleev M., Kovachev V., Kulikova I., Nazmova G., Filimonov S. Minerals of fahlore group: indicators of ore genesis // International scientific conference 80th Anniversary of the Bulgarian Geological Society. Sofia, 2005. P. 79–82.
554. Spooner E.T.C. Magmatic sulfide volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au-skarn hydrothermal ore fluids // Ore Geol. Rev., 1993. № 7. P. 359–379.
555. Stanton R.L. Ore Elements in Arc lavas Oxford Univ press, New York. 1994. 391 p.
556. Steele J.H., Turekian K.K., Thorpe S.A., eds. Marine Chemistry and Geochemistry: A Derivative of Encyclopedia of Ocean Sciences, 2nd ed. Elsevier, London, 2010. 631 p.
557. Stoffers P., Worthington T.J., Schwartz-Shampera U., Hannington M.D., Evans L.J., and Vaiomo'unga R. et al. Submarine volcanoes and high-temperature hydrothermal venting on the Tonga arc, Southwest Pacific // Geology, 2006. Vol. 34 (6). P. 453–456.
558. Styrts M.M., Brockman A J., Holland H.D. et al. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21° N latitude // Earth Planet. Sci. Lett., 1981. Vol. 53(3). P. 382–390.
559. Sugaki A., Shima H., Kitakaze A., Harada H. Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under hydrothermal condition at 35 and 300° C // Econ. Geol., 1975. Vol. 75. P. 742–751.
560. Takahashi T., Suga K. Geology and ore deposits of the Hanaoka Kuroko belt, Akita Prefecture // Mining Geology Special Issue, 1974. №. 6. P. 101–113.
561. Takano Y., Edazawa Y., Urabe T., Marumo K. Evidence of sub-vent biosphere: enzymatic activities in 308°C deep-sea hydrothermal systems at Suiyo seamount, Izu-Bonin Arc, Western Pacific Ocean // Earth Planet. Sci. Lett., 2005. Vol. 229. № 3–4. P. 193–203.
562. Tanaka T., Kudoba H., Kusaka H., Odashima Y. Geology of the Furutobe Mine, Akita Prefecture // Mining Geology Special Issue, 1974. №. 6. P. 67–78.
563. Tanimura S., Date J., Takahashi T., Ohmoto H. Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Part II. Stratigraphy and structure of the Hokuriku district // Econ. Geol., 1983. P. 24–38
564. Thornton E.C., Seyfried W.E. Jr. Reactivity of organic-rich sediment in seawater at 350°C, 500 bars: Experimental and theoretical constraints and implications for the Guaymas Basin hydrothermal system // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987. Vol. 51. P. 1997–2010.
565. Thompson G., Humphris S., Schroeder B., Sulanowska M., Rona P.A. Active vents and massive sulfides at 26N (TAG) and 23N (Snake pit) on the Mid-Atlantic ridge // Can. Miner., 1988. Vol. 26(3). P. 691–711.
566. Tessalina S.G., Nimis P., Augé T., Zaykov V.V. Origin of chromite in maficultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian fault, South Urals, Russia // Lithos, 2003. № 70. P. 39–59.
567. Tivey M.K., Olsen L.O., Miller V.W., Light R.D. Temperature measurements during initiation and growth of black smoker chimney // Nature, 1990. № 346. P. 51–54.
568. Tivey M.K. The influence of hydrothermal fluid composition and advection rates on black smoker chimney mineralogy: Insights from modeling transport and reaction // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995. Vol. 59. P. 1933–1949.

569. Tivey M.K. Generation of Seafloor Hydrothermal Vent Fluids and Associated Mineral Deposits // *Oceanography*, 2007. Vol. 20(1). P. 50–65.
570. Tivey M.K., Humphris S.E., Thompson G., Hannington M.D., Rona P.A. Deducing patterns of fluid flow and mixing within the TAG active hydrothermal mound using mineralogical and geochemical data // *J. Geophys. Res.*, 1995. Vol. 100. P. 12527–12555.
571. Törmänen T.O., Koski R.A. Gold enrichment and the Bi-Au association in pyrrhotite rich massive sulfide deposits, Escanaba trough, southern Gorda Ridge // *Econ. Geol.*, 2005. Vol. 100. P. 1135–1150.
572. Tufar W., Tufar E., Lange J. Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galapagos Rift) at 85° 51' and 85° 55' W: complex massive sulfide mineralization, non-sulfidic mineralizations and mineralized basalts // *Geol. Rdsch.*, 1986. Vol. 75 (Hans Cloos-Commemorative Volume). № 3. P. 829–861.
573. Tufar W. Modern hydrothermal activity, formation of complex massive sulfide deposits and associated vent communities in the Manus back-arc basin (Bismarck Sea, Papua New Guinea) // *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 1990. Vol. 82. P. 183–210.
574. Tufar W. Paragenesis of complex massive sulfide ores from the Tyrrhenian Sea // *Mitteilungen der Sterreichischen Geologischen Gesellschaft*, 1991. Vol. 84. P. 265–300.
575. Tügal T. The pyrite sulfide deposits of the Lahanos mine area, Eastern Black sea region. Unpub. Ph. D. thesis. Durham depart. of Geology, 1969. 182 p.
576. Ueda R., Inoue T. New geological knowledge in the eastern edge mountains of the Hanawa basin, Akita prefecture // *Journal of the Mining College of Akita University*, 1961. Vol. 24. P. 1–11.
577. Urabe T., Sato T. Kuroko deposits of the Kosaka Mine, Northeast Honchu, Japan. Products of submarine hot springs on Miocene sea floor // *Econ. Geol.*, 1978. Vol. 73. P. 161–179.
578. Ustaömer T., Robertson, A.H.F. Late Paleozoic marginal basin and subduction-accretion: The Paleotethian Kure Complex? Central Pontides, northern Turkey // *Jour. Geo. Soc.*, 1994. Vol. 151. P. 291–305.
579. Van Andel Tj.H., Ballard R.D. The Galapogoss rift at 86° W: 2. Volcanism, structure and evolution of the rift valley // *J. Geophys. Res.*, 1979. Vol. 84. P. 5390–5406.
580. Vaugan D.J., Rosso K.M. Chemical bonding in sulfide minerals // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2006. Vol. 61. P. 231–264.
581. Vearncombe S., Barley M.E., Groves N.J. et al. 3.26 Ga black smoker-type mineralization in the Strelley Belt, Pilbara Craton, Western Australia // *Journal of the Geological Society*, 1995. Vol. 152. P. 587–590.
582. Vikentyev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V. et al. Gold and PGE in massive sulfide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia // *Can. Mineral.*, 2004. Vol. 42. P. 651–665.
583. Vikentyev I.V. Precious metal and telluride mineralogy of large volcanic-hosted sulfide deposit in the Urals // *Mineral. Petrol.*, 2006. Vol. 87. P. 305–326.
584. Von Damm K.L. Seafloor hydrothermal activity black smoker chemistry and chimneys // *Annual. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1990. Vol. 18. P. 173–204.
585. Von Damm K.L., Edmond J., Measures C., Grant B. Chistry of submarine hydrothermal solution at Guaymas Basin, gulf of California // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985. Vol. 49. № 11. P. 2221–2237.
586. Von Damm K.L., Bray A.M., Buttermore L.G., Oosting S.E. The geochemical controls on vent fluids from the Lucky Strike vent field, Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998. Vol. 160(3–4) P. 521–536.
587. Von Damm K.L., Oosting S.E., Kozlowski R. et al. Evolution of East Pacific Rise hydrothermal vent fluids following a volcanic eruption // *Nature*, 1995. Vol. 375. № 6526. P. 47–50.
588. Wood D.A., Crerar M.P. Borcsik Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite-sphalerite-galena-gold-stibnite-bismuthinite-argentite-molybdenite in H₂O-NaCl-CO₂ solutions from 200 to 350°C // *Econ. Geol.*, 1987. Vol. 82. P. 1864–1887.
589. Wohlgenuth-Ueberwasser C.C., Vijoien F., Petersen S., Vorster C. Distribution and solubility limits of trace elements in hydrothermal black smoker sulfides: An in-situ LA-ICP-MS study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2015. Vol. 159. P. 16–41.
590. Xiong Y-L. Hydrothermal thallium mineralization up to 300°C: A thermodynamic approach // *Ore Geol. Rev.*, 2007. Vol. 32. P. 291–313.
591. Yamano M., Uyeda K., Kinoshita M. Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 159. № 4. P. 207–318.
592. Yang K., Scott S.D. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system // *Nature*, 1996. Vol. 383. P. 420–423.
593. Yang K.H., Scott S.D. Magmatic fluids as a source of metals in seafloor hydrothermal systems // *Geophys. Monograph*, 2006. Vol. 166. P. 163–184.
594. Yeats C., David Belton D., Jamie S., Laird J.S., Ryan C.G. Nuclear instruments and methods in physics research // Section B: Beam interactions with materisls and atoms, 2010. Vol. 268. Is. 11–12. P. 2129–2132.
595. Yui S., Ishitoya K. Some texture of the ores from the Ezuri Kuroko deposits. Akita Prefecture, Japan // *Econ. Geol. Monograph*, 1983. Vol. 5. P. 224–230.
596. Zaykov V.V., Novoselov K.A., Kotlyarov V.A. Native gold and tellurides in the Murgul and Çayeli volcanogenic Cu deposits (Turkey) // *Proceedings, Field Workshop of IGCP-486, 24-29th September, 2006, Dokuz Eylul University, Izmir, Turkey, 2006*. P. 167–172.
597. Zierenberg R. The formation of marine sulfides at 21° N, East Pacific Rise // *J. Geochem. Explor.*, 1986. Vol. 25(1/2). P. 250.
598. Zierenberg R.A., Koski R.A., Morton J.L. Bouse R.M. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba trough, SouthernGorda Ridge // *Econ. Geol.*, 1993. Vol. 88. № 8. P. 2069–2099.
599. Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Lisitsin A.P., Bogdanov Y.A., Baranov B.V. Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26–24° N); evidence for vertical tectonism: *Tectonophysics*, 1989. V. 159. P. 1–23.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
-----------------------	---

ГЛАВА 1

Современные курильщики гидротермальных полей океанических рифтов восточной части Тихого океана	6
---	---

1.1. Восточно-Тихоокеанское поднятие	7
1.2. Гора Осевая	39
1.3. Галапагосский центр	55
1.4. Гуаймас	79

ГЛАВА 2

Современные курильщики гидротермальных полей внутридуговых и задуговых бассейнов западной части Тихого океана	88
--	----

2.1. Трог Окинава	88
2.2. Вулкан Суийо	100
2.3. Бассейн Восточный Манус	111
2.4. Северный Манус	135
2.5. Северный Лау	146
2.6. Центральный Лау	152

ГЛАВА 3

Современные курильщики гидротермальных полей океанических рифтов Атлантического океана	161
---	-----

3.1. Рейнбоу	162
3.2. Логачев	201
3.3. Брокен Спур	209
3.4. Лаки Страйк	251
3.5. Снейк Пит	262
3.6. ТАГ (Трансатлантик Геотраверс)	279
3.7. Менез Гвен	291

ГЛАВА 4

Раннекайнозойские курильщики колчеданных месторождений западной островодужной системы Тихого океана	303
--	-----

4.1. Мацумайн и Мацуки	305
4.2. Косака	327
4.3. Фурутобе и Аинаи	342
4.4. Эзури	353
4.5. Ханава	360

ГЛАВА 5

Курильщики колчеданных месторождений понтийского островодужного комплекса мезозойского океана Тетис	375
--	-----

5.1. Асикои	377
5.2. Кутлулар	387
5.3. Чейли	394
5.4. Лаханос	409
5.5. Киллик	420
5.6. Кизылкая	431

ГЛАВА 6

Палеозойские курильщики колчеданных месторождений рудно-алтайского островодужного пояса Палеоазиатского океана	440
---	-----

6.1. Николаевское	441
6.2. Артемьевское	472

ГЛАВА 7

Палеозойские курильщики колчеданных месторождений островодужной системы уральского палеоокеана	488
---	-----

7.1. Дергамышское	495
7.2. Бурибайское	521
7.3. Султановское	536
7.4. Юбилейное	549
7.5. Яман-Касинское	572
7.6. Молодежное	604
7.7. Узельгинское	621
7.8. Октябрьское	638
7.9. Валенторское	652
7.10. Александринское	664
7.11. Сафьяновское	678

ГЛАВА 8

Факторы минералого-геохимического разнообразия курильщиков	697
---	-----

8.1. Типы курильщиков и минеральная зональность	697
8.2. Зависимость минерального состава курильщиков от состава вмещающих формаций	710
8.3. Химическая зональность	716
8.4. Температура, рН, фугитивность S ₂ , Te ₂ и O ₂	721
8.5. Сопоставление минеральных ассоциаций в курильщиках по данным физико-химического моделирования	729
8.6. Минеральные формы и поведение химических элементов	738

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	786
-------------------------	-----

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	793
--------------------------------	-----

Монография

Валерий Владимирович Масленников
Светлана Петровна Масленникова
Алла Юльевна Леин

**Минералогия и геохимия
древних и современных
черных курильщиков**

Подписано в печать 25. 12. 2019
Формат 70x100/16
Гарнитура Times
Печ. л. 52. Уч.-изд. л. 44,70
Тираж 300 экз.

Издатель — Российская академия наук

Верстка – Ларичева М.М.
Отпечатано ООО «Тип-Топ»

Издается по решению Научно-издательского совета
Российской академии наук (НИСО РАН)
и распространяется бесплатно