

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД ПОЛЕЙ ЛОГАЧЕВ–2 И РЕЙНБОУ: ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

© 2003 г. А. Ю. Леин*, Г. А. Черкашев**, А. А. Ульянов***, Н. В. Ульянова*,
Т. В. Степанова**, А. М. Сагалевич*, Ю. А. Богданов*, Е. Г. Гурвич*, М. П. Торехов**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

117851 Москва, Нахимовский просп., 36

e-mail:lein@geo.sio.rssi.ru

**ВНИИОкеангеология

190121 Санкт-Петербург, Английский просп., 1

***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Геологический факультет

119899 Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 09.07.2001 г.

Дается сравнительный анализ минералого-геохимических особенностей медно-цинковых сульфидных руд полей Логачев–2 и Рейнбоу Срединно-Атлантического хребта (САХ), приуроченных к протрузии серпентинитов. Установлено, что Zn(Fe)- и Cu,Fe(Zn)-сульфиды отлагались в трубах черных курильщиков практически одновременно из пульсирующих разнотемпературных неравновесных растворов, обедненных H₂S. Изотопный состав свинца подтверждает, что источником свинца являются глубинные участки океанской коры. В рудах поля Рейнбоу содержится в 20 раз больше Co, чем в рудах, приуроченных к базальтам, и наблюдается высокое отношение Co/Ni = 46. Руды поля Рейнбоу обогащены тяжелым изотопом ³⁴S ($\delta^{34}\text{S}_{\text{средн.}} = 10\text{‰}$) за счет постоянного подтока холодной морской воды в близповерхностную зону гидротермальной системы. Руды поля Логачев–2 обогащены золотом в 8 раз по сравнению с другими районами САХ. По обогащенности полезными компонентами (Zn, Cd, Co и Au) сульфидные руды полей Рейнбоу и Логачев–2 не имеют аналогов среди рудопроявлений САХ.

Активные поля Рейнбоу и Логачев–2, так же как и поле Логачев–1, расположены во внутреннем рифте Срединно-Атлантического хребта (рис. 1). В пределах этих полей гидротермальные сульфидные рудопроявления связаны с серпентинитами и серпентинизированными ультрабазитами, а не с океаническими базальтами. Именно на активных полях Логачев–1 и Рейнбоу был установлен принципиально новый тип рудоформирующей гидротермальной системы, названной “глубинной”, в отличие от широко распространенных в океане осевых гидротермальных систем [2, 3].

Поле Логачев–2 открыто в 1993–94 гг. в рейсе НИС “Профессор Логачев” на восточном склоне рифтовой долины в 5.5 км от поля Логачев–1 [4]. Координаты его центра 14°43′22 с.ш. и 44°56′27 з.д. Площадь поля – 0.15 × 0.2 км² (рис. 2).

Поле Рейнбоу обнаружено в 1997 г. [5–13]. Его описанию посвящен ряд зарубежных и отечественных публикаций. Поле Логачев–2 находится на глубине ~2700 м, а Рейнбоу – ~2300 м (рис. 1). По мнению многих исследователей, близповерхностное гидротермальное рудоотложение на полях Рейнбоу и Логачев–1 сопровождается “процессами фазовой сепарации, что приводит к не-

стабильности в температурном режиме и солевом составе рудообразующих флюидов” [6].

Вместе с тем, наряду с общими геолого-геохимическими особенностями (приуроченность к серпентинитовым протрузиям и существенные вариации минералогического состава), гидротермальные образования указанных выше полей имеют свои специфические особенности, рассмотрению которых посвящена данная работа.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На поле Логачев–2 анализировались гидротермальные сульфидные руды, отобранные с помощью телегрейфера с борта НИС “Профессор Логачев” в 1998 г. (рис. 2). Изучалась крупнообъемная проба (120 кг) в виде сросшихся труб конической формы, отобранная в привершинной части крупного рудного тела (станция 384).

Сбор материала на поле Рейнбоу осуществлялся с помощью гоа Мир–1 в 42 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, осенью 1999 г. Отбор проб проводили в направлении от древней (западной) части поля к более молодому (восточному) окончанию поля (рис. 3). Всего изучено

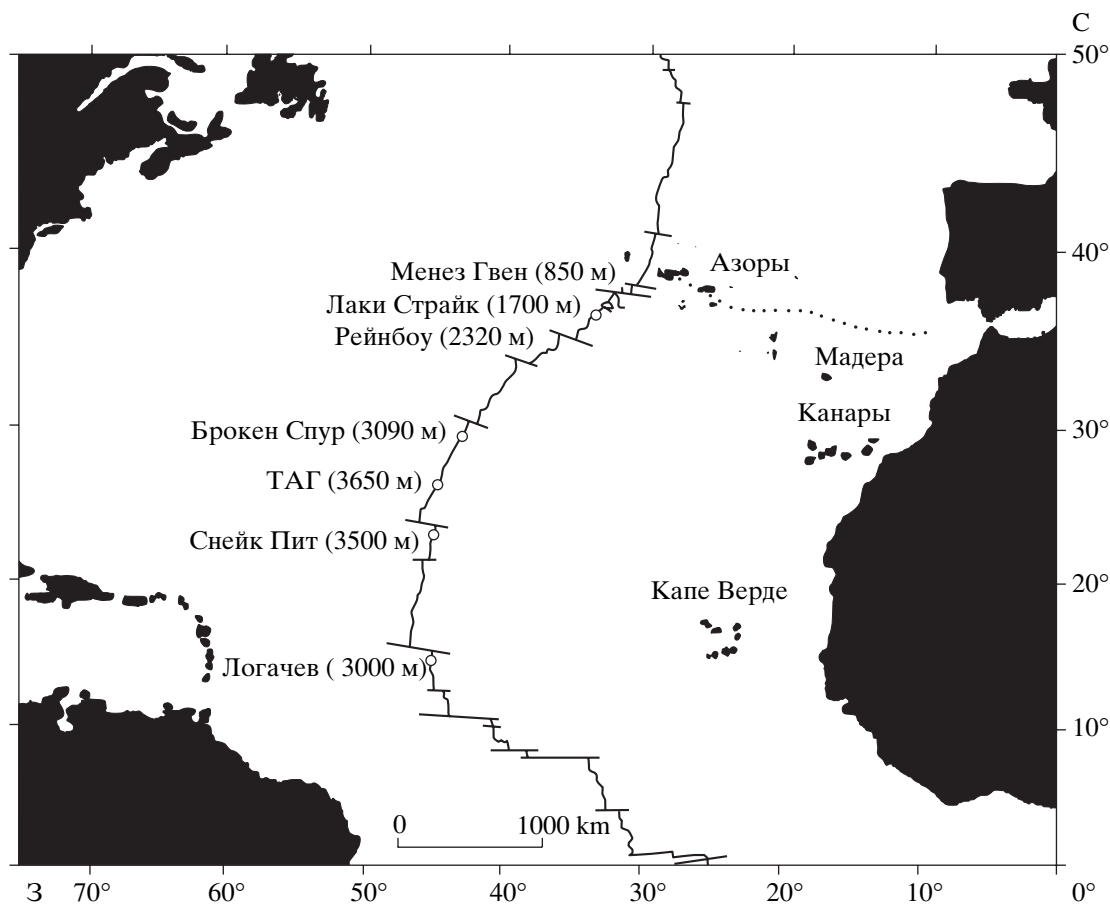


Рис. 1. Схема расположения активных гидротермальных полей на Срединно-Атлантическом хребте между экватором и островами Азорского архипелага (по [1]).

шесть сульфидных труб, характеризующих активные и неактивные постройки. Баловый химический состав руд определялся в лабораториях ВНИИОкеангеология атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами.

Детальное минералогическое исследование гидротермальных руд поля Рейнбоу проводили после их предварительной очистки в водной среде на ультразвуковом диспергаторе УЗДМ-1 (частота 22 и 35 кГц, время экспозиции 1–1.5 мин). На первом этапе исследования препараты изучались под бинокулярным микроскопом МБС-9 и поляризационным оптическим микроскопом ПОЛАМ М-212. После предварительной оптической диагностики минеральных фаз каждый из препаратов изучался на сканирующем электронном микроскопе CAMSCAN с энергодисперсионным анализатором Link-10000 (аналитики: Е.В. Гусева, Н.Н. Коротаева, МГУ). Многочисленные фотографии в обратно-отраженных электронах (BSE) и точное знание качественного состава минералов позволило в дальнейшем провести детальное изучение вариаций химического состава минералов на электронно-зондовом микроанализе

заторе Cameca SX-50, снабженного тремя волновыми спектрометрами (аналитики Н.Н. Кононова, Н.Н. Коротаева, МГУ). Взаимоотношения минералов, а также установление последовательности их выделения из гидротермального раствора осуществлялось по данным оптического изучения препаратов в отраженном свете и на приборе CAMSCAN в режиме BSE и получения изображений поверхности искусственных сколов во вторичных электронах (SEI).

Результаты приводимых исследований базируются на 33-х оптических, 41-й электронно-микроскопической фотографиях, а также на 340 электронно-зондовых микроанализов различных минеральных фаз. Кроме того, образцы поля Рейнбоу и Логачев-2 проанализированы на электронном микроскопе АВТ-55 с энергодисперсионным анализатором Link-10000, при ускоряющем напряжении 25 кВ в Институте геологии и геохронологии докембрия (аналитики М.Р. Павлов, М.Д. Толмачев). В окончательные результаты включены только те элементы, содержание которых превышало предел обнаружения (2σ). Диаметр электронного зонда составлял 3 мкм.

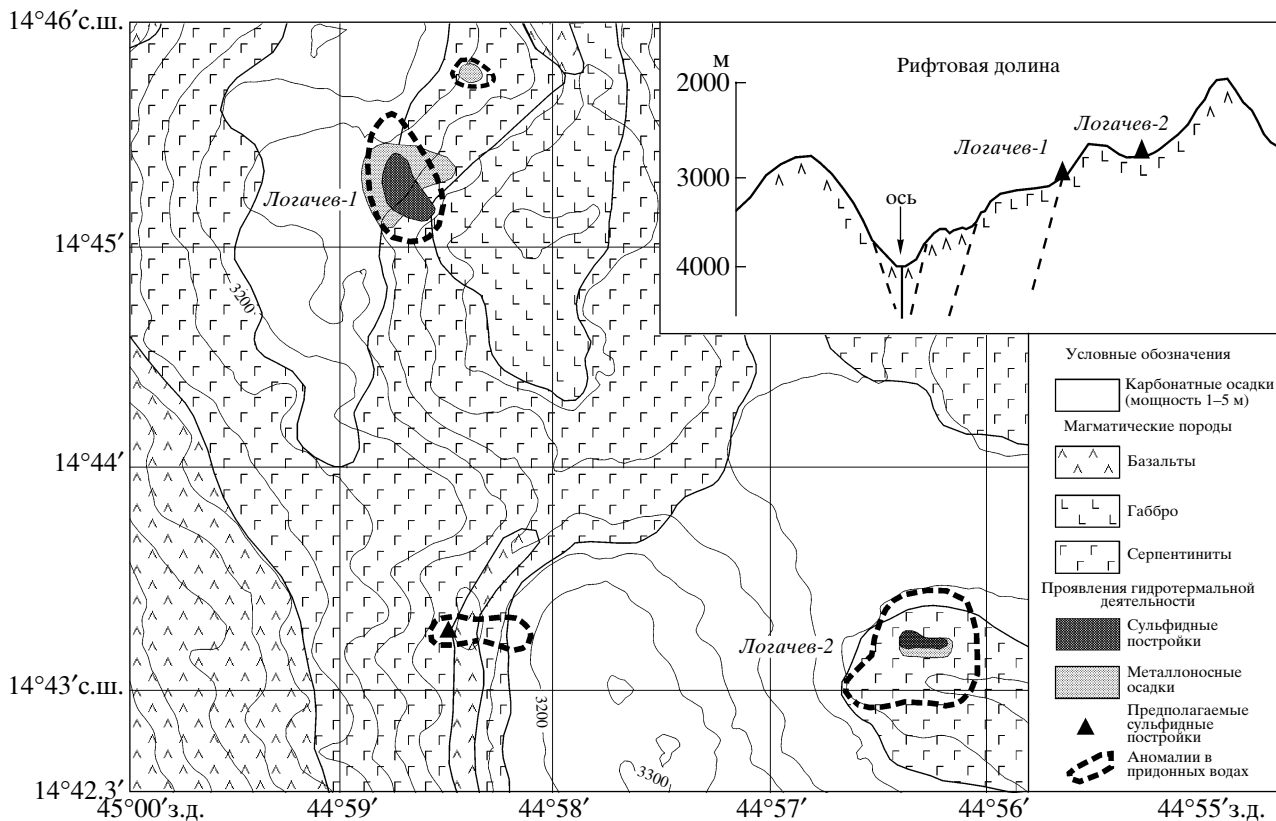


Рис. 2. Схема расположения гидротермальных полей Логачев-1 (активное) и Логачев-2 (неактивное) в плане и на геологическом разрезе (на врезке).

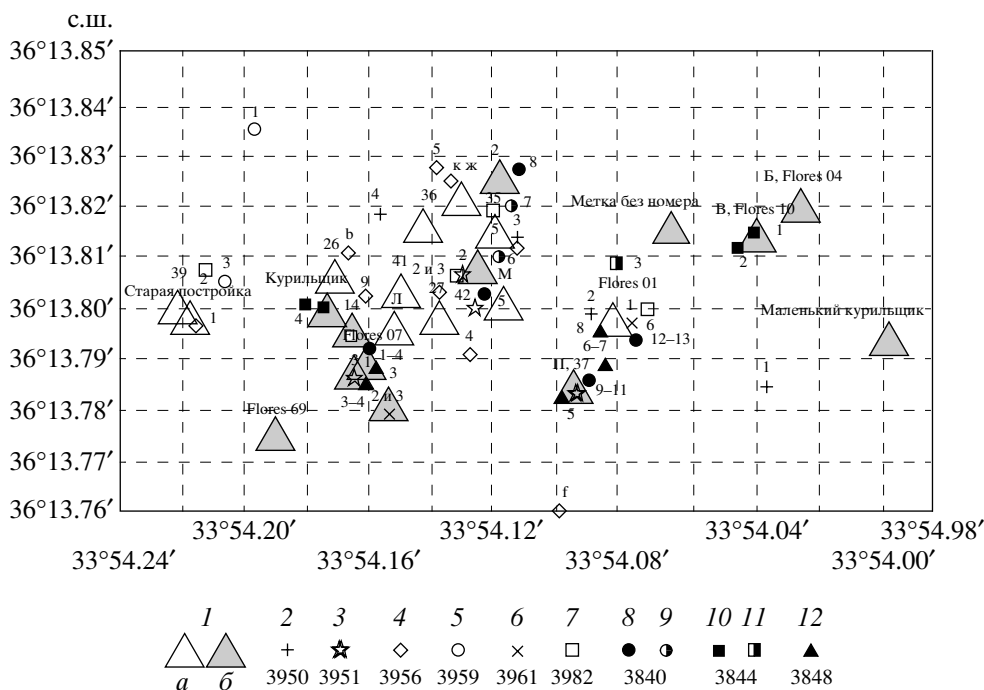


Рис. 3. Схема расположения сульфидных построек и места отбора проб на активном гидротермальном поле Рейнбоу в 41 и 42-ом рейсах НИС "Академик Мстислав Келдыш".
 1 – холмистые гидротермальные постройки: 1а – активные, 1б – древние неактивные; 2–12 – места отбора проб сульфидных руд с указанием номеров станций погружений гоа Мир-1 и -2 (по [14]).

Таблица 1. Результаты радиохимического анализа образцов сульфидных руд гидротермальных полей Рейнбоу (ст. 3982) и Логачев–2. 42 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”

Номер образца	Масса	^{238}U ppm	^{238}U dpm	^{234}U dpm	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	^{232}Th dpm	^{230}Th dpm	$\frac{^{230}\text{U}}{^{234}\text{U}}$	Возраст, тыс. лет
Рейнбоу									
М1–3а	4.01	3.60 ± 0.15	2.59 ± 0.11	2.86 ± 0.12	1.11 ± 0.03	0.054 ± 0.006	0.55 ± 0.02	0.191 ± 0.011	23.0 ± 1.5
М1–4б	4.01	4.75 ± 0.32	3.42 ± 0.23	3.71 ± 0.25	1.08 ± 0.04	0.023 ± 0.003	0.07 ± 0.01	0.020 ± 0.003	2.2 ± 0.3
М1–2/5	4.11	0.06 ± 0.01	0.044 ± 0.004	0.050 ± 0.004	1.13 ± 0.14	Н. п. о.	<0.009	<0.181	<22.0
М1–6	4.89	0.24 ± 0.01	0.17 ± 0.01	0.21 ± 0.01	1.21 ± 0.08	Н. п. о.	0.007 ± 0.001	0.035 ± 0.005	3.9 ± 0.6
Логачев–2									
384–4	4.55	3.37 ± 0.27	2.43 ± 0.20	2.54 ± 0.20	1.05 ± 0.05	0.001 ± 0.001	0.09 ± 0.01	0.035 ± 0.004	3.9 ± 0.4

Примечание. Аналитик В.Ю. Кузнецов, НИИГеография, СПбГУ; Н.п.о. – ниже предела определения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Рудопроявление Логачев–2. По данным телепрофилирования в пределах поля выделено 6 рудных тел. В центре оконтурено относительно крупное рудное тело на глубине 2670–2740 м. Его длина составляет 140–150 м. Ширина варьирует от 40 м на востоке до 80 м на западе. Максимальная высота рудного тела 10–12 м. Его поверхность сложная, неровная. Здесь расположены группы неактивных труб, высотой 0.5–0.6 м, где была отобрана проба руды. В центре рудопроявления вместе с рудными образованиями подняты образцы рыхлых гидротермально-измененных пород. В 100–150 м к югу от крупного рудного тела обнаружено еще 5 небольших изометричных холмообразных рудных построек, диаметром от 20 до 60 м и высотой до 6 м. Возраст сульфидного оруденения Логачев–2 оценивается в 3.9 ± 0.4 тыс. лет (табл. 1).

Гидротермальное поле Рейнбоу расположено на западном склоне хребта Рейнбоу, представляющим собой осевое поднятие рифтового простирания. Это осевое поднятие сформировано серпентинитовой протрузией [15]. Гидротермальное поле размещается на относительно пологой площадке ($15\text{--}20^\circ$), на глубине 2270–2320 м. Оно вытянуто в направлении с запада на восток на 250 м и с севера на юг на 60 м (рис. 3). В пределах поля встречено более 10 крупных активных и много неактивных (реликтовых) построек. Между постройками поверхность дна сложена серпентинитами, часто перекрытыми маломощным чехлом металлоносных осадков [6, 7].

Возраст сульфидного оруденения колеблется от 22–23 тыс. лет на западе (табл. 1), где преобладают крупные реликтовые постройки (рис. 4а), до 2.2–3.9 тыс. лет в центральной наиболее активной в настоящее время части поля. Современные черные курильщики в виде отдельных и причудливо

сросшихся труб осложняют склоны высоких “активных” холмов и построек (рис. 4б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав руд полей Логачев–2 и Рейнбоу

Средний химический состав массивных сульфидных руд гидротермальных полей приведен в табл. 2. Основными элементами руд являются S, Fe, Zn, Cu. Геохимическая специализация этих руд медно-цинковая и определяется соотношением в них Cu и Zn. Вариации этих элементов в составе руд очень велики и колеблются от долей процента до 35 % по Cu и до 64 % по Zn. Сравнение результатов валового химического состава руд полей Логачев–2 и Рейнбоу с химическим составом руд других гидротермальных полей САХ, развитых на базальтах, позволяет утверждать, что руды Логачев–2 и Рейнбоу в среднем в 4–5 раз обогащены цинком (табл. 2). Для них также характерны высокие содержания Cd, Co, Ni и некоторых других элементов, скорее всего заимствованных из ультрабазитов (табл. 2).

Уже первые исследования руд Рейнбоу показали аномально высокое содержание в них Co [8, 16]. В проанализированной нами коллекции руд концентрация Co в среднем равна ~4200 ppm, что в 20 раз выше, чем во всех рудах САХ, связанных с базальтовым вулканизмом, и в 8–10 раз выше, чем в сульфидах полей Логачев–1 и –2 (табл. 2). Отношение Co/Ni в рудах Рейнбоу также самое высокое из всех известных руд САХ и составляет ~46, сравнительно высоко оно и в рудах Логачев–2 (~25).

Руды обоих полей отличаются повышенными концентрациями благородных металлов от всех известных руд САХ. В рудах поля Логачев–2 концентрация золота (23.8 г/т) в 3–8 раз превышает

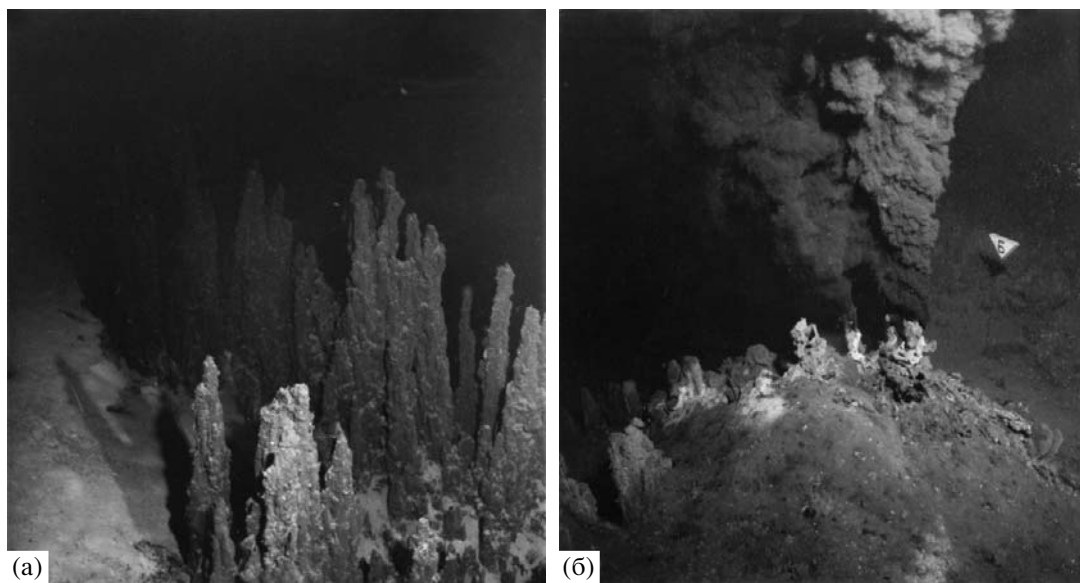


Рис. 4. Древние неактивные (а) и современные активные (б) черные курильщики на поверхности гидротермальных холмов поля Рейнбоу. Фото А.М. Сагалевиича.

среднее значение для руд, образованных при гидротермальном изменении базальтов (табл.2).

В рудах поля Рейнбоу концентрация золота колеблется от 1 до 5 г/т (табл. 2). О присутствии золота в рудах Рейнбоу по данным ICP-MS (до 12 г/т) сообщается в работе [8]. Рост концентрации золо-

та наблюдается в ряду сульфидно-магнетитовые руды (0.04–0.24 г/т) → ангидрит – сульфидные → существенно цинковые → медно-цинковые → медные руды (0.8–12 г/т).

Высокие концентрации серебра (методом атомной абсорбции, ИО РАН) обнаружены в рудах по-

Таблица 2. Химический состав руд гидротермальных полей САХ

Район	S	Fe	Zn	Cu	Pb	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Cd	Co	Ni	As
	%									г/т			
Рэйнбоу (n = 9)	н.о.	28.99	23.66	7.88	0.04	1.46	1.48	1.09	0.28	800	4200	89.4	163
(n = 42)*		24.43	23.39	10.52	0.05						6100	18.8	
Логачев–2 (n = 5)	20.9	17.55	25.4	14.72	0.07	9.73	0.52	0.24	0.36	700	500	20	522
Логачев–1	25.11	21.8	2.86	28.02	0.036	4.9	8.38	1.19	1.27	60.2	409	149	370
(n)	(48)	(64)	(64)	(64)	(55)	(41)	(48)	(42)	(37)	(34)	(64)	(58)	44
сульфиды на базальтах САХ (n = 427)	34.06	30.75	5.21	9.64	0.033	12.1	1.51	0.4	0.25	190	200	29	270
Район	Ba	Au	Ag	Mn	Y	Ga	Ge	Zr	Ti	V	Cr	Bi	Sn
	г/т												
Рэйнбоу (n = 9)	687	3.1	361.9	<100	6.9	59.7	74.2	154.9	747.5	32.2	29	<0.5	>50
Логачев–2 (n = 5)	<100	23.8	92	<100	5	43	50.4	98	772	15.6	20	26.6	≥50
Логачев–1	1494	9.61	50.9	271	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	732.8	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
(n)	(42)	(52)	(51)	(25)					(14)				
сульфиды на базальтах САХ (n = 427)	790	3	77.2	483	7.4	41.2	39.2	53.5	220	19.7	24.3	2.2	20.9

Анализы выполнены во ВНИИОкеангеология, отмеченные* – в ИО РАН, аналитик Н.М. Завадская; Fe, Zn, Cu, Pb, CaO, MgO, Cd, Co, Ag определены методом атомной абсорбции; SiO₂, Al₂O₃, S – методом мокрой химии; Au – химико-спектральным анализом; остальные элементы – методом количественного спектрального анализа.

Таблица 3. Состав и формулы сфалерита гидротермального поля Логачев–2 (по данным микрозондового анализа, мас. %)

Анализ*	Zn	Fe	Cu	S	Формула
1	58.55	8.04	0.37	32.58	$(\text{Zn}_{0.86}\text{Fe}_{0.13}\text{Cu}_{0.01})_{1.00}\text{S}$
2	57.47	5.56	2.81	32.14	$(\text{Zn}_{0.86}\text{Fe}_{0.10}\text{Cu}_{0.04})_{1.00}\text{S}$
3	54.75	9.11	–	31.25	$(\text{Zn}_{0.83}\text{Fe}_{0.17})_{1.00}\text{S}$
4	45.52	11.02	8.62	34.85	$(\text{Zn}_{0.71}\text{Fe}_{0.17}\text{Cu}_{0.12})_{1.00}\text{S}$

* 1–3 – аншлифы, 4 – шайба из дробленого и обогащенного в тяжелой жидкости материала.

Таблица 4. Анализы индивидуальных фаз золото-серебряных твердых растворов (+ Zn, Cu) в сульфидных рудах гидротермального поля Логачев–2 (мас. %)

Анализ*	Au	Ag	Zn	Cu	Fe	Σ	Формула
1	70.6	28.3	–	2.0	–	100.9	$(\text{Au}_{0.55}\text{Ag}_{0.41}\text{Cu}_{0.04})_{1.00}$
2	76.1	21.9	–	1.8	–	99.8	$(\text{Au}_{0.63}\text{Ag}_{0.32}\text{Cu}_{0.05})_{1.00}$
3	88.4	10.4	–	1.2	–	100.0	$(\text{Au}_{0.79}\text{Ag}_{0.18}\text{Cu}_{0.03})_{1.00}$
4	85.6	8.2	1.6	4.2	–	99.6	$(\text{Au}_{0.73}\text{Ag}_{0.13}\text{Zn}_{0.03}\text{Cu}_{0.11})_{1.00}$
5	76.8	19.7	3.6	–	–	100.1	$(\text{Au}_{0.62}\text{Ag}_{0.28}\text{Zn}_{0.10})_{1.00}$
6	81.1	12.8	–	6.1	–	100.0	$(\text{Au}_{0.65}\text{Ag}_{0.19}\text{Cu}_{0.16})_{1.00}$
7	60.9	32.1	2.9	2.2	2.1	100.2	$(\text{Au}_{0.46}\text{Ag}_{0.44}\text{Zn}_{0.06}\text{Cu}_{0.04})$
8	78.6	15.5	5.2	0.8	–	100.1	$(\text{Au}_{0.63}\text{Ag}_{0.22}\text{Zn}_{0.12}\text{Cu}_{0.03})_{1.00}$
9	81.6	12.6	1.1	5.0	–	100.3	$(\text{Au}_{0.78}\text{Ag}_{0.12}\text{Zn}_{0.02}\text{Cu}_{0.08})_{1.00}$

* 1–8 – аншлифы, 9 – шайба из дробленого, обогащенного в тяжелой жидкости материала.

ля Рейнбоу (в среднем 362 г/т, табл. 2). Не столь высокое содержание серебра (до 6.6 г/т) определено в медистых разностях руд Рейнбоу [8]. В этой же работе сообщается о повышенных концентрациях элементов платиновой группы (ЭПГ) – Pd, Pt, Ru, Rh – в рудах Рейнбоу. Таким образом, сульфидные руды гидротермальных полей Логачев–2 и Рейнбоу, пространственно приуроченные к серпентинитовым массивам, по содержанию Zn, Cd, Co и благородных металлов (Au, Ag и др.) относятся к наиболее богатым рудным образованиям океана.

Минеральный состав руд

Поле Логачев–2. Изученные трубы имеют зональное строение, выражающееся в смене преобладающей халькопиритовой минерализации в приканальной зоне к сфалеритовой – во внешней зоне. Для центральных частей труб характерны тесные “графические” сростания халькопирита и сфалерита, их ритмичное чередование (рис. 5), свидетельствующие о близко-одновременном их образовании. Сфалерит представлен железистой разновидностью (табл. 3). Количество опала, обрастающего сульфиды, иногда достигает 10 % (рис. 5). В единичных пробах отмечается частичное

замещение халькопирита халькозином. Встречаются борнит и ковеллин.

Отмечаются обильные выделения самородного золота. Микроскопические зерна золота и электрума размером от 5 микрон и меньше обнаружены в скрытокристаллическом кварце (рис. ба, в, г, е), в сростаниях со сфалеритом (рис. бб), в халькопирите на контакте со сфалеритом (рис. бд). Состав зерен золота варьирует в широких пределах (табл. 4) от 88 вес.% Au и меньше. Если считать границу между золотом и электрумом в 30 вес.% серебра, то большая часть проанализированных зерен попадает в поле золота. Присутствуют примеси меди до 6 мас.%, железа – до 2 мас.%. Цинк часто встречается в составе зерен золота, но форма его нахождения скорее всего определяется наличием микроворостков сфалерита, что подтверждается обнаружением в них серы.

Итак, самородное золото приурочено в основном к кремнистым минералам, занимающим интерстициальные пространства между сульфидами (халькопиритом и сфалеритом) и является, по-видимому, более поздним по времени кристаллизации минералом. Наличие микропримесей цинка говорит о тесной парагенетической связи со сфалеритом.

Пробность золота, определяемая по формуле $1000\text{Au}/(\text{Au} + \text{Ag})$, варьирует от 900 до 620. Проб-

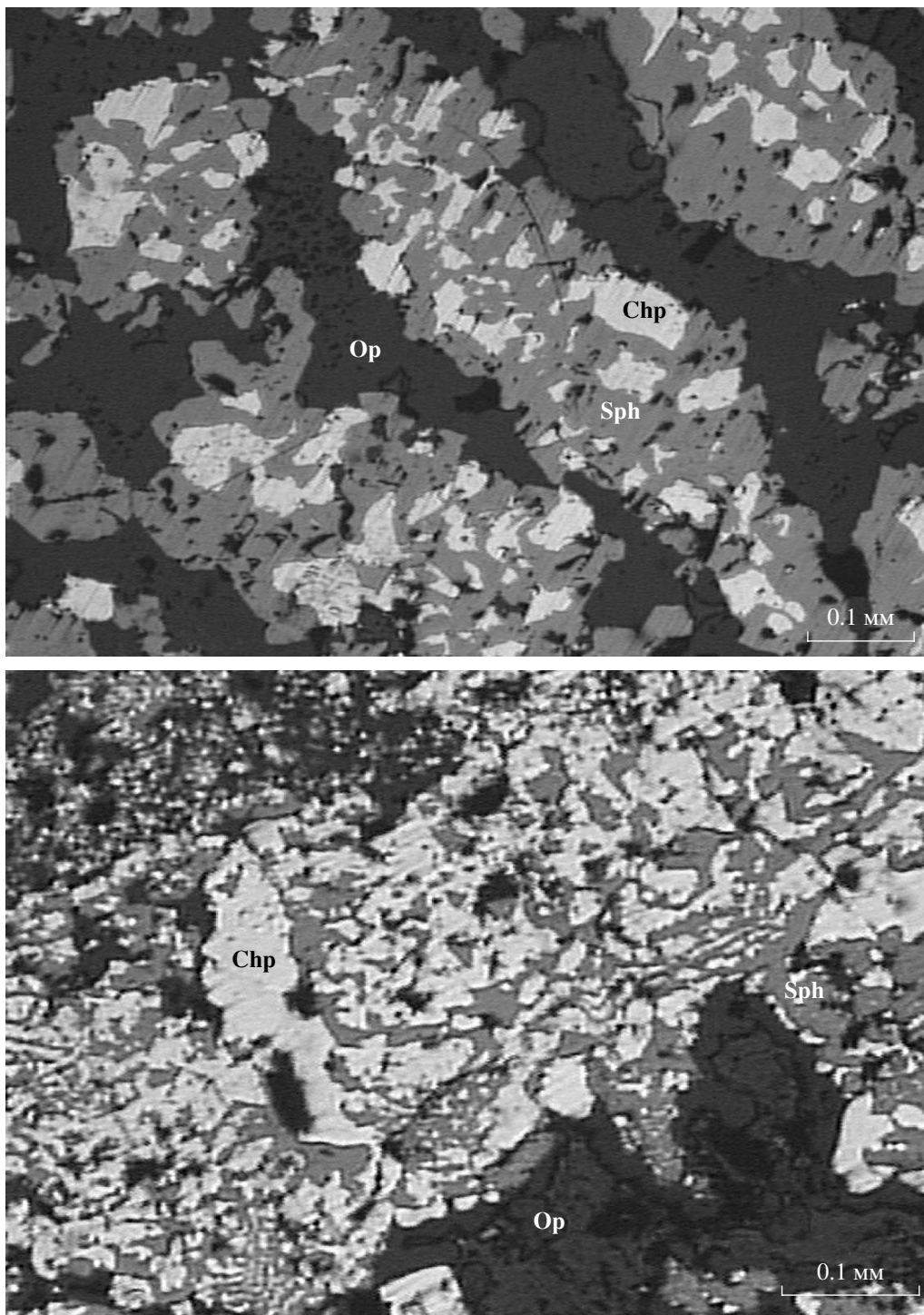


Рис. 5. Взаимоотношения сфалерита (серый), Cu,Fe-сульфидов (белый) и минералов кремнезема (темно-серый) в рудах поля Логачев-2 (обр. 384). Полированные шлифы, отраженный свет.

ность золота зависит от температуры его кристаллизации и в большей степени от рН и Eh среды. Резкие вариации пробыности могут вызываться изменением рН и Eh, а также привнесением серебра [17]. Самородное золото отличается по составу от золотин поля Логачев-1 повышенными содержа-

ниями серебра и цинка (табл. 4) [18]. По этим особенностям оно близко по составу самородному золоту постройки “Мир” поля ТАГ, расположенной на базальтах [19, 20].

Наряду с самородным золотом в рудах встречен целый ряд редких минералов: кобальтин, ар-

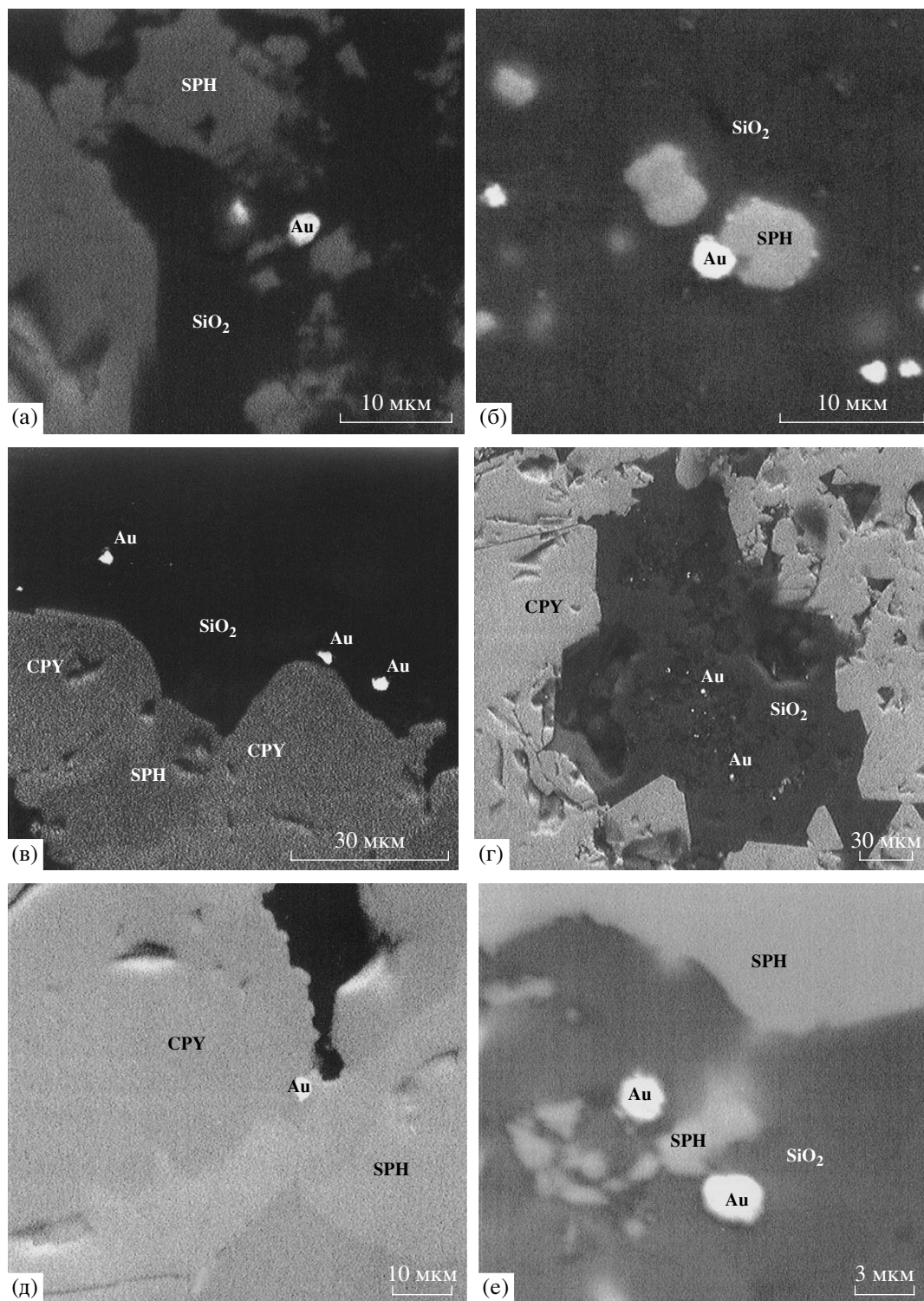


Рис. 6. Взаимоотношение фаз золота (Au) с вмещающими минералами (обр. 384–2). Поле Логачев–2. Изображение в отраженных электронах.

сениды ряда леллингит–саффлорит (Лазарева Л.И., устное сообщение), галенит, сульфосоли (рис. 7, табл. 5, 6). Характерной особенностью состава является практически полное отсутствие дисуль-

фидов железа и обилие корок, главными минералами которых являются гетит и гидрогетит, встречаются также атакамит, лимонит, опал и оксигидроксиды марганца.

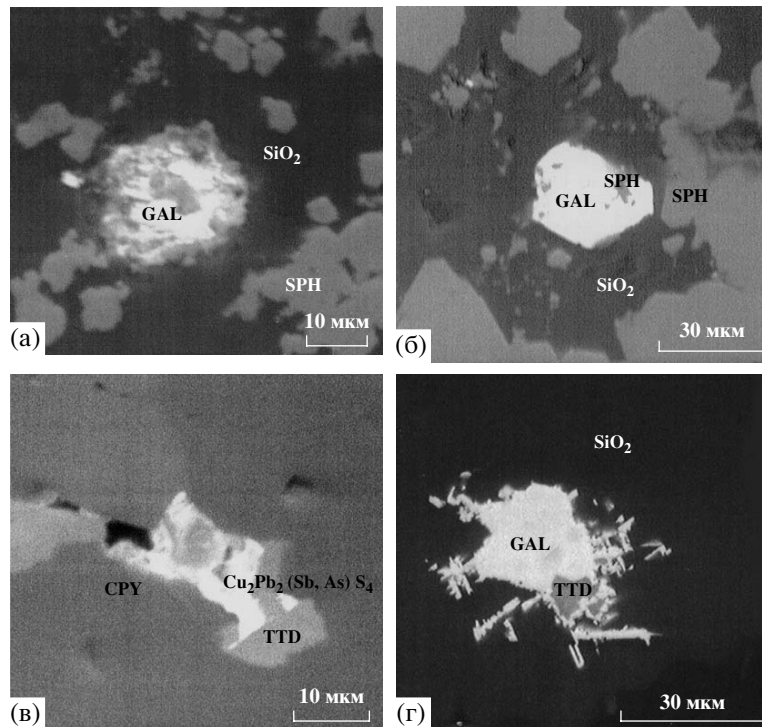


Рис. 7. Морфология выделений галенита (GAL) и сульфосолей (TTD-тетраэдрит и $\text{Cu}_3\text{Pb}_2(\text{Sb, As})\text{S}_4$) в отраженных электронах.

В отличие от руд поля Логачев–1 в рудах Логачева–2 преобладает сфалерит (среднее по Zn равно 25.4%) с очень высокими концентрациями золота ($x_{\text{cp}} = 23.8$ г/т) и сравнительно высокими концентрациями свинца ($x_{\text{cp}} = 0.07\%$). Отмечаются также повышенные концентрации висмута и олова (табл. 2).

Поле Рейнбоу. Анализировались пробы руды из труб черных курильщиков (рис. 8). Трубы, как правило, имеют нечеткое зональное строение вокруг подводящего раствор канала. Иногда канал остается полым, но чаще “залечивается” более поздними минеральными ассоциациями. В большинстве проанализированных проб в составе руд-

Таблица 5. Состав галенита гидротермального поля Логачев–2 (по данным микрозондового анализа, мас. %)

Анализ	Pb	Zn	Cu	Fe	Sb	Se	S	Σ	Формула*
1	74.1	4.4	0.6	–	3.0	3.3	12.2	97.6	$\text{Pb}_{0.87}\text{Zn}_{0.16}\text{Cu}_{0.02}\text{Sb}_{0.06}(\text{S}_{0.90}\text{Se}_{0.10})_{1.00}$
2	82.2	1.9	–	–	–	6.3	9.2	99.6	$\text{Pb}_{1.07}\text{Zn}_{0.08}(\text{S}_{0.78}\text{Se}_{0.22})_{1.00}$
3	77.6	5.4	0.4	0.6	–	6.0	10.0	100.0	$\text{Pb}_{1.07}\text{Zn}_{0.23}\text{Cu}_{0.02}(\text{S}_{0.88}\text{Se}_{0.12})_{1.00}$
4	80.2	3.2	0.3	0.2	–	5.6	10.3	99.8	$\text{Pb}_{0.99}\text{Zn}_{0.12}\text{Cu}_{0.01}(\text{S}_{0.82}\text{Se}_{0.18})_{1.00}$
5	80.4	6.2	–	0.4	–	3.6	13.4	104.0	$\text{Pb}_{0.85}\text{Zn}_{0.21}\text{Fe}_{0.02}(\text{S}_{0.91}\text{Se}_{0.09})_{1.00}$

* Формула рассчитана на один атом (S + Se).

Таблица 6. Состав блеклых руд (1–2) и названного минерала (3) (мас. %) по данным микрозондового анализа

Анализ	Cu	Sb	As	Fe	Zn	Pb	Te	S	Σ	Формула*
1	36.3	15.7	8.5	3.4	4.0	7.7	–	24.4	100.0	$\text{Cu}_{9.76}\text{Fe}_{1.04}\text{Zn}_{0.73}\text{Pb}_{0.63}(\text{Sb}_{2.20}\text{As}_{1.92})\text{S}_{13.00}$
2	37.2	21.8	5.3	5.8	2.8	–	2.9	23.3	99.1	$\text{Cu}_{10.24}\text{Fe}_{1.82}\text{Zn}_{0.75}(\text{Sb}_{3.13}\text{As}_{1.24})\text{S}_{13.00}$
3	17.8	8.2	4.4	3.8	1.4	46.9	–	15.6	98.1	

* Формула рассчитана на тринадцать атомов S.

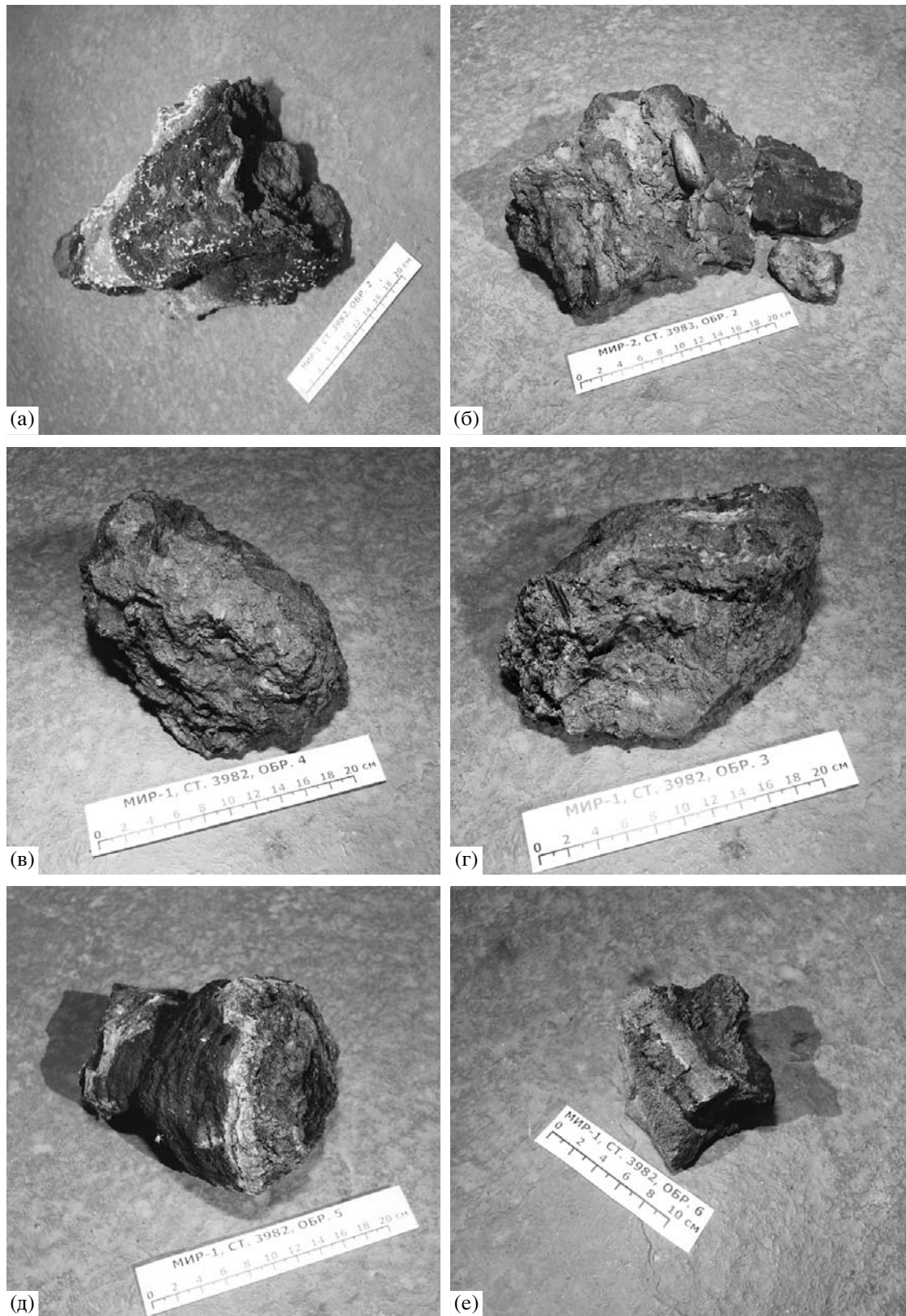


Рис. 8. Образцы руд поля Рейнбоу: конусовидная верхушка древнего курильщика со сестонофагами (белое) на поверхности (а) и с прикрепленной раковиной мидии (б); обломки сульфидных руд из осыпи на поверхности пород (в, г); обломки труб черных курильщиков (д, е).

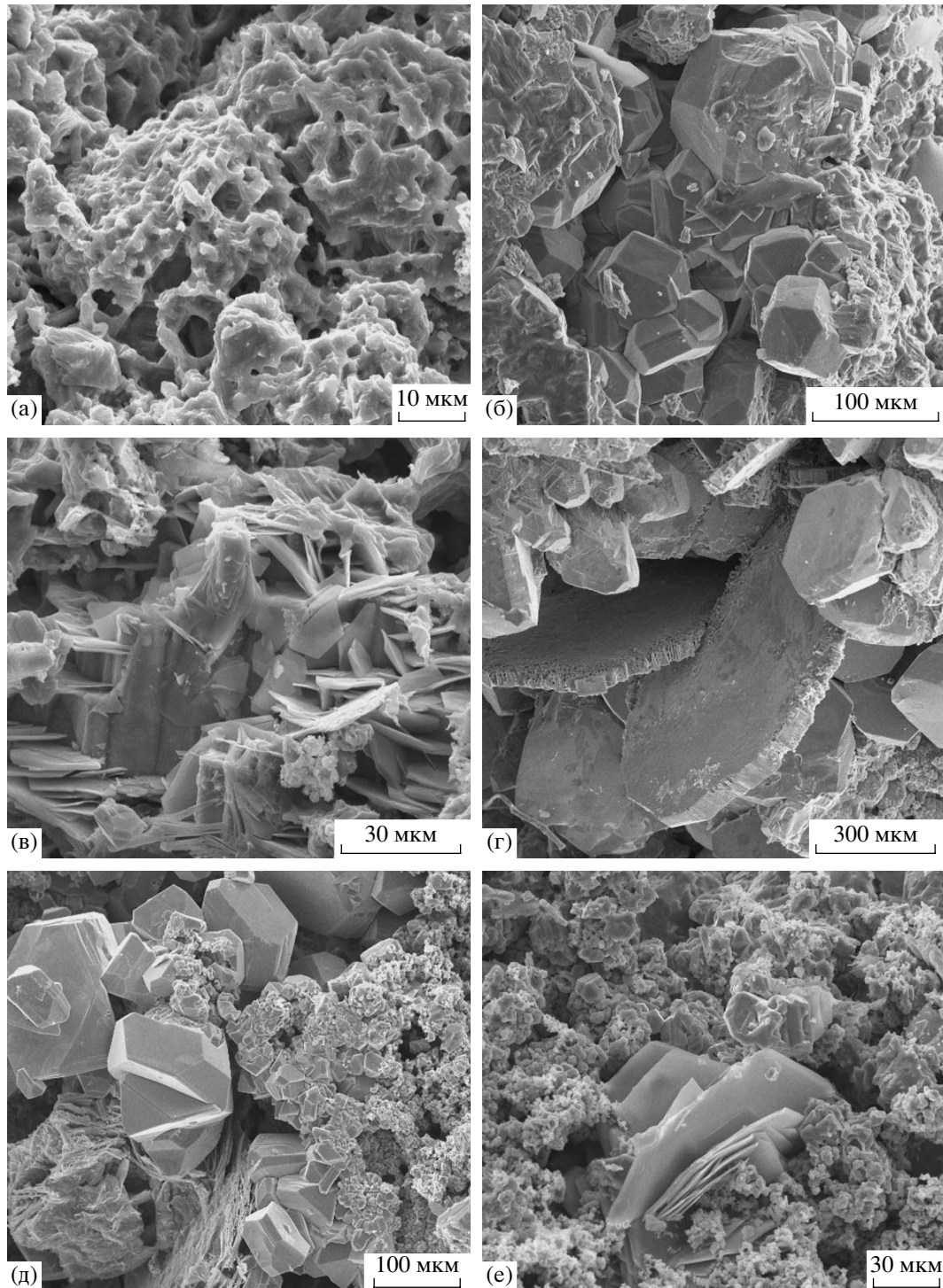


Рис. 9. Морфология сульфидных минералов: а – минеральные агрегаты состава Fe, Cu, Zn, S из руды верхушки древней постройки (обр. 3982–M1–2/1); б – кристаллы сфалерита из полости в тонкодисперсной основной массе, комбинация тетраэдров и октаэдров сфалерита, двойники (обр. 3982–M1–2/1); в – пластинчатые кристаллы состава Fe, Zn, S (там же); г – комбинация пластинчатых кристаллов сфалерита и октаэдров железистого сфалерита из кристаллической руды центральной (приканальной) зоны трубы (обр. 3982–M1–2/3); д – кристаллы сфалерита разной морфологии и размеров с разным содержанием железа. В крупных октаэдрах железа меньше, чем в мелкозернистой основной массе из нижней части центральной зоны трубы (обр. 3982–M1–2/5); е – сросток пластинчатых кристаллов сфалерита с примесью Cu, Fe, S в мелкозернистой основной массе (обр. 3982–M1–2/5); ж – сросток пластинчатых кристаллов сфалерита с фрамбоидальными стяжениями пирита (обр. 3982–M1–3); з – взаимоотношение крупных октаэдрических кристаллов сфалерита и мелкозернистого сфалерита основной массы (обр. 3982–M1–3); и – сростки халькопирита и сфалерита (обр. 3982–M1–4а); к – стяжения пирита на пластинчатом сфалерите, осложняющем грани крупных кристаллов сфалерита (обр. 3982–M1–4в); л – крупные кристаллы сфалерита в сростках с мелкозернистым сфалеритом (обр. 3982–M1–3а).

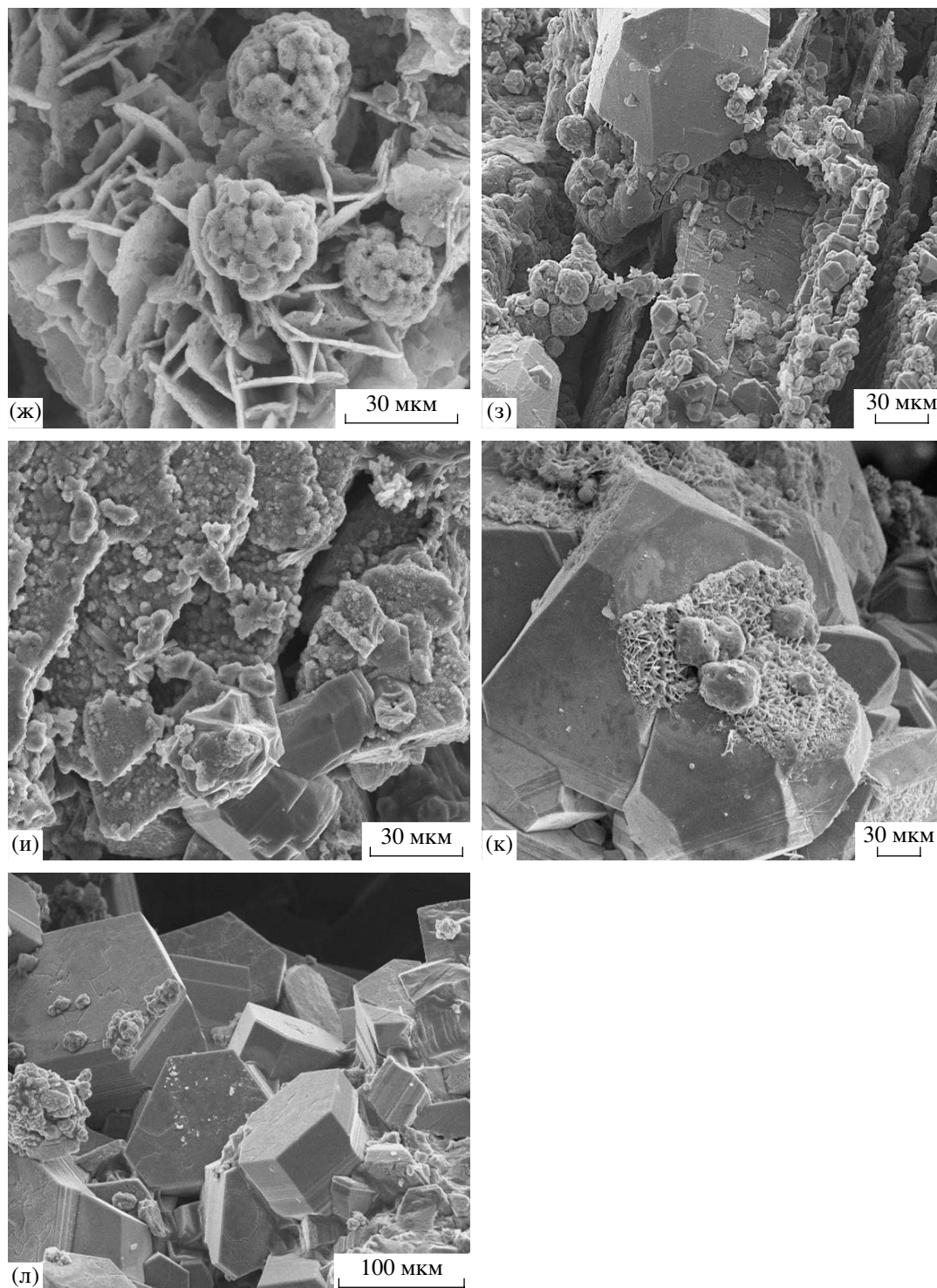


Рис. 9. Окончание.

ных компонентов одновременно присутствуют сфалерит и медьсодержащие минералы, главными из которых являются изокубанит, халькопирит, твердые растворы на основе кубанита и фазы состава CuFe_3S_4 (табл. 2, рис. 9, 10). В меньших количествах присутствует оставшийся от замеще-

ний пирротин и пирит (рис. 9ж). В ряде проб, например в обр. 3982–М1–6 и обр. 3983–М2–2/2, никакие дополнительные рудные минеральные фазы, кроме Cu,Fe -сульфидов и сфалерита не установлены. Сложное взаимоотношение сфалерита и медьсодержащих минералов в рудах Рейнбоу

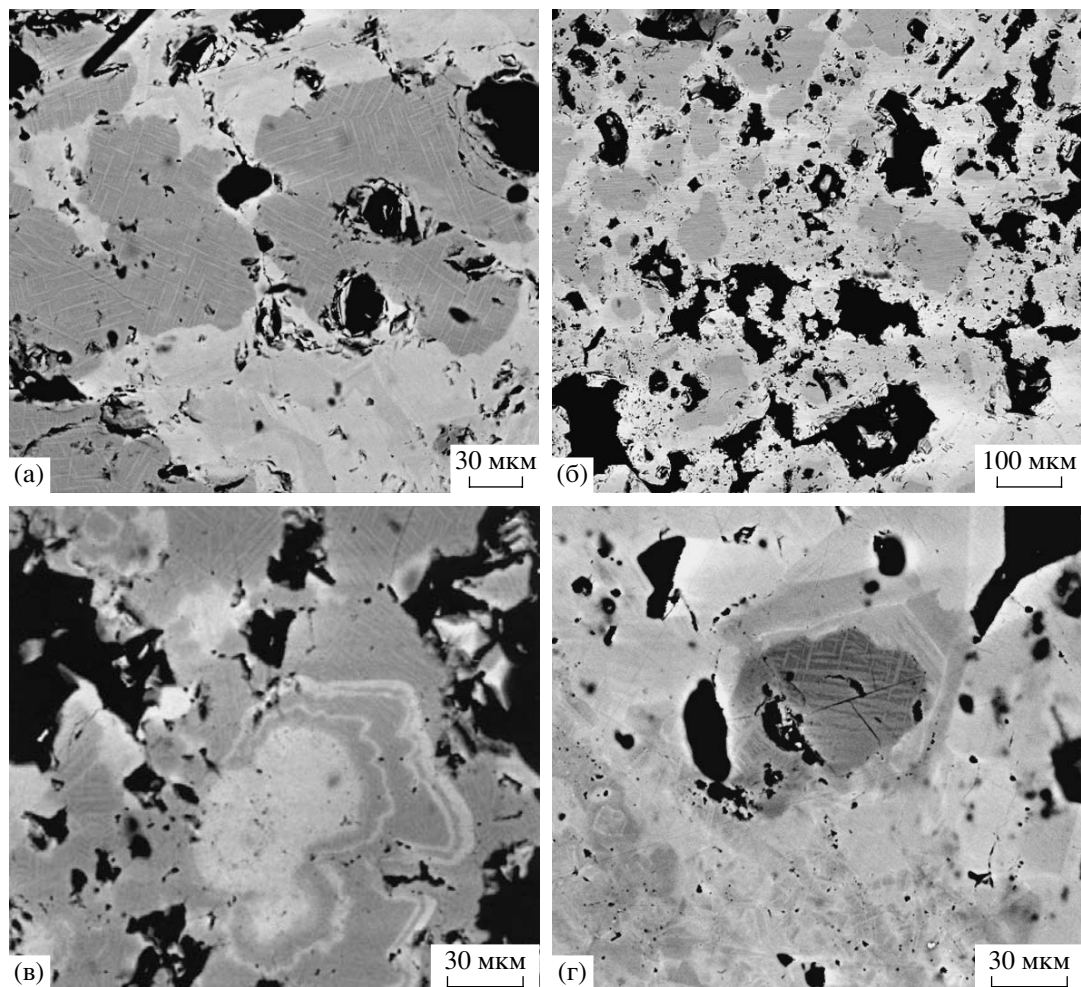


Рис. 10. Формы нахождения различных минеральных фаз в рудах Рейнбоу. Фото во вторичных электронах: а – тонкозернистая масса состава Cu, Fe, S (темное) в сфалерите (обр. 3982–М1–2/3); б, в – зональное распределение минеральных фаз: Cu, Fe, S (темное), Zn, Fe, S с незначительным содержанием Cu (серое) и Zn, Fe, S (светло-серое) (обр. 3983–М2–2/2); г – зональное строение сульфидных фаз: в центре – решетчатый изокубанит (темное) окружен маложелезистым сфалеритом (светло-серое); следующая зона – халькопиритовая (серая), нечетко переходящая в более железистые разновидности сфалерита (светло-серая) (обр. 3982–М1–2/1); д – решетчатая структура распада твердого раствора Cu, Fe, S: сростание изокубанита (серое) и халькопирита (белое) (обр. 3982–М1–6); е – пирит в виде прожилков (темно-серый) в Zn, Fe, S (светло-серое) и Cu, Fe, S (серое) основной массе (обр. 3982–М1–3а); ж, з – выделения халькопирита (белое) в изокубаните (серое) (обр. 3982–М1–2/5а).

(рис. 9, 10) свидетельствует о практически одновременном осаждении основной их массы из растворов с разной температурой и составом.

Из несulfидных минералов наиболее распространены гидроксиды железа (рис. 9) из охристых корок, покрывающих стенки труб, ангидрит и минералы кремнезема. В отдельных случаях обнаружены барит, арагонит и магнетит.

Сфалерит – главный минерал проанализированных проб руды поля Рейнбоу. В пробе из трубы 3982 М1–2 состав сфалерита колеблется в широких пределах: от <1 до 20 мол. % FeS (табл. 7, рис. 11), но какие-либо закономерности в изменении содержания Fe в сфалеритах в вертикальном разрезе постройки не установлены.

Интерес представляет положительная корреляция содержаний Fe и Co (рис. 12) и практически полное отсутствие Ni (максимальное измеренное содержание Ni в сфалерите составило 0.06 мас. %; в других пробах содержание Ni в сфалерите было ниже предела обнаружения – 0.02 мас. %).

В сфалерите (проба 3982–М1–2/7) обнаружен молибденит с расчетной формулой $\text{Mo}_{0.86}\text{Zn}_{0.10}\text{S}_{2.0}$. Среди сульфидов только для сфалерита установлено относительно повышенное содержание хлора: среднее – 0.13 (для $N = 57$); максимальное – 1.01 мас. %, являющегося, вероятно, структурной примесью.

Fe-сульфиды. Пирит и марказит в рудах Рейнбоу встречаются относительно редко. Пирит ус-

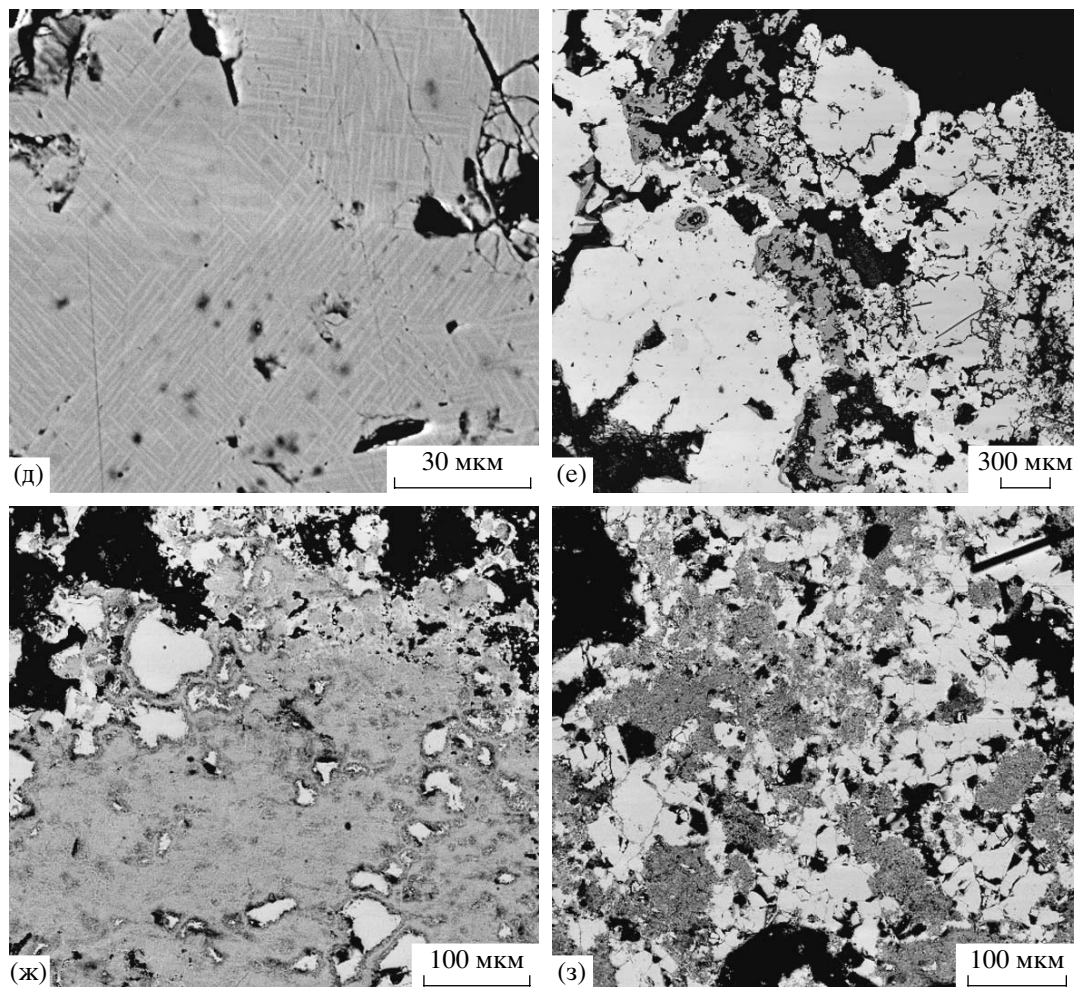


Рис. 10. Окончание.

тановлен только в образцах из построек М1–3 и М1–4 (табл. 8). Состав его близок к стехиометричному FeS_2 . В качестве элементов-примесей установлены Cu (до 0.6 мас. %), Zn (до 0.4 мас. %), Au (до 0.2 мас. %), Co (до 0.15 мас. %) и Ag (до 0.1 мас. %). В образце из постройки М1–4а встречен пирротин $\text{Fe}_{0.87}\text{S}$, содержащий ~0.2 мас. % Co .

Cu, Fe-сульфиды. Вариации состава Cu, Fe -сульфидов из сердцевины постройки 3982–М1–2 представлены на диаграмме Fe vs. Cu (рис. 13) и в табл. 7. Почти все точки анализов попадают на линию смешения FeS–CuS (малый сдвиг точек в сторону начала координат обусловлен присутствием Zn – от <0.1 до 3.5 ат. %) и образуют непрерывный протяженный тренд от состава $2.7\text{FeS} \cdot \text{CuS}$, через кубанит (CuFe_2S_3), до практически стехиометричного халькопирита (CuFeS_2). Из рис. 13 следует также, что для сердцевины постройки 3982–М1–2 проявлена слабо выраженная вертикальная зональность, сказавшаяся на уменьшении мольной доли FeS в составе моносльфидного твердого раствора при переходе от нижней части построй-

ки к ее верхней части. То есть по мере роста гидротермальной постройки отношение Cu/Fe в питающем растворе, вероятно, увеличивалось.

Борнит, халькозин, ковеллин и другие Cu, Fe -сульфиды обычно развиты во внешних зонах труб, вблизи корок гидроксидов железа, и представляют собой, видимо, продукт замещения первичных генераций медистых минералов (изокубанита и халькопирита). Этот процесс сопровождается выносом железа. В ассоциации с Cu, Fe -сульфидами обнаружены редкие мелкие идиоморфные зерна магнетита и сульфо-теллурида (обр. 3982–М1–3а), по составу отвечающему колорадоиту – $(\text{Hg}_{0.54}\text{Cu}_{0.20}\text{Fe}_{0.34})(\text{Te}_{0.56}\text{S}_{0.44})$.

Ag-обогащенные минеральные фазы. Из 340 проанализированных сульфидов только для трех из них установлено присутствие Ag в концентрации превышающей 1 мас. %. Интересно, что на диаграмме Ag vs. Cl эти анализы образуют единый линейный тренд (рис. 14), однако атомное отношение Ag/Cl непостоянно (от 8 до 23) и существенно превышает отношение $\text{Ag/Cl} = 1$ в минерале

Таблица 7. Анализы сфалеритов и Cu, Fe-сульфидов из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу

Образец	Cu	Fe	Zn	S	Ag	Co	Cd	Au	Сумма	Формула
Сфалерит										
M1-2/3	0.93	22.98	39.03	34.77	0.00	1.57	0.20	He опр.	99.47	$Cu_{0.013}Fe_{0.379}Zn_{0.55}Co_{0.025}Cd_{0.002}S_{1.000}$
M1-2/1	0.80	23.95	39.55	34.15	0.04	1.25	0.00	»	99.75	$Cu_{0.012}Fe_{0.403}Zn_{0.568}Co_{0.02}S_{1.000}$
M1-2/5a	5.00	15.17	44.79	33.53	0.00	0.38	0.17	»	99.04	$Cu_{0.075}Fe_{0.260}Zn_{0.655}Co_{0.006}Cd_{0.001}S_{1.000}$
M1-6	0.65	17.99	46.61	34.14	0.05	0.87	0.18	»	100.50	$Cu_{0.010}Fe_{0.302}Zn_{0.669}Co_{0.014}Cd_{0.002}S_{1.000}$
M2-2/2	0.78	14.69	49.24	34.40	0.04	0.42	0.05	»	99.62	$Cu_{0.011}Fe_{0.245}Zn_{0.702}Co_{0.007}S_{1.000}$
M2-2	0.73	9.69	54.06	32.98	0.13	0.01	0.61	»	98.21	$Cu_{0.011}Fe_{0.169}Zn_{0.804}Ag_{0.001}Cd_{0.005}S_{1.000}$
M1-3	0.35	10.05	56.73	34.59	0.00	0.14	0.09	»	101.94	$Cu_{0.005}Fe_{0.167}Zn_{0.804}Co_{0.002}Cd_{0.001}S_{1.000}$
M1-2/5a	0.38	1.77	65.89	33.48	0.02	0.09	0.00	»	101.65	$Cu_{0.006}Fe_{0.030}Zn_{0.965}Co_{0.002}S_{1.000}$
Cu, Fe-сульфиды										
	Cu	Fe	Zn	S	Ag	Co	Cd	Au	сумма	
M2-2	34.25	29.59	0.45	35.84	0.08	0.17	0.01	0.00	100.39	$Cu_{0.965}Fe_{0.948}Zn_{0.012}Ag_{0.001}Co_{0.005}S_2$
M1-4	34.51	29.83	0.02	35.29	0.00	0.14	0.00	0.00	99.80	$Cu_{0.987}Fe_{0.971}Zn_{0.001}Co_{0.004}S_{2.000}$
M1-2/3	31.29	32.22	0.57	36.04	0.05	0.37	0.00	0.00	100.54	$Cu_{0.876}Fe_{1.027}Zn_{0.016}Ag_{0.001}Co_{0.011}S_{2.000}$
M1-6	30.49	31.82	1.46	33.21	0.06	0.92	0.00	0.12	98.08	$Cu_{1.390}Fe_{1.650}Zn_{0.065}Ag_{0.002}Co_{0.045}Au_{0.002}S_{3.000}$
M1-2/5a	23.50	38.90	1.45	35.85	0.08	0.57	0.00	0.30	100.65	$Cu_{0.992}Fe_{1.869}Zn_{0.060}Ag_{0.002}Co_{0.026}Au_{0.004}S_{3.000}$
M1-2/1	23.27	39.15	0.81	35.39	0.06	0.80	0.00	0.19	99.67	$Cu_{0.995}Fe_{1.906}Zn_{0.034}Ag_{0.002}Co_{0.037}Au_{0.003}S_{3.000}$
M1-3	19.78	42.50	0.15	35.25	0.07	0.51	0.00	0.21	98.47	$Cu_{0.850}Fe_{2.077}Zn_{0.006}Ag_{0.002}Co_{0.024}Au_{0.003}S_{3.000}$
M1-2/5	19.25	43.59	0.14	35.80	0.08	0.74	0.00	0.13	99.74	$Cu_{0.814}Fe_{2.097}Zn_{0.006}Ag_{0.002}Co_{0.034}Au_{0.002}S_{3.000}$

кераргирите (AgCl). Мы полагаем, что подобная корреляция Ag/Cl объясняется захватом при анализе микрозерен самородного серебра или Ag-сульфидов на начальной стадии замещения их кераргиритом.

Самородное золото с небольшой примесью серебра (табл. 9, рис. 15а, б) отмечено в рудах медного типа в пробе 4Б в ассоциации с опалом, vyplняющим интерстиции между кристаллами изокубанита. Размер золотин около 3 мкм.

Золотоносность и платиноносность сульфидов. Относительно повышенное содержание Au установлено только в составе Cu, Fe-сульфидов (рис. 15а, б; табл. 7, 9). Все проанализированные сфалериты содержат золото в количествах ниже предела обнаружения электронно-зондового микроанализа (0.05 мас. %).

Из 28 зерен Cu, Fe-сульфидов, в которых целенаправленно определялась Pt, последняя была установлена лишь в 7-и случаях (табл. 10), т.е. 25 % Fe, Cu-сульфидов содержат Pt в количествах выше предела обнаружения (0.05 мас. %). Ни в одном из проанализированных зерен сфалерита ($N=21$) следы платины не установлены, т.е. концентратом Pt являются Cu, Fe-сульфиды и, возможно, пирит.

Таким образом, в ряду минералов сфалерит – изокубанит (твердый раствор) – халькопирит – (пирит) процентное содержание платиноносных зерен возрастает. Местоположение в этом ряду пирита нуждается в дальнейшем уточнении.

Со–Ni-сульфиды. Для руд поля Рейнбоу характерно очень высокое содержание Со. Уже первые наши исследования руд Рейнбоу показали, что наибольшие концентрации Со (>1%) приурочены к сфалерит–Cu, Fe-сульфидной ассоциации в центральных участках труб [16]. Концентрация Ni в этой сульфидной ассоциации – ниже предела обнаружения (<0.02 мас. %). Встречена мелкая вкрапленность сложных Ni–Со минералов в составе минеральных фаз (миллерита и пентландита) на контакте халькопиритовой зоны с борнитовой [8]. Этими авторами был установлен также миллерит, в который по данным рентгеноспектрального анализа, помимо Ni (41.0–47.5 %) входит Со (0.3 – 5.5 мас. %) и Fe (0.4–3.4 мас. %). В составе пентландита наблюдается меньшее содержание Ni (18.3–29.3 мас. %), часто почти равное содержанию Со (9–23 мас. %) и Fe (9.7–12.9 мас. %).

В сфалеритах нашей коллекции отмечена достаточно четкая положительная корреляция содержаний железа и кобальта. С увеличением железистости сфалеритов уменьшается концентрация в них кобальта (рис. 12, табл. 7). Содержание Со в Cu, Fe-сульфидах меньше, чем в маложелезистых сфалеритах (табл. 7).

Вероятно, Fe и Со – элементы, пришедшие в гидротермальный раствор из одного источника. Поскольку кларковое содержание Со в земной коре существенно ниже содержания Ni (по данным различных авторов отношение Со/Ni состав-

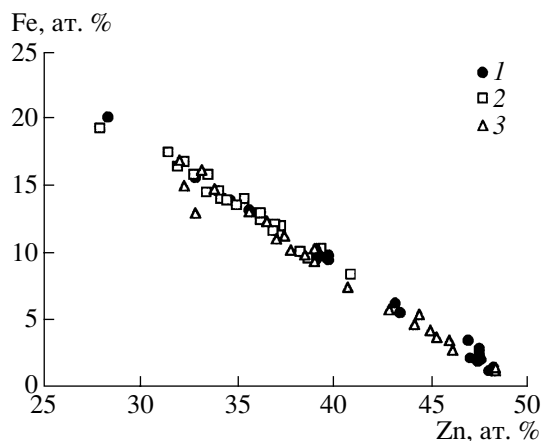


Рис. 11. Вариации содержаний Fe в сфалеритах (обр. 3982–M1–2). 1 – верх образца, 2 – середина, 3 – основание.

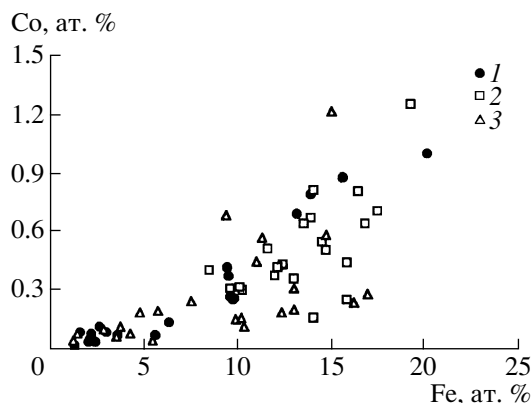


Рис. 12. Положительная корреляция содержаний Co и Fe в сфалеритах (обр. 3982–M1–2). 1 – верх образца (1), 2 – середина (2), 3 – основание (3).

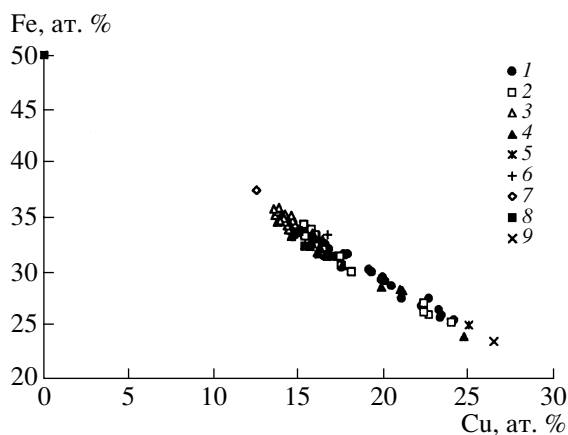


Рис. 13. Вариации состава Cu,Fe-сульфидов из сердцевин постройки (обр. 3982–M1–2). 1 – верх образца, 2 – середина, 3–4 – основание. 5 – CuFeS_2 , 6 – CuFe_2S_3 , 7 – CuFe_3S_4 , 8 – FeS, 9 – талнахит.

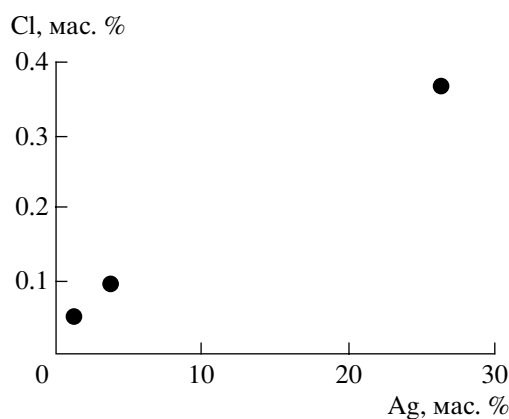


Рис. 14. Положительная корреляция содержаний Ag и Cl в обогащенных серебром сульфидных фазах (обр. 3982–M1–2).

ляет 0.31–0.34), то можно было бы ожидать и относительно повышенное содержание Ni в сульфидах. Однако детальное изучение химических особенностей сфалеритов не подтверждает этого прогноза. Это означает, что еще до стадии формирования гидротермального раствора произошла дифференциация Ni и Co, причиной которой, например, могло быть различие в геохимическом поведении ионов Ni^{2+} и Co^{3+} . Так или иначе, но обогащение Co сульфидных ассоциаций (положительная корреляция Fe и Co прослеживается не только в сфалеритах, но и в Cu,Fe-сульфидах, хотя и менее четко) – зафиксированный факт, и высокое отношение Co/Ni в сульфидах может быть лишним доводом в установлении генетической связи подводного гидротермального рудоотложения и колчеданных месторождений, для которых $\text{Co/Ni} \geq 1$.

Наиболее распространенным нерудным минералом является ангидрит. Редко во внешних гид-

роксидных корках встречается барит (рис. 15e) и опал. Иногда опал цементирует обломки сульфидных труб, образуя специфические брекчиевые текстуры.

Ангидрит входит, главным образом, в состав сфалеритовых и халькопирит-сфалеритовых руд, но может образовывать трубы, преимущественно ангидритового состава, в которых наблюдаются сростания с тонкозернистыми сульфидными минералами.

По данным термобарогеохимических анализов первичных включений в ангидритах из руд температуры образования ангидрита составляют 177–198°C [12]. В почти мономинеральных ангидритовых участках труб температура образования ангидрита (по первичным включениям) была выше и составляла 316–370°C [12]. Судя по характеру взаимоотношений ангидрита с сульфидными минералами, сульфат Ca может высаживаться из

Таблица 8. Состав пиритов и пирротина из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу (по данным микронзондового анализа, мас. %)

Образец	Fe	Cu	Zn	Ag	Co	Cd	Au	S	Сумма	Формула
M1-3a	46.80	0.01	0.16	0.05	0.03	0.00	0.00	52.79	99.85	$Fe_{1.018}Zn_{0.003}Ag_{0.001}Co_{0.001}S_{2.000}$
M1-3a	47.49	0.09	0.27	0.05	0.00	0.00	0.00	51.75	99.65	$Fe_{1.054}Cu_{0.002}Zn_{0.005}Ag_{0.001}S_{2.000}$
M1-3a	46.53	0.01	0.15	0.06	0.05	0.00	0.04	52.14	98.98	$Fe_{1.025}Zn_{0.003}Ag_{0.001}Co_{0.001}S_{2.000}$
M1-4a	46.79	0.34	0.18	0.00	0.00	0.00	0.19	52.81	100.31	$Fe_{1.018}Cu_{0.006}Zn_{0.003}Au_{0.001}S_{2.000}$
M1-4a	45.87	0.33	0.19	0.03	0.02	0.00	0.00	53.55	99.99	$Fe_{0.984}Cu_{0.006}Zn_{0.003}S_{2.000}$
M1-4a	45.29	0.07	0.26	0.00	0.04	0.00	0.00	53.44	99.10	$Fe_{0.973}Cu_{0.001}Zn_{0.005}Co_{0.001}S_{2.000}$
M1-4a*	58.85	0.02	0.24	0.05	0.14	0.00	0.00	38.84	98.15	$Fe_{0.870}Zn_{0.003}Co_{0.002}S_{1.000}$
M1-4a	45.53	0.00	0.08	0.01	0.17	0.00	0.01	52.80	0.00	$Fe_{0.990}Zn_{0.002}Co_{0.003}S_{2.000}$

* Анализ пирротина.

разнотемпературных растворов одновременно с сульфидными минералами – сфалеритом и Cu,Fe-сульфидами.

Из аксессуарных минералов следует отметить Cd-обогащенный минерал (предположительно самородный Cd), встреченный в обр. 3982–M1–3a и 3982–M1–2/7 в ассоциации с Cu-минералами и со сфалеритом соответственно (табл. 9, рис. 15 в, г). Расчетная его формула – $(Cd_{0.98}Cu_{0.01}Fe_{0.01})_{1.00}$.

Изотопный состав серы в рудах поля Рейнбоу

Изучен изотопный состав серы сульфидов из фрагментов реликтовых сульфидных труб и из одного активного курильщика, осложнявших соответственно склоны древних и сравнительно молодых построек поля Рейнбоу (рис. 16, табл. 11).

Наиболее подробно изотопными определениями охарактеризована сульфидная сера реликтовых труб на активных постройках центральной части поля Рейнбоу. Значения $\delta^{34}S$ серы изученных сульфидных руд из реликтовых труб лежат в пределах 5.2–12.5‰, при среднем значении для

сфалерита 9.8‰, для Cu,Fe-сульфидов и Fe-сульфидов 10.6‰ (табл. 11).

Следует отметить, что в парагенных ассоциациях сульфидов значения $\delta^{34}S$ серы сфалерита, как правило, на 1–2‰ изотопно легче серы Cu,Fe-сульфидов, но могут и не отличаться от них совсем (табл. 11, 12).

Не наблюдалось изменений в изотопном составе серы сульфидов в вертикальном разрезе труб. Так, например, в пробах руды ст. 3982–M1–2, взятых: а) у основания трубы, б) в средней и в) в верхней “макушечной” части, значения $\delta^{34}S$ серы сульфидных минералов из основной массы руды практически не изменяются (табл. 11).

Нечеткая зональность в распределении значений $\delta^{34}S$ серы сульфидов иногда наблюдается в горизонтальных спилах труб в направлении от пологого или залеченного центрального канала к внешней зоне трубы. В этом случае на спиле трубы отмечается перекристаллизация и изотопное утяжеление серы сфалерита и Cu,Fe-минералов во внешней зоне по сравнению с рыхлой сажистой основной массой в центральной части трубы (табл. 10).

В рудах поля Логачев–2 определение изотопного состава серы, к сожалению, не проводилось.

Изотопный состав свинца в породах и рудах полей Логачев–1 и Рейнбоу

Изотопы свинца, как известно, являются наиболее информативным трассером источников металлов в рудах. Присутствие свинца в сульфидных рудах современных гидротермальных полей позволяет использовать его изотопный состав для установления источника рудного вещества [21–28]. В цитируемых работах приводятся результаты исследования изотопного состава свинца главным образом из руд осевых гидротермальных систем, связанных с базальтовым вулканизмом. В данной

Таблица 9. Результаты анализа самородных аксессуарных минералов гидротермального поля Рейнбоу (мас. %)

Образец	Fe	Cu	Au	Ag	Zn	Cd	Σ	Тип руды
46(1)	–	–	95.7	4.3	–	–	100.0	Cu
46(2)	–	–	95.6	4.4	–	–	100.0	Cu
3a	0.5	0.4	–	–	–	99.0	99.9	Cu
2/7	1.8	–	–	–	4.7	93.6	100.1	Zn

Примечание.

46(1) – золото ($Au_{0.94}Ag_{0.06}$)_{1.00}46(2) – золото ($Au_{0.94}Ag_{0.06}$)_{1.00}3a – самородный кадмий ($Cd_{0.98}Cu_{0.01}Fe_{0.01}$)_{1.00}2/7 – самородный кадмий ($Cd_{0.98}Fe_{0.01}Cu_{0.01}$)_{1.00}

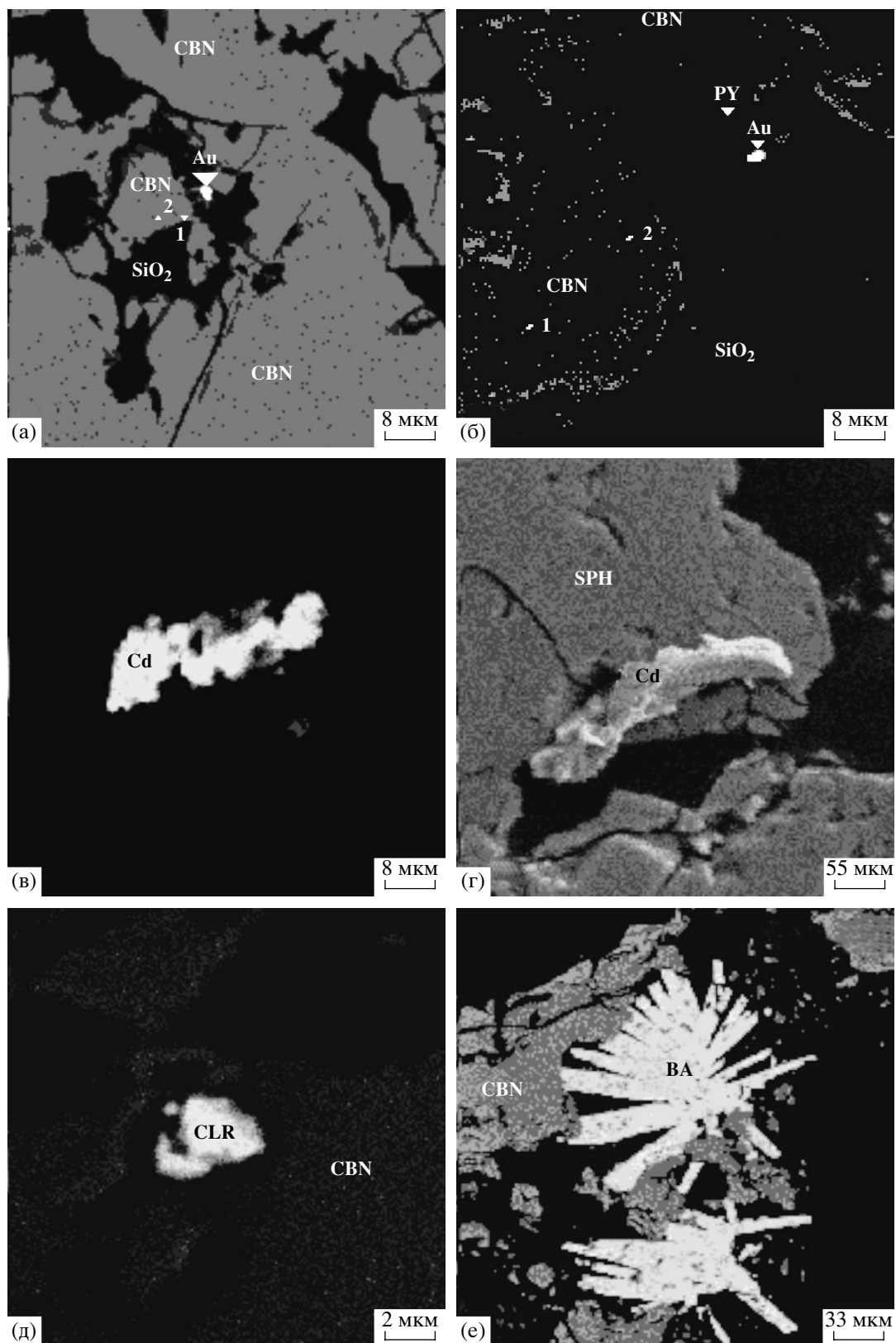


Рис. 15. Акцессорные минералы в рудах поля Рейнбоу (ст. 3982–M1): а – самородное золото (Au) в опале (SiO_2), занимающем интерстиции в изокубаните (CBN), б – самородное золото на контакте с изокубанитом (обр. 4б, точки 1, 2 соответствуют анализам в табл. 9); в – выделения кадмия (Cd, обр. 3а); г – выделения кадмия в сфалерите (обр. 2/7); д – колорадоит (CLR) в кубаните (обр. 3а); е – баритовые (Ba) звезды в изокубаните (обр. 3). Фотографии а, б, в, д, е – в отраженных электронах; г – во вторичных.

Таблица 10. Платиноносность сульфидных минералов из подводных гидротермальных построек поля Рейнбоу

Образец	Минерал	Общее число проанализированных зерен	Число зерен с Pt > 0.05 %	% платиноносных зерен	Pt, мас. %
M1-4a	халько-пирит твердый раствор на основе кубанита	8	3	37.5	0.10–0.23
M1-2/1		20	4	20	0.05–0.34
M1-2/5a	пирит	2	1	50	до 0.14
M1-3a					
M1-3a					
M1-2/1					
M1-2/3					
M1-2/5б	сфалерит	21	0	0	<0.05
M1-3a					
M1-4a					
M1-6					
M2-2					
M2-2/2					

работе приведены результаты исследований изотопов свинца в сульфидных рудах поля Рейнбоу, образованных в условиях глубинной циркуляционной системы (табл. 13). Содержание Pb в рудах Рейнбоу составляет в среднем 0.036 % (табл. 2). Максимальные концентрации свинца (до 0.2752 ст. 3840–1–2) обнаружены в гетит-гематит-магнетитово-сульфидной минеральной ассоциации сульфидно-железооксидной корки трубы. В преимущественно Zn-сульфидных рудах содержание Pb варьирует от 100 до 785 ppm, минимальные (<5 ppm) концентрации Pb свойственны Cu,Fe-сульфидам. При исследованиях на электронно-зондовом микроанализаторе среди сульфидов поля Рейнбоу был обнаружен галенит в виде самостоятельной минеральной фазы (табл. 5). В составе галенита установлены Zn (механическая примесь сфалерита, от 1.87 до 12.84 % Zn), Se (от 3.26 до 6.33 %) и менее 1% Fe. На рис. 17 полученные изотопные характеристики свинца из сульфидов и серпентинита двух изученных районов рассмотрены относительно кривых эволюции свинца в условиях мантии, верхней и нижней коры и “орогена”, рассчитанных по модели плюмботектоники [29]. Известно, что изотопные составы свинца сульфидов, связанных с базальтами MOR в осевых гидротермальных циркуляционных системах, лежат вблизи мантийной кривой эволюции свинца в пределах от 18.0 до 18.4. Значения изотопов свинца поля Рейнбоу (18.5–18.8) и поля Логачев (18.9–19.3) сильно смещены вправо от значений, характерных для сульфидов всех остальных известных в океане рудопроявлений. По соотношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свинца этих полей располагаются в интервале значений, характерных для свинцов нижней коры и свинцов мантии, и заметно смещены

в сторону радиогенного свинца. Другими словами, основным источником металлов (свинца) в рудах полей Логачев–1 и Рейнбоу следует предположить породы нижней коры и мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предыдущими исследователями было установлено, что гидротермальные поля Логачев–2 и Рейнбоу, так же как и поле Логачев–1, приурочены к протрузиям серпентинитов, “выжатых” на поверхность океанического дна вдоль поднятого блока краевого тектонического уступа (поле Логачев–1) и вдоль осевой трещины, сформировавшейся при спрединге (поле Рейнбоу) [3, 4, 6]. Предполагается, что глубинная гидротермальная циркуляционная система, действующая на этих 2-х полях, тектонически контролируется и активизируется экзотермическими процессами серпентинизации. Важной специфической особенностью первичных гидротермальных растворов (ПГР) обоих полей является непрерывное пульсационное изменение температуры, достигающее иногда нескольких десятков градусов (240–308°C), и высокое содержание хлора в изученных пробах горячего флюида, в 1.4 раза превышающего его содержание в океанской воде [3, 10].

Оба эти параметра растворов свидетельствуют, видимо, о постоянном подтоке холодной морской воды в подповерхностные участки гидротермальной системы. Например, разница в температуре растворов при осаждении ангидрита – “сквозного” минерала гидротермальных построек Логачев и Рейнбоу – зафиксирована при изучении в нем газовой-жидких включений. Температуры об-

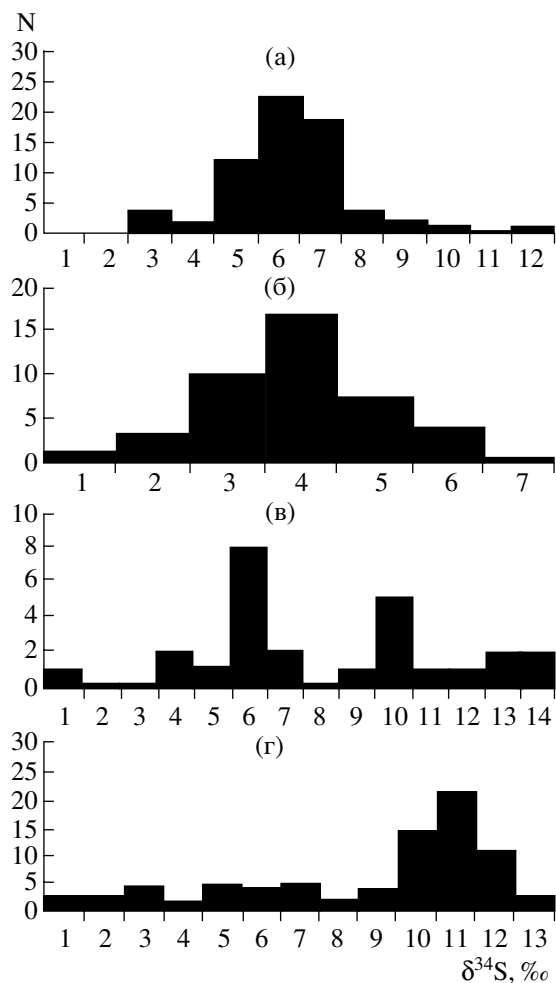


Рис. 16. Гистограмма значений $\delta^{34}\text{S}$ для гидротермальных полей САХ: а – ТАГ, б – Брокен Спур, в – Логачев, г – Рейнбоу.

разования ангидрита изменяются от 177–198°C до 316–370°C [12].

Высокая концентрация иона Cl^- в растворе приводит к аномально высокому их обогащению металлами. Например, концентрация железа в ПГР Рейнбоу в 5–12 раз выше, чем в растворах полей Логачев–1, ТАГ, Брокен Спур, Снейк Пит, и более чем в 24 раза выше, чем в растворах мелководных полей Лаки Страйк и Менез Гвен (табл. 14). Растворы Рейнбоу обогащены Cd, Zn, Ag, Mn и особенно Co (табл. 14). Источником металлов являются гипербазиты, что подтверждается изотопными соотношениями свинца в рудах (рис. 17). Аномально высокие концентрации H_2 и CH_4 при низких концентрациях H_2S – еще одна характерная особенность ПГР полей Логачев–1 и Рейнбоу, также связанная с гипербазитовым составом исходных пород, вовлеченных в глубинную гидротермальную циркуляционную систему [3, 6, 10]. Возможно, что часть сероводорода

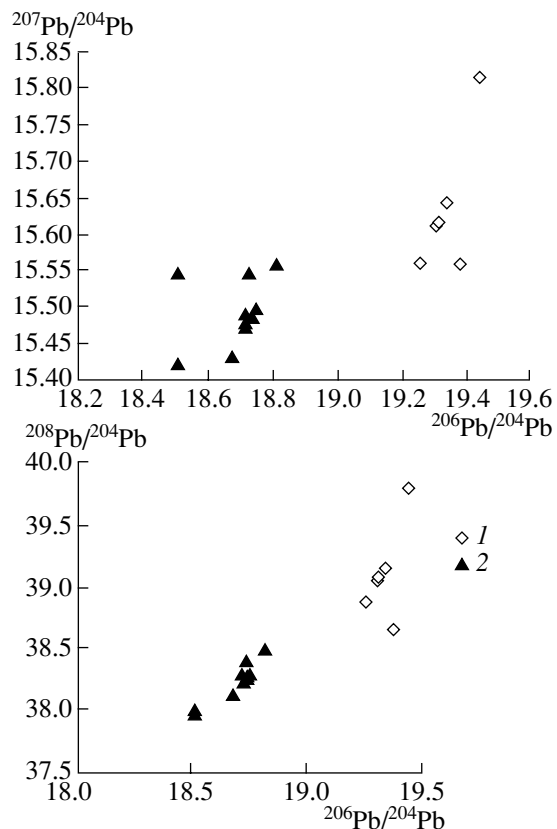


Рис. 17. Изотопный состав свинца в сульфидах полей Логачев (1) и Рейнбоу (2).

окисляется кислородом из холодных океанских вод, вовлеченных в гидротермальную систему.

С пониженной концентрацией H_2S в растворе поля Рейнбоу может быть связано аномально высокое содержание в нем Fe (табл. 15), а также осаждение окислов железа: магнетита и гематита (табл. 15), лимонита, гетита и гидрогетита.

В составе серы H_2S флюида и серы сульфидных минералов из взвеси полей Рейнбоу и Логачев–1 содержится меньше изотопа ^{34}S по сравнению с серой сульфидов основной парагенной ассоциации руд (табл. 11, 12, 15). Более изотопно-легкий состав серы H_2S гидротермальных флюидов по сравнению с изотопным составом сульфидных руд – факт не новый. Он зафиксирован на рудных полях 11–13° с.ш. ВТП, г. Осевой хр. Хуан де Фука, на ТАГе [29–33].

Таким образом, химический состав ПГР Рейнбоу, так же как ПГР поля Логачев–1, контролируется тремя главными процессами: 1) взаимодействием вода – гипербазиты (серпентиниты), протекающем при высокой температуре (>362°C) и давлении; 2) фазовой сепарацией ПГР в подповерхностных условиях, в результате которой образуются обогащенные металлами хлоридные рассолы и 3) подтоком океанской воды в близпо-

Таблица 11. Изотопный состав сульфидной серы поля Рейнбоу

Номер пробы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰(CD)}$		
	Сфалерит	Cu, Fe-сульфиды	Пирит
ст. 3840–M1			
2–5	9.9	9.2	
2–6	8.3	9.0	
3–1a	10.4	9.3	
3–1б	8.4	10.0	
4–4a	10.3	10.2	
4–4б	9.1	10.3	
5–3a	10.3	9.6	
5–3б	8.6	10.2	
5–3в	8.6	11.1	
10–1	9.9	10.2	
11–3	9.9	10.7	
12–1a	9.3	12.1	
12–1б	11.4	11.5	
12–3a	9.9	10.8	
12–3б	10.4	11.0	
13–2a	10.1	11.2	
13–2б	10.7	12.5	
13–4	9.8	10.6	
ст. 3982–M1			0.5
1			
2–2	9.7	10.0	
2–3	6.7	9.3	
2–5	9.4	9.7	
3		10.3	
4–a1		6.1	
4–a2		5.2	
4–б		5.9	
5	5.3	7.0	
	5.9	7.6	
ст. 3959–M1			
3 (центр.)	1.3	2.0	
(внешн.)	2.6	2.9	

верхностных участках гидротермальных систем, изменяющим температуру растворов и их солевой состав и окисляющих H_2S . Другими словами, ПГР поля Рейнбоу (и поля Логачев–1) представляют собой смесь рассола, парогазовой фазы, обедненной H_2S и измененной морской воды.

Полученный экспериментальный материал по химическому и минеральному составу руд полей Логачев–2 и Рейнбоу свидетельствует о их медно-

Таблица 12. Сводная таблица изотопного состава серы Рейнбоу

Минерал	Число проб	Пределы вариаций $\delta^{34}\text{S}, \text{‰(CD)}$	Среднее $\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<i>Неактивные курильщики неизвестного возраста</i>			
Халькопирит (борнит + пирит?)	31	9.0–12.5	10.6
Сфалерит	20	8.3–11.4	8.8
<i>Древние неактивные курильщики, возраст ~2.0–2.3 тыс. лет</i>			
Халькопирит (борнит + пирит?)	5	9.3–10.3	9.8
Сфалерит	3	6.7–9.7	8.6
<i>Молодые неактивные курильщики, возраст 2.2–3.1 тыс. лет</i>			
Халькопирит (борнит + пирит?)	5	5.2–7.6	6.4
Сфалерит	2	5.3–5.9	5.6
<i>Современный активный (дымный) курильщик</i>			
Халькопирит	2	2.0–2.9	2.5
Сфалерит	2	1.3–2.6	1.9
Ангидрит	2	19.8–20.3	20.0
<i>Сульфидная взвесь у черных дымов</i>			
Пирротин + CuFeZn-сульфид	3	2.4–3.3	2.8
<i>Сероводород гидротермального раствора с $t = 362^\circ\text{C}$</i>			
HS^- -ион (в виде ацетата Cd)	2	2.4–3.1	2.7
<i>Серпентинит</i>			
Сульфидный прожилок	1	0.5	0.5

Примечание. Всего 78 проб.

цинковой специализации, что отличает их от руд поля Логачев–1, с ярко выраженной медной специализацией [3]. Кроме того, в химическом составе руд полей Рейнбоу и Логачев–2 имеются общие характерные черты, отличающие их от всех известных рудопроявлений САХ. Это обогащение Zn в среднем в 5 раз, Co – в 20 раз и Ni – в 5 раз (табл. 2). В рудах поля Логачев–2 обнаружены также высокие концентрации Au, а в рудах Рейнбоу – Ag, в 4 раза превышающие средние значения для руд САХ (табл. 2).

По результатам минералогических исследований в пробах выделены три основные стадии генерации руд:

– ранняя высокотемпературная, преимущественно пирротиновая; минералы этой стадии почти полностью замещены Cu, Fe-сульфидами и сфалеритом;

Таблица 13. Изотопный состав свинца из серпентинита (обр. 3982–M1–1) и медно-сфалеритовых руд (обр. 3982–M1–2–6) поля Рейнбоу

Номер образца	²⁰⁶ Pb/ ²⁰² Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
M1-1	18.508	15.547	38.007
M1-2/1	18.808	15.560	38.511
M1-2/3	18.717	15.474	38.230
M1-2/5	18.767	15.518	38.386
M1-2/5a	18.740	15.489	38.274
M1-2/7	18.715	15.492	38.294
M1-3	18.509	15.422	37.981
M1-3a	18.676	15.434	38.130
M1-4б	18.729	15.549	38.412
M1-4в	18.751	15.499	38.303
M1-5	18.733	15.487	38.290
M1-6	18.717	15.480	38.232

Пимечание. Аналитик Б.В. Беляцкий, Институт докембрийской геологии и геохронологии РАН.

– стадия основного рудообразования с парагенной ассоциацией, состоящей из сфалерита, в разной степени ожелезненного и Cu,Fe-сульфид-

ных минералов, главным образом, изокубанита и халькопирита: Zn,Fe-сульфиды и Cu,Fe-сульфиды отлагались почти одновременно из пульсирующих разнотемпературных неравновесных растворов; при этом равновесия твердая фаза–раствор не достигались;

– поздняя стадия перекристаллизации и замещения минералов, а также заполнения пор и пустот минералами из новых порций флюидов.

Дисульфиды железа (пирит и марказит) в рудах редки. Встречены магнетит, редкие минералы Cd и Te и др.

Из нерудных минералов присутствует “сквозной” ангидрит, встречающийся во всех трех парагенных ассоциациях; минералы кремнезема, барит.

Присутствие гипогенных минералов железа – гетита и гематита – скорее всего связано с низким содержанием H₂S в растворе и поступлением в систему сильного окислителя – холодных океанских вод.

В рудах не удалось отметить каких-либо закономерностей в вариациях содержаний примесных элементов в сосуществующих сфалерите и Cu,Fe-сульфидах (рис. 13). Распределение Co и Ag, отсутствие линейных биеlementных зависимостей, а также существенные колебания в содержании

Таблица 14. Химический состав первичных гидротермальных растворов активных полей САХ [13]

Содержание	Гидротермальное поле	Менез Гвен	Лаки Страйк	Рейнбоу	Брокен Спур	ТАГ	Снейк Пит	Логачев
		<i>t</i> , °C						
		263–284	152–333	360–365	356–364	270–363	335–356	>353
		pH						
ммМ/кг	Si	4.2–4.8	3.5–4.9	2.8–3.1	–	2.5–3.4	3.7–3.9	<3.3
»	Cl ⁻	8.2–11.2	9.1–17.5	6.9–8.0	–	18–22	18–20	7–8.2
»	CO ₂	360–400	410–540	>750	469	633–675	550–563	515–522
»	CO ₂	17–20	8.9–28	<16	–	2.9–4.1	10.63	–
»	H ₂ S	1.5–2	1.4–3.3	1–2.5	9.3	2.5–6.7	2.7–6.1	<1
»	CH ₄	1.35–2.63	0.5–0.97	2.2–2.5	0.065	0.14–0.62	0.046–0.062	2.1
»	Fe	0.002–0.018	0.13–0.86	24	1.68–2.16	1.64–5.45	1.8–2.56	2.50
»	Mn	0.068	0.45	2.25	0.26	1	0.49	0.33
мкМ/кг	Cu*	–	–	30	68.6	120–150	12	–
»	Zn*	–	–	160	88	46	47	–
нМ/кг	Co*	–	–	7500	422	–	–	–
»	Cd*	–	–	2000–2300	145	–	–	–
»	Pb*	–	–	230–250	376	–	–	–
»	Ni*	–	–	130–190	–	–	–	–
»	V*	–	–	150	–	–	–	–
»	Ag*	–	–	120	–	–	–	–
»	Au*	–	–	13	–	–	–	–

* Данные из работы [10].

Таблица 15. Концентрация и изотопный состав газовых составляющих гидротермальных флюидов САХ [10]

Растворенные газы		Океанская вода	Горячие флюиды гидротермальных полей					
			Рейнбоу*	Логачев*	ТАГ	Брокен Спур	Снейк Пит	Лаки Страйк
H ₂ S	мМ/кг	0.000	2.0–2.5	2.5–3.0	3.5–6.7	8.5–11.0	6.0	2.5–3.0
NH ₄		<0.01	<0.01	–	3.65	1.21	–	–
CO ₂		2.3	2.9–3.1	2.8–3.0	2.9–3.4	6.0–7.1	–	13.0–28.0
H ₂	мкМ/кг	0.0004	13.000	12.600	152–370	426–1026	22.0	20.0–726
CH ₄		0.0004	2200	2310	124–147	65–130	45–100	500–970
N ₂		590	–	–	800–890	–	–	–
δ ³⁴ S–H ₂ S (CD)	‰	–	2.4–3.1	2.2–2.8	1.1–2.5	0.5–1.0	4.9–5.0	–
δ ¹³ C–CH ₄ (PDB)		–	–13.0...–13.4	–13.8...–14.6	–15.0	–18.0...–19.0	–	–
δ ¹³ C–CO ₂ (PDB)		1...–4	1...–4	–4.3	–5.6	–9.0	–	–

* Содержание газов в растворах измеряли на хроматографе с пламенно-ионизационным детектором (НРМ-2). Изотопный состав растворенных газов (δ¹³C–CH₄, δ¹³C–CO₂ и δ³⁴S–H₂S) определяли на модифицированном двухлучевом масс-спектрометре МИ-1201В (“Электрон”) после перевода газов соответственно в CO₂ и SO₂. Точность измерения ±0.2‰.

элементов-примесей в сосуществующих сфалерите и Cu,Fe-сульфидах указывают на то, что при формировании рудной минеральной ассоциации равновесие не было достигнуто, процесс рудоотложения протекал быстро, что подтверждается нестехиометрией Cu,Fe-сульфидов.

Минералогические исследования руд полей Рейнбоу и Логачев–2 подтвердили установленную ранее [10] высокую изменчивость химического состава и температуры рудообразующего раствора при отложении парагенных минеральных ассоциаций на главной стадии рудообразования, что не столь характерно для других (кроме Логачев–1) рудных полей в океане.

Особый интерес с точки зрения геохимии рудного процесса в гидротермальных системах Рейнбоу и Логачев–1 представляют результаты изотопного анализа серы сульфидных минералов руд. Как следует из приведенных данных (табл. 11, 12, рис. 16) значения δ³⁴S серы сульфидов обоих полей очень сильно обогащены изотопом ³⁴S, даже по сравнению с сульфидными минералами зрелой системы ТАГ, не говоря о молодых сульфидных рудах Брокен Спур, унаследовавших, по существу, значения δ³⁴S серы базальтов.

Наиболее изотопно-тяжелая борнитовая минеральная ассоциация из внешних зон сульфидных труб безусловно образуется при участии сульфат-иона “холодной” океанской воды. Наряду с изотопно-тяжелыми сульфидами основной парагенной ассоциации в рудах поля Рейнбоу присутствуют изотопно-легкие сульфидные минералы с δ³⁴S = 1.3–2.9‰ поздней стадии рудообразования (табл. 11, 12). Это, как правило, минералы из полостей в рудах. Подобные изотопно-легкие разновидности сульфидных минералов, несмотря на их не-

многочисленность, описаны ранее в рудах Логачев–1 [3]. Ю.А. Богданов с соавторами отмечал “крайнюю неоднородность изотопного состава серы в сульфидах”. Объясняют эту неоднородность фракционированием изотопов серы сероводорода при фазовой сепарации ПГР. Следует заметить, что при фазовой сепарации фракционирование изотопов серы практически не происходит, поэтому разница в ~14‰ для серы из разных сульфидных минералов поля Логачев и Рейнбоу должна иметь другое объяснение. К тому же с отнесением сульфидных минералов к разным стадиям процесса рудообразования пропадает впечатление о неоднородности их изотопного состава. Напротив, значения с δ³⁴S в минералах основной парагенной ассоциации очень близки и укладываются в узкие пределы от 7 до 10‰ (табл. 11, 12).

Таким образом, сульфидные минералы из труб поля Рейнбоу (и Логачев–1) больше, чем руды других полей САХ, обогащены тяжелым изотопом с ³⁴S (рис. 16) и сильно отличаются по изотопному составу от сероводорода горячих флюидов. Легкий изотопный состав серы H₂S ПГР полей Рейнбоу и Логачев–2 при тяжелом изотопном составе сульфидных руд требует объяснений.

Модель многоволнового проточного ступенчатого реактора (2000) Д.В. Гричука [33] для долгоживущей гидротермальной системы в изотермическом сечении около 370°C допускает изменение изотопного состава сероводорода в растворе от 10‰ до околонулевых значений в момент поступления окислительных сульфатных растворов. Следовательно, модель не запрещает в принципе возможность потери сероводорода тяжелого изотопа в системе, куда поступает океанская вода.

Возможно также, что слабо окислительные свойства гидротермального раствора, из которого даже высаживаются гипогенные окислы железа, позволяют присутствовать в растворе полуокисленным соединениям серы (сульфаны, политионат и др.). Эти гипотетические полуокисленные серные соединения нами не выделялись и не исследовались, хотя, возможно, они могут участвовать, наряду с H_2S раствора, в образовании изотопно-тяжелых сульфидных минералов полей Рейнбоу и Логачев. Доказать или опровергнуть присутствие таких соединений серы в растворе путем принятых сейчас расчетных моделей невозможно, поскольку при расчете состава первичного гидротермального раствора априори предполагается отсутствие в нем окисленных соединений серы. Разница в изотопном составе серы сероводорода ПГР и сульфидных руд поля Рейнбоу и Логачев–1 должна быть отнесена пока к загадочным явлениям, требующим специальных исследований всех соединений серы в горячих флюидах поля Рейнбоу и Логачев–1.

ВЫВОДЫ

1. Сульфидные руды полей Логачев–2 и Рейнбоу приурочены к протрузии серпентинитов и имеют медно-цинковую специализацию, в отличие от руд поля Логачев–1 с ярко выраженной медной специализацией. Следовательно, исходные породы (гипербазиты, серпентиниты и др.) не определяют специализацию связанных с ними руд.

2. $Zn(Fe)$ - и $Cu,Fe(Zn)$ -сульфиды отлагались в трубах черных курильщиков практически одновременно из пульсирующих разнотемпературных неравновесных растворов, обедненных H_2S .

3. Сульфидные минералы поля Рейнбоу, так же как руды поля Логачев–1, обогащены тяжелым изотопом ^{34}S ($\delta^{34}S_{\text{средн.}} = 10\text{‰}$), что, возможно, связано с участием в их образовании (наряду с изотопно-легким H_2S) полуокисленных изотопно-тяжелых соединений серы, источником которых предположительно является холодная океанская вода, постоянно поступающая в близповерхностные зоны гидротермальной системы.

4. Изотопный состав свинца из руд поля Рейнбоу близок к таковому из вмещающих серпентинитов и отличается от изотопного состава свинца всех рудных полей СОХ, приуроченных к океанским базальтам, занимая промежуточное положение между рудами этих полей и поля Логачев–1 (табл. 15). Значения изотопных отношений свинцов полей Рейнбоу и Логачев ложатся на кривую значений, характерных для пород нижней океанской коры (гипербазитов и серпентинитов), указывая тем самым на источник металлов из глубинных участков океанской коры.

5. Руды полей Логачев–2 и Рейнбоу обогащены по сравнению с рудами других полей САХ цинком в 5 раз и кадмием – в 4 раза.

6. В рудах поля Рейнбоу, содержится в 20 раз больше Co , чем в рудах, приуроченных к базальтам, и в 8–10 раз больше, чем в рудах полей Логачев–1 и –2, связанных с серпентинитами. В рудах Рейнбоу наблюдается самое высокое из всех известных отношений $Co/Ni = 46$.

7. Руды поля Рейнбоу, по результатам химического анализа валовых проб, обогащены серебром, а руды поля Логачев–2 – золотом соответственно в 5 и 8 раз по сравнению с другими рудными полями САХ. Выделения самородного золота приурочены, главным образом, к минералам кремнезема, заполняющим пустоты в рыхлых пористых участках сульфидных труб.

8. По обогащенности полезными компонентами (Zn , Cd , Co и Au) сульфидные руды полей Рейнбоу и Логачев–2 не имеют аналогов среди рудодоявлений САХ.

Мы благодарим экипажи НИС “Профессор Логачев” и “Академик Мстислав Келдыш”, аквонавтов ГОА Мир–1 и –2 за помощь в отборе проб; сотрудников ПМГРЭ (г. Ломоносов) – за предоставление образцов сульфидов, Ю.М. Миллера за анализ изотопов серы, Б.В. Беляцкого за анализ изотопов свинца, Д.В. Гричука за участие в обсуждении экспериментального материала, А.В. Дягилева за систематику образцов на предварительном этапе исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 00-05-64082 и Министерства науки и технологий РФ (Государственный контракт “Мировой океан” 2000 г. 3.2.7.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Desbruyeres D., Biscoito M., Caprais Y.-C. et al. Variations in deep-sea hydrothermal vent communities on the Mid-Atlantic Ridge near the Azores plateau // Deep-Sea Reseach. 2001. Part 1. V. 48. P. 1325–1346.
2. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Черняев Е.С. и др. Гидротермальное поле 14°45' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 1995. Т. 353–357.
3. Cherkashev G.A., Ashadze A.M., Gebruk A.V. New fields with manifestations of hydrothermal activity in the Logatchev area (14° N, Mid-Atlantic Ridge) // Inter-Ridge News. 2000. V. 9 (2). P. 26–27.
4. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Новый тип современной минералообразующей системы: “черные курильщики” гидротермального поля 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология рудн. месторожд. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.
5. Fouquet Y, Charlou J.-L., Ondreas H. et al. Discovery and first submersible investigations on the Rainbow hydrothermal field on the MAR (36°14'N) // EOS. Amer. Geophys. Union. Translation. 1997. V. 78 (46). F832.

6. Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. и др. Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 5. С. 657–662.
7. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Гурвич Е.Г. и др. Гидротермальные поля, приуроченные к серпентинитовым массивам Срединно-Атлантического хребта // Металлогения древних и современных океанов – 2000. Миас, 2000: УО РАН. С. 49–53.
8. Викентьев И.В., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др. Минералогия гидротермальных отложений поля Рейнбоу в районе Азор (Атлантика) // Металлогения древних и современных океанов – 2000. Миас, 2000: УО РАН. С. 103–109.
9. Леин А.Ю. Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта // Геохимия. 2001. № 11. С. 1162–1173.
10. Леин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А. Новый тип гидротермальных растворов, обогащенных водородом и метаном, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.
11. Пименов Н.В., Саввичев А.С., Русанов И.И. и др. Микробиологические процессы циклов углерода и серы на холодных метановых сипах Северной Атлантики // Микробиология. 2000. Т. 69. № 6. С. 810–818.
12. Симонов В.А., Богданов Ю.А., Викентьев И.В. Физико-химические параметры гидротермальных рудообразующих систем поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // Металлогения древних и современных океанов – 2000. Миас, 2000: УО РАН. С. 110–113.
13. Desbruyeres D., Almeida A., Biscoito M. et al. A review of the distribution of hydrothermal vent communities along the Northern Mid-Atlantic Ridge: Dispersal vs. Environmental controls // Hydrobiologia. 2000. № 1. P. 1–16.
14. Сагалевиц А.М., Виноградов Г.М., Гурвич Е.Г. и др. Исследования на полигоне “Титаник” и гидротермальном поле Рейнбоу в 42 рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2000. Т. 40. № 3. С. 468–475.
15. Barriga F.F.A., Costa I.M.A., Relvas J.M.R. et al. The Rainbow serpentinites and serpentinite-sulphide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): a preliminary report of the Flores results // EOS. Amer. Geophys. Union. Translation. 1997. V. 78 (46). F832.
16. Леин А.Ю., Сагалевиц А.М. Курильщики Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 45–53.
17. Петровская Н.В. Золото самородное // Типоморфизм минералов. М.: Недра, 1989. С. 156–167.
18. Лазарева Л.И., Ашадзе А.М., Батуев Б.Н., Нестеров А.Р. Закономерности концентрации и формы нахождения золота и серебра в сульфидных рудах постройки Мир и рудного поля Полярное Срединно-Атлантического хребта // Тез. докл. XII международной школы морской геологии. Москва, 1997. Т. 2. С. 161–163.
19. Мозгова Н.Н., Краснов С.Г., Бородаев Ю.С. и др. Структура, минеральные ассоциации и благородные металлы океанской рудной постройки Мир (Срединно-Атлантический хребет, 26° с.ш.) // Геология рудн. месторождений. 1998. Т. 40. № 3. С. 228–249.
20. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Степанова Т.В., Черкашев Г.А. Благородные металлы в сульфидных ассоциациях гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет, 14°45′ с.ш.) // Вестн. Моск. ун-та. 2000. Сер. 4. Геология. № 3. С. 40–49.
21. Hamelin B., Dupre B., Allevgre C.J. Pb-Sr isotopic variations along the Pacific Rise and Mid-Atlantic Ridge: a comparative study // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 340–350.
22. Dupre B., Blank G., Bonlevgue Y., Allevgre C.J. Metal remobilization at a spreading centres, using lead isotopes // Nature. 1988. V. 333. P. 165–167.
23. Hegner E., Tatsumoto M. Pb, Sr and Nd in basalts and sulfides from Juan de Fuca Ridge // J. Geoph. Res. 1987. V. 92. Nb. P. 11380–11386.
24. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Леин А.Ю. и др. Источник металлов современных руд на дне океана по данным изотопного анализа свинца // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 84–91.
25. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Ульянова Н.В. и др. Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных гидротермальных построек // Геохимия. 1988. № 9. С. 1235–1248.
26. Гричук Д.В., Леин А.Ю. Эволюция океанской гидротермальной системы и изотопный состав серы сульфидов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 422–425.
27. Andrieu A.S., Honnorez J.Y., Lancelot J. Lead isotope composition of the TAG mineralization, Mid-Atlantic Ridge, 26°08′ N // Proceeding of the ocean Drilling Program. Scientific Results / Eds. P.M. Herzig et al. 1998. V. 158. Part 8. P. 101–109.
28. Черкашев Г.А., Беляцкий Б.В., Леин А.Ю. и др. Изотопные соотношения свинца в рудных постройках Срединно-Атлантического хребта // Геология и геофизика срединно-океанических хребтов. Материалы рабочего совещания. ВНИИОкеангеология. СПб., 2001. С. 67.
29. Doc B.R., Zartman R.E. Plumbotectonics. The Phanerozoic Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y., 1979: Wiley Inter. Pub. Chap 2. P. 22–70.
30. Hannington M.D., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldere of axial seamount, Juan de Fuca Ridge // Can. Mines. 1988. V. 26. 3. P. 603–625.
31. Леин А.Ю., Ульянова Н.В., Гриненко В.А. и др. // Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд бассейна Манус (море Бисмарка) // Геохимия. 1993. № 4. С. 524–538.
32. Gamo T., Okanura K., Charlou J.L. et al. Acidic and sulfate-rich hydrothermal fluids from the Manus back-arc basin. Papua New Gvinea // Geology. 1997. V. 25. 2. P. 139–142.
33. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 303 с.