

УДК 550.4

НОВЫЙ ТИП ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ НА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ (ПОЛЕ ЛОСТ-СИТИ, 30° С.Ш.)

© 2004 г. А. Ю. Леин, Ю. А. Богданов, А. М. Сагалевич, А. А. Ульянов,
И. В. Чернышёв, Е. О. Дубинина, академик М. В. Иванов

Поступило 28.08.2003 г.

Глубоководные гидротермальные проявления океанических рифтов интенсивно исследуются с помощью подводных обитаемых аппаратов уже на протяжении 25 лет, но только в декабре 2000 г. на 30° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ) было впервые обнаружено активное гидротермальное поле с необычным химическим составом гидротермального раствора и преимущественно карбонатной (+ брусит) минерализацией, а не с сульфатно-сульфидной, как на большинстве глубоководных гидротермальных полей в океане [1, 2]. Исследование этого уникального поля проводилось российскими учеными летом 2002 г. в рамках научной программы 47-го рейса нис “Академик Мстислав Келдыш” (ИО РАН).

Поле Лост-Сити расположено в ~15 км от точки пересечения САХ с трансформным разломом, в верхней части южного склона массива Атлантик на глубине 700–850 м. Диаметр поля около 100 м. В основании разреза гидротермальных пород залегают обломки черных мало измененных ультраосновных пород, сцементированных коричневато-серым литифицированным карбонатным осадком. Над ними лежат мощные, выдержанные по простиранию карбонатные плиты. Над карбонатными плитами возвышается до 30 гидротермальных построек, часть из которых (высотой 3–5 м) имеет форму тонких шпилей диаметром до 20 см. Крупные постройки 60 м высотой и диаметром 10 м представляют собой столбообразные сооружения, часто с плоской вершиной. Активные постройки омываются “мерцающими” теплыми вода-

ми, поднимающимися вдоль стен столбов. Теплые воды высачиваются также на плоских вершинах и уступах. Нами детальнее других исследована крупная постройка высотой около 60 м.

Раствор Лост-Сити отличается от растворов всех известных в океане глубоководных гидротермальных полей низкой температурой, щелочными значениями pH и присутствием Mg^{2+} и SO_4^{2-} (табл. 1). Концентрации Cl^- и Na^+ в растворе примерно такие же, как в окружающей морской воде, а содержание Ca^{2+} вдвое выше, чем в морской воде. Значения δD и $\delta^{18}O$ воды раствора Лост-Сити подобны δD и $\delta^{18}O$ растворов других гидротермальных полей САХ (рис. 1). Количество металлов в растворе на несколько порядков выше величины

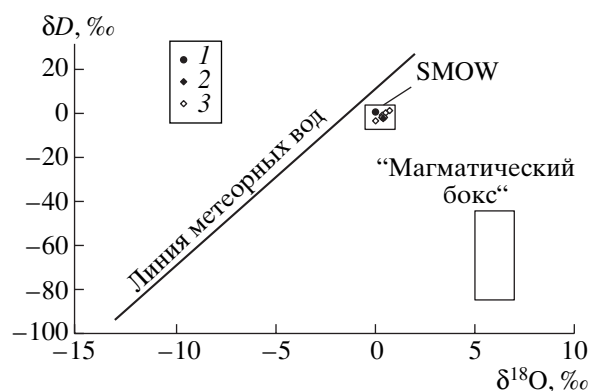


Рис. 1. Значения $\delta^{18}O$ и δD в гидротермах Срединно-Атлантического хребта. 1 – морская вода (стандарт), 2 – раствор поля Лост-Сити, 3 – растворы полей Снейк-Пит, Лаки-Страйк и Рейнбоу. Определения изотопного состава водорода (δD) и кислорода ($\delta^{18}O$) воды раствора выполнены на измерительном комплексе ThermoQuest (Finnigan), состоящем из масс-спектрометра DELTA plus и периферийной системы H/Device; аналитик Е.О. Дубинина, ИГЕМ РАН. Точность определений $\delta D = \pm 0.1\text{--}0.3\text{‰}$. Величина воспроизводимости параллельных определений $\delta^{18}O_{H_2O}$ не более 0.2‰.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

Институт микробиологии
Российской Академии наук, Москва

Таблица 1. Химический и изотопный состав гидротермальных растворов

Параметр	Океанская вода	Первичные гидротермальные растворы (end-member)					
		Лост-Сити [2]	Лост-Сити, данная работа	Рейнбоу [3], данная работа	Лаки-Страйк [4]	Лаки-Страйк, данная работа	Брокен-Спур [5]
T, °C	7	40–75	–	360	308–324	–	356–360
pH	8.0	9–9.8	–	2.9–3.1	3.8–6.4	–	
Cl, мМ/кг	553	546–549	544–551	753	417–472	460	469
SO ₄	28.6	5.9–12.9	6.3–12.5	–	0	0	0
Ca	10.4	21.0–23.3	19.4–24.1	4.4	32.3–36.7	35.6	11.8–12.8
Mg	54.0	9–19	11–18.8		0	0	0
Na	475.0	479–485	465–512	523	347–426	389	419–422
CH ₄	4 × 10 ⁻⁷	0.13–0.28	0.3–1.2	2.17	0.3–0.7	0.584	0.06
H ₂	4 × 10 ⁻⁴	0.25–0.43	0.93	13.0	0.04–0.72	0.57	0.43
H ₂ S	0	0.064	0.07	2.0–2.5	2.1–3.0	2.7	9.3
Fe, мкМ/кг	<0.001	–	0.8	2700	–	26–138	–
Cu	0.007	–	0.2–0.7	30	–	0.1–0.3	–
Zn	0.01	–	0.2–6.9	160	–	0.2	–
Co	0.00003	–	0.14–0.16	7.5	–	0.04–0.05	–
Ni	0.011	–	0.064–1.26	0.027–0.19	–	0.014–0.030	–
Pb	0.00001	–	0.07–0.12	0.05–0.25	2.1–3.0	0.05–0.12	–
δ ³⁴ S-SO ₄ ²⁻ , ‰ (CD)	19.8	–	21.3–22.7	–	–	–	–
δ ¹³ C-CH ₄ , ‰ (PDB)	–	–	-17...-17.6	-13...-13.4	–	–	–
Исходные породы		Перидотит + габбро			Базальт		

Примечание. Растворы отобраны штатными титановыми батометрами объемом 0.5 л (конструкция ИЭМ РАН, Черноголовка) с гоа Мир-1 и Мир-2. Солевой состав растворов определяли методом классической химии [6]; аналитик Г.А. Павлова, ИО РАН. Концентрация металлов измерена методом атомной абсорбции, ИО РАН. Концентрацию газов в растворах измеряли после подготовки проб методом “head space” на хроматографе с пламенно-ионизационным детектором НРМ-2. Изотопный состав углерода метана и серы сульфат-иона определяли на модифицированном двухлучевом масс-спектрометре МИ-1201В (Электрон); аналитики Л.Е. Дулов, Ю.М. Миллер, ИНМИ РАН. Точность измерения ±0.2‰. Прочерк – не определялось.

их концентрации в морской воде, но существенно ниже, чем в высокотемпературных гидротермах. Повышенные концентрации Co и Ni, а также CH₄ и H₂ особенно характерны для гидротерм из районов серпентинитовых протрузий (Рейнбоу, Логачев). Углерод CH₄ в растворе Лост-Сити на 3–4 ‰ изотопно легче метана из гидротерм Рейнбоу и Логачев.

Гидротермальные породы построек Лост-Сити представлены тремя главными разновидностями (табл. 2). К первой относятся снежно-белые, иногда с голубоватым оттенком породы из вершинных частей построек в зонах интенсивного высачивания теплых растворов. При ударе образцы издавали сильный запах H₂S. В составе пород помимо карбонатов кальция присутствует значительное количество гидроокислов магния (табл. 2). Ко второй разновидности относятся серые и ко-

ричевато-серые крепкие карбонатные породы из внешней зоны построек, с невысоким содержанием Mg²⁺. В третью разновидность объединены породы смешанного состава, с высокими концентрациями как Ca²⁺, так и Mg²⁺ (табл. 2). Другие породообразующие компоненты не превышают в сумме 2–3% во всех разновидностях пород.

Результаты анализа радиоактивного стронция в породах гидротермальных построек Лост-Сити (табл. 2) говорят о смешанном источнике Sr: из глубинного флюида (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70280) и из морской воды (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70917).

Основными минералами гидротермальных пород Лост-Сити являются арагонит, брусит, кальцит и в минорных количествах Na–Ca карбонат (табл. 3). Минералы, входящие в эту ассоциацию, различаются по содержанию Na₂O: в кальците его меньше 0.05%, в арагоните 0.37–0.63%, а в Na–

Таблица 2. Содержание основных породообразующих компонентов в гидротермальных породах (I, II, III) поля Лост-Сити

Компонент, %	I	II	III
Ca ^a	5.87	44.5	20.6
Mg	26.80	0.98	13.30
Na	2.22	0.92	1.32
K	0.25	0.031	0.14
Mn	0.002	0.0045	0.0025
Fe	0.029	0.017	0.020
Ti	0.115	0.139	0.111
Sr	0.18	2.35	0.77
Al ^b	0.54	<0.03	0.33
Si	0.04–0.13	2.17	0.68
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ^b	0.706620	0.708786–0.709176	0.707543
$\delta^{13}\text{C}-\text{CaCO}_3, \text{‰}^{\text{г}}$	–0.1...–3.0 (3)	1.3–1.6 (3)	0.5–1.0 (6)

^a атомно-абсорбционный анализ, 15 проб; аналитик Т.Федорова, ИО РАН.

^b классическая химия, 15 проб; аналитик А.Б. Исаева, ИО РАН.

^b отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, 8 проб; анализы выполнены в ИГЕМ РАН.

^г $\delta^{13}\text{C}-\text{CaCO}_3$, в скобках указано количество проанализированных проб, масс-спектрометр МИ-1201 В, точность определения $\pm 0.2 \text{‰}$; аналитик Ю.М. Миллер, ИНМИ РАН.

Са карбонате содержание Na₂O достигает 8–10%. Арагонит представлен округлыми радиально-лучистыми агрегатами. Для кальцита характерны сложные сростания двойников. Брусит образует сростки (“стопки”) пластинчатых кристаллов с хорошо видимым, иногда усеченным треугольником в основании. Часть кальцита образуется при перекристаллизации арагонита. В арагонитовой матрице обнаружены друзы хорошо ограненных кристалликов марказита.

Таблица 3. Вариации химического состава (мас. %) нерудных минералов гидротермальных построек по данным электронно-зондового микроанализа

Компонент	Арагонит (6)	Кальцит (3)	Na–Са-карбонат (2)	Брусит (5)
CaO	52.8–55.0	54.6–56.0	46.8–47.6	0.2–0.3
MgO	–	–	–	67.6–70.5
Na ₂ O	0.37–0.63	0.02–0.04	7.6–9.9	–
SrO	0.4–0.5	<0.06	–	–
CO ₂ (расч.)	42.4–44.2	43.0–44.1	43.4–44.2	–
H ₂ O (расч.)	–	–	–	29.9–31.5

Примечание. Анализы выполнены на микронзонде “Самеса SX-50” на кафедре минералогии МГУ, в скобках указано количество проанализированных проб; аналитик Н.Н. Конокова. Присутствие арагонита и брусита подтверждено методом ИК-спектроскопии; аналитик А.Н. Ноздряков. Прочерк – не определялось.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного углерода лежат в пределах от –3.0 до +1.6 ‰, четко разделяясь на три группы величин, характерных для выделенных выше трех разновидностей гидротермальных пород (табл. 2). Породы с глубинным источником неорганического углерода имеют отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от –0.1 до –3.0 ‰), породы с морским источником углерода характеризуются величинами $\delta^{13}\text{C}$, равными 1.0–1.6 ‰. Породы со смешанным источником углерода имеют промежуточные значения $\delta^{13}\text{C}$ (0.5–1.0 ‰). С увеличением содержания CaCO₃ увеличивается содержание в породе морского изотопно-тяжелого карбонатного углерода.

Геологические наблюдения и результаты геохимических исследований флюида позволяют считать поле Лост-Сити третьим по счету, после полей Рейнбоу и Логачев, гидротермальным полем, обязанным своим происхождением процессам серпентинизации ультрабазитов. Преобразование глубинного горячего ($T > 350^\circ\text{C}$), кислого (pH<3.5) рудоносного флюида, характерного для полей Рейнбоу и Логачев, в теплый ($T = 40\text{--}75^\circ\text{C}$), щелочной (pH 9–9.9) нерудоносный восстановленный раствор Лост-Сити протекает в двух главных зонах (рис. 2): в зоне фазовой сепарации, где происходит выпадение металлов из глубинного флюида, и в зоне интенсивного дробления пород, где формируется так называемая подповерхностная биосфера. Именно в этой зоне горячий флюид, потерявший большую часть металлов, но обогащенный CH₄ и H₂, смешивается с окружающей морской водой до температуры менее 100°C и

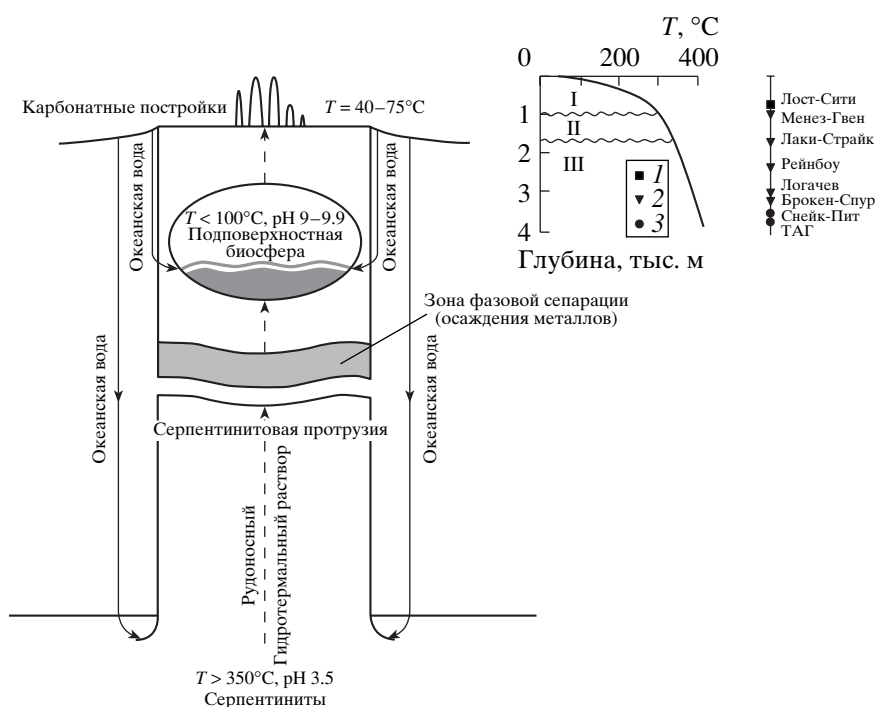
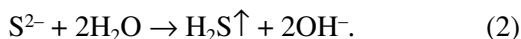
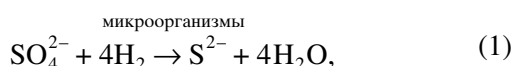


Рис. 2. Схема гидротермальной циркуляционной системы поля Лост-Сити. Справа: термобарические условия рудоотложения на дне океана. Римскими цифрами показаны минеральные зоны: I – сульфидсодержащая и кремнисто-сульфатная, II – серно-колчеданная и цинково-колчеданная, III – медно-колчеданная и медно-цинково-колчеданная. Арабскими цифрами обозначены флюиды: 1 – первичные глубинные, 2 – после процесса сепарации, 3 – преобразованные в зоне вскипания флюида и подповерхностной биосфере.

преобразуется во вторичный смешанный раствор, с Mg^{2+} и SO_4^{2-} , которых не могло быть в горячем первичном флюиде.

В зоне подповерхностного смешения глубинного флюида и окружающей морской воды создаются благоприятные условия для процесса так называемой водородной сульфатредукции, с участием термофильных микроорганизмов, в том числе из группы археобактерий, восстанавливающих сульфат по реакции:



Образующиеся в результате ионы OH^- подщелачивают вторичный флюид до pH 9.9.

Реальность существования зоны подповерхностной биосферы на пути движения и преобразования глубинного флюида находит свое подтверждение, во-первых, в изотопном утяжелении серы SO_4^{2-} -иона в растворе по сравнению с изотопным составом серы сульфата морской воды (табл. 1). Во-вторых, метан раствора Лост-Сити изотопно легче метана флюидов полей Рейнбоу и Логачев, что также можно объяснить смешением изотопно-тяжелого абиогенного CH_4 глубинного флюида и изотопно-легкого CH_4 , образующегося в зо-

не подповерхностной биосферы в процессе микробного восстановления CO_2 водородом.

В заключение укажем, что преобразование первичного глубинного флюида, потерявшего большую часть металлов, но все еще горячего, в теплый щелочной раствор происходит вблизи поверхности дна, где температура и давление не препятствуют активности различных групп микроорганизмов. Именно деятельность микроорганизмов в зоне подповерхностной биосферы объясняет щелочность раствора и связанный с этим необычный для глубоководных гидротерм САХ минеральный парагенезис гидротермальных построек.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 03–05–64414).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S. et al. // Inter-Ridge News. 2001. V. 10. № 1. P. 33–36.
2. Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K. et al. // Nature. 2001. V. 412. P. 145–148.
3. Леин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А. // ДАН. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.
4. Charlou J.J., Fouque Y., Bougault H. et al. // Chem. Geol. 2000. V. 171. P. 49–75.
5. James R.H., Elderfield H., Rudnicki M.D. et al. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. V. 87. P. 97–110.
6. Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.