

**ГЕОХИМИЯ И БИОГЕОХИМИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ.  
БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПРОДУКЦИЯ  
НА АКТИВНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ**

**А.Ю. Леин**

Со времени выхода коллективной монографии «Биология гидротермальных систем» (отв. ред. А.В. Гебрук) в 2002 г., где были опубликованы данные по химии и изотопии растворов и по первичной бактериальной продукции на активных полях, прошло всего 3 года. За это время появились новые геохимические и биогеохимические данные, которые могут оказать серьезное влияние на существующие представления о мировой глубоководной гидротермальной системе в целом, изменить масс-балансовые модели циклов отдельных элементов и соединений в океане, пролить свет на возможные пути формирования органических соединений из неорганических и доказать существование подповерхностной биосферы.

Имеются в виду интереснейшие данные по эволюции биологического сообщества в районе 9°50' с.ш. ВТП. Хотя данные получены для тихоокеанических гидротерм, нет никакого сомнения в том, что похожие процессы происходят и в Северной Атлантике. Просто скорость таких процессов в Тихом океане значительно больше, что позволяет провести наблюдения в течение обозримого отрезка времени. Описанные ниже мониторинговые наблюдения, начиная со времени вулканического извержения в апреле 1991 г. до настоящего времени, четко продемонстрировали что, во-первых, состав флюидов не есть константная величина, во-вторых, биологическое сообщество чутко реагирует на изменения в составе флюидов, и, в-третьих, изменение в составе флюида, в частности, уменьшение концентрации  $H_2S$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$  и некоторое увеличение концентрации  $CH_4$  могут быть связаны с существованием подповерхностной биосферы [Von Damm, Lilley, 2004]. Полученные в 49-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» материалы по району 9°50' с.ш. ВТП дополняют исследования зарубежных ученых и, хотя и выходят за рамки обозначенной темы книги (Атлантические гидротермы), ввиду важности и новизны полученных результатов включены в нее.

Совершенно новый тип глубоководных гидротермальных полей, возможно широко распространенный в океане, обнаружен в 2001 г. на пересечении трансформного разлома и Срединно-Атлантического хребта на 30° с.ш. Гидротермальный флюид на этом поле формировался за счет процессов серпентинизации перидотитов и габбро, так же как флюид полей Логачева и Рейнбоу, но претерпел сложные трансформации, включая фазовую сепарацию и реакции, протекавшие в подповерхностной биосфере. Описание этого поля, его необычного раствора, минералогии и бентосной микрофауны будет посвящен отдельный раздел.

В последнее время гидротермальных систем в формировании имеющих не принимают скопления металлов в океаническом, и 2) в них присутствуют биогенные вещества, которые могут образовываться в подповерхностной биосфере, живущими в этих условиях биологическими сообществами.

Далее в тексте описывается роль гидротермальной биосферы, биосфера, были существенно изменены составы химических веществ, под редакцией Machel, Foght, 2000]

В 2004 г. опубликована монография Biosphere at Mid-Ocean Ridge, Y.A. Baross, S. Craig, 2004. Исследования подповерхностной биосферы гидротермальных полей в океане общими.

В 90-х годах проводились исследования химии диффузионных растворов. В отличие от обычных гидротермальных растворов и изотермальных соединений гидротермальных растворов являлись бентосного сообщества.

Четкие доказательства формирования гидротермальных полей получены в ВТП [Von Damm, Lilley, 2004]. В литературе указаны различные типы гидротермальных полей, например, абиогенные гидротермы, которые могут фокусироваться в определенных районах и могут достигать бо

Восстановление гидротермальных полей основными донорами серы и железа. Скопления вещества в мантии формируются в гидротермальных полей или близких к ним

В последнее время активизировались дискуссии о происхождении УВ в гидротермальных системах. Два важных вывода можно сделать уже на основании имеющихся фактов: 1) **геологический** – органические соединения не принимают сколько-нибудь заметного участия в трансформации и осаждении металлов в гидротермальных системах, подобных глубоководным океаническим, и 2) **биологический** – во всех гидротермальных образованиях присутствуют биологические молекулы, часть которых могла формироваться в подповерхностной биосфере гетеротрофными микроорганизмами, живущими за счет абиогенно синтезированных простых органических соединений.

Далее в тексте будем оперировать термином глубинная, или подповерхностная, биосфера, введенным в научный обиход в 90-х годах XX в., когда были существенно расширены границы существования (наличие питательных веществ, подходящие РТ-условия) микроорганизмов [Ehrlich, 1996; Machel, Foght, 2000].

В 2004 г. опубликована коллективная монография «The Subseafloor Biosphere at Mid-Ocean Ridges» (Eds. W.S.D. Wilcock, E.F. Delong, D.S. Kelley, Y.A. Baross, S. Craig Cary), утвердившая нас в необходимости поиска путей исследования подповерхностной биосферы через своеобразные «окна» – гидротермальные поля с их флюидами, постройками и биологическими сообществами.

В 90-х годах прошлого столетия начаты целенаправленные исследования химии диффузных растворов – теплых источников и «муаровых» вод. В отличие от участков выхода горячих фокусированных растворов диффузные растворы шире распространены, значительно разнообразнее по химическому и изотопному составам, содержат, безусловно, помимо абиогенных соединений углерода биогенные. Именно выходы теплых диффузных растворов являются основным местом обитания гидротермального бентосного сообщества.

Четкие доказательства эволюции химического состава диффузных растворов получены в последние годы на гидротермальных полях 9°50' с.ш. ВТП [Von Damm, Lilley, 2004]. Результаты этих исследований заставили авторов указанной работы поставить вопрос о пересмотре величины потоков, например, абиогенного метана, которые оценивались только с учетом дебита фокусированных горячих флюидов. Величина этого потока должна заметно увеличиться, поскольку концентрация метана в диффузных флюидах может достигать больших значений (Von Damm, Lilley, 2004).

### 3.1. ОСНОВНЫЕ ГАЗОВЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ В ИХ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Восстановленные газообразные соединения  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $NH_4$  являются основными донорами электронов при бактериальном синтезе органического вещества в местах разгрузки гидротермальных флюидов. Эти соединения формируются при реакции океанической воды и горячих базальтов или близких к ним по составу пород, распространенных на большей части

Таблица 3.1. Концентрация и изотопный состав (в ‰) газовых составляющих гидротермальных флюидов (в мМ или мкМ на 1 кг флюида). Срединно-Атлантический хребет

Район	T <sub>max</sub> , °C	H <sub>2</sub> S, мМ	δ <sup>34</sup> S-H <sub>2</sub> S, ‰ CD	CO <sub>2</sub> , мМ	δ <sup>13</sup> C-CO <sub>2</sub> , ‰ PDB	H <sub>2</sub> , мкМ	CH <sub>4</sub> , мкМ
Морская вода (стандартная)	2	0		2.30	-5.1+ -5.9	0.0004	0.0004
Снейк-Пит MARK (23° с.ш.)	345+355	2.7-6.1	4.9+5.0	10.63		22	45-100
ТАГ (26° с.ш.)	321+390	2.5+6.7	1.1+2.5	21.6+25.0	-5.6 - -13.0	152+370	124+620
Лаки-Страйк (37°17' с.ш.)	152-328	1.4+3.3		8.9+39.9	-7.2 - -10.6	3.3+727	300-970
Менез-Гвен (37°50' с.ш.)	280	1.5-2.0		17+22.6	-6.8 - -9.1	20+50	1350+2630
Брокен-Спур (29° с.ш.)	350	9.3±1.7	-0.5+1		-9.0	426-1026	65-130
Логачев (14°45' с.ш.)	360	2.5+3.0	2.2+2.8	2.9+3.1	-4.3	12 600	2310
Рейнбоу (36° с.ш.)	360	1-2.5	2.4+3.1	<16	1+ -4.0	13 000	2200-2500
Лост-Сити (30° с.ш.)	40-75	0.064-0.07	-	-	-	250-930	130- 280

мировой рифтовой системы. Открытие гидротермальных систем, связанных с ультраосновными породами дна океана в САХ (Рейнбоу, Логачев, Лост-Сити), привело к корректировке наших знаний по составу и изотопии растворенных газов во флюидах (табл. 3.1). Максимальная концентрация H<sub>2</sub>S во флюидах рифтовых зон варьирует от 49 до 12.3 мМ, в единичных

δ <sup>13</sup> C-CH <sub>4</sub> , ‰ PDB	NH <sub>4</sub>
<0.	<0.
-14.6 - 8.0 - -9.5*	3.6
-12.7 - -13.7	
-18.8 - -19.6	
-16.0+ -18.0	1.
-13.8+ -14.3	
-13.4	<
-17.0 - -17.6	

случаях возр  
ное соединен  
тиотрофного  
состав H<sub>2</sub>S- с  
сейн Лай). Нс



маль-

мкМ

4

0

620

970

0+2630

130

0

00-2500

0-280

$\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4, \text{‰}$ PDB	$\text{NH}_4, \text{мМ}$	$\text{Ar}, \text{мкМ}$	$\text{N}_2, \text{мкМ}$	$\text{Cl}, \text{мМ}$	$\text{Fe}, \text{мМ}$	$\text{Mn}, \text{мМ}$	Ссылки
	<0.01	16	590	553			Charlou et al., 1996
				550-563	1.8-2.56	0.49	Charlou et al., 1996; Von Damm, 1990; Campbell et al., 1989; Desbruyeres et al., 2000
-14.6 -8.0 -9.5*	3.65	20+40	800+890	633-675	1.64-5.45	1	Charlou et al., 1996; Campbell et al., 1988; Леин и др., 1991, 1993
-12.7- -13.7		20+98	610+970	410+540	0.13-0.86	0.45	Charlou et al., 1996; 2000; Radford-Knoery et al., 1998
-18.8- -19.6		11+41	600+1900	357-400	0.002-0.018	0.45	Charlou et al., 1996, 2000
-16.0+ -18.0	1.21			469	1.68-2.16	0.24	James et al., 1996; Леин и др., 1995; Desbruyeres et al., 2000
-13.8+ -14.3				515-522	2.50	0.33	Леин и др., 1998; Desbruyeres et al., 2000
-13.4	<0.01			>750	24	2.25	Donval et al., 1996; Леин и др., 1991; Holm, Charlou, 2001
-17.0 -17.6	-	-	-	546-549	0.0008		Kelley et al., 2001; Леин и др., 2002, 2004

связан-  
огачев,  
отопии  
трация  
ничных

случаях возрастая до > 80 мМ (9-10° с.ш. ВТП). Это главное восстановлен-  
ное соединение, обеспечивающее процесс бактериального хемосинтеза и  
тиотрофного питания животных гидротермальных сообществ. Изотопный  
состав  $\text{H}_2\text{S}$ - флюидов изменяется от -0.5‰ (Брокен-Спур) до 9.0‰ (бас-  
сейн Лая). Но это крайние значения. В рифтовых зонах  $\delta^{34}\text{S}-\text{H}_2\text{S}$  флюидов

составляет в среднем ~3.5‰. Концентрации других газовых соединений во флюидах ниже, чем H<sub>2</sub>S. Содержание H<sub>2</sub> изменяется от 0.024 до 1.8 мМ, N<sub>2</sub> – от 0.44 до 3 мМ, эндогенного CH<sub>4</sub> – от 0.0035 (Галапагос) до 2.63 мМ (Менез-Гвен) и даже до 16.650 мМ в растворах бассейна Гуаймас, где высокое содержание метана и его изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -43.2 \div -50.8\text{‰}$  объясняются синтезом большого количества дополнительного CH<sub>4</sub> при мгновенном термоллизе богатых органическим веществом осадочных отложений на контакте с горячими базальтами [Леин и др., 1988; Butterfield et al., 1990]. Подобный изотопный состав CH<sub>4</sub> характеризует также метан из флюида Эндевор.

Значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  флюидов из участков активной рифтовой системы САХ колеблются от -8.0 до -18‰, а во флюидах ВТП до -23.9‰ (табл. 3.1).

Значения  $\delta\text{D}-\text{CH}_4$  (SMOW) известны лишь для участка Миддл Валлей, где они лежат в пределах -153.0  $\div$  -117.6‰ [Taylor, 1990].

Изотопный состав H<sub>2</sub>( $\delta\text{D}-\text{CH}_4$ , SMOW) во флюидах ВТП изменяется от -373 до -401‰ [Леин, 2002]. Содержание газообразного азота в гидротермальных растворах изменяется от 0.360 до 6.2 мМ. В базальтовых стеклах концентрация N<sub>2</sub> не превышает 0.090 мМ, а значения  $\delta^{15}\text{N}-\text{N}_2$  в стеклах составляют в среднем -3.5‰ (АТМ) [Javoy, Pincau, 1991]. Изотопный состав N<sub>2</sub> в растворах, видимо, не измерялся. Очень невелика концентрация эндогенного NH<sub>4</sub> во флюидах. В растворах ВТП (<0.01 мМ), на 3 порядка величин ниже концентрации NH<sub>4</sub> во флюидах полей ТАГ и Брокен-Спур (табл. 3.1). Максимально высокие концентрации аммиачного азота смешанного генезиса, так же как CH<sub>4</sub>, характерны для флюидов бассейна Гуаймас [Леин, 2002].

Во флюидах наблюдается существенный дефицит изотопных данных по CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>. Между тем, исследования последних лет, связанные с открытием новых гидротермальных систем в САХ, в том числе в перидотитах, показали, что изотопный состав углерода CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> определяется в первую очередь процессами абиогенного фракционирования при высоких температурах углерода из углекислоты морской воды, проходящей через систему. Именно синтез CH<sub>4</sub> в гидротермальных системах, а не «вымывание» CH<sub>4</sub> из изверженных пород приводит к аномально высоким концентрациям CH<sub>4</sub> в растворах и придонных водах в районе 36 и 14 °C. ш. САХ.

Отличным катализатором процесса абиогенного синтеза CH<sub>4</sub> служит аваруит (Ni-Fe), являющийся важной составляющей в парагенетической ассоциации минералов, формирующихся при гидротермальном изменении обогащенных оливином пород – ультрабазитов. Оливин содержит 0.0001% Ni; в восстановительных условиях в процессе серпентинизации происходит абиогенный синтез CH<sub>4</sub> из растворенной CO<sub>2</sub> ( $\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰}$ ) мантийного или корового происхождения или, что более вероятно, из CO<sub>2</sub> морской воды с несколько более легким изотопным составом (-5.1  $\div$  -5.9‰). И происходит этот процесс, как показали эксперименты, в интервале температуры от 200 до 400° только в присутствии Ni-Fe-катализатора [Horita, Berndt, 1999]. Присутствие Ni-Fe-катализатора убыстряет процесс синтеза CH<sub>4</sub>, сопровождается низким изотопным кинетическим эффектом, что приводит к образованию самого тяжелого CH<sub>4</sub> в гидротермах САХ (-8.0 – -14.0‰, табл. 3.1).

Вместе с тем тана обеднен изс нами иногда на 1 9–10° с.ш. ВТП).

3.2

ВО

В составе про (табл. 3.2) концен ющей морской в ше Si и Ca, но ме курильщиков ко личин) выше, че пробе 4668-M1-T CH<sub>4</sub>. Максимальн поля Q.

Для сравнения проведенными из бы 4668-M1-T6 б (end member) (табл. сравнению с 1991 1,5 раза выросло ла от максимальн

Низкая минерл участия в их соста содержания Si к уменьшение вклад вения) в течение п ция металлов с хл ранее для нескол том, что при подп H<sub>2</sub>S) перераспреде ченные для исто жению.

Соотношение для растворов сос мальных полях в (до 86 мМ/кг) пр ров это соотноц 1994 г. концентра

Вместе с тем на целом ряде гидротермальных полей САХ углерод метана обеднен изотопом  $^{13}\text{C}$  по сравнению с приведенными выше величинами иногда на 10‰ (поля 17–18° ю.ш. ВТП с  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4 = -23.9\text{‰}$  и поля 9–10° с.ш. ВТП).

### 3.2. ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛЕЙ 9–10° С.Ш. ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ)

#### *ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАСТВОРОВ ЧЕРНЫХ КУРИЛЬЩИКОВ*

В составе проб растворов из черных курильщиков с рН от 5.68 до 4.9 (табл. 3.2) концентрации  $\text{Cl}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$  близки к их концентрациям в окружающей морской воде, в то время как в пробе с рН = 3,8 содержится больше  $\text{Cl}$  и  $\text{Ca}$ , но меньше  $\text{Mg}$ , чем в морской воде. Во всех пробах из черных курильщиков концентрации металлов были значительно (на 3 порядка величин) выше, чем в придонной воде, особенно в наименее разбавленной пробе 4668-М1-Тб поля Q. В большинстве проб присутствовали  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CH}_4$ . Максимальное содержание газов обнаружено в пробе 4668-М1-Тб поля Q.

Для сравнения результатов химического анализа раствора 2003 г. с ранее проведенными измерениями на поле Q и других полях состав реальной пробы 4668-М1-Тб был пересчитан по отношению к нулевой концентрации  $\text{Mg}$  (end member) (табл. 3.3). Приведенные данные свидетельствуют о том, что по сравнению с 1991 г. в растворе поля Q содержится на порядок больше  $\text{Cl}$ , в 1,5 раза выросло количество  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$ , в то время как концентрация  $\text{H}_2\text{S}$  упала от максимально высоких значений 33,4 до 4,02 мМ/кг.

Низкая минерализация растворов в пробах 1991 г. свидетельствует об участии в их составе большой доли сконденсированного пара. Приближение содержания  $\text{Cl}$  к величинам, характерным для морской воды, означает уменьшение вклада подповерхностного кипения (вплоть до полного исчезновения) в течение периода наблюдений – за 12 лет. Положительная корреляция металлов с хлором и отрицательная – сероводорода с хлором отмечалась ранее для нескольких гидротермальных систем. Объяснение ее состоит в том, что при подповерхностном кипении летучие соединения (в том числе –  $\text{H}_2\text{S}$ ) перераспределяются в паровую фазу, а  $\text{Cl}$  и металлы – в рассол. Полученные для источников поля Q данные соответствуют этому предположению.

Соотношение содержаний  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{Cl}$  в растворе поля Q повторяется и для растворов соседних гидротермальных полей. В 1991 г. на 7 гидротермальных полях в растворах наблюдались ураганные концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  (до 86 мМ/кг) при низкой концентрации  $\text{Cl}$  (рис. 3.1). Для части растворов это соотношение оставалось характерным и в 1992 г. Начиная с 1994 г. концентрация  $\text{H}_2\text{S}$  в растворах не превышала 10–11 мМ/кг, а в ря-

Таблица 3.2. Краткая характеристика проб гидротермальных растворов\*

№ п/п	Дата отбора проб, 1993 г.	№ пробы	Индекс поля	Краткая характеристика проб	pH	РОУ, мг/л
1	21.09	4654-M1-T6	Q	Придонная вода	7.60	-
2	06.09	4626-M2-T6	Q	Черный курильщик	4.90	-
3	08.09	4632-M2-T6	Q	«	5.16	4.09
4	15.09	4637-M1-T6	BV	Черный курильщик (боковой участок постройки)	5.68	4.37
5	16.09	4642-M2-T6	BV	Черный курильщик	5.25	4.22
6	21.09	4655-M2-T6	Q	«	5.60	-
7	30.09	4666-M1-T6	Q	«	5.40	-
8	30.09	4667-M2-T6	Q	«	6.30	-
9	01.10	4668-M1-T6	Q	«	3.80	2.62
10	02.10	4671-M2-T6	Q	«	5.22	-
11	05.09	4622-M1-T6	MB	Теплый источник («муар»)	7.58	6.56
12	05.09	4623-M2-T6	MB	Мощный теплый источник («муар»)	5.90	-
13	05.09	4623-M2-БН	MB	«муар»	6.90	-
14	08.09	4631-M1-T6	Q	Белый курильщик	6.10	3.81
15	06.09	4626-M2-БН	Q	Зона дымов черного курильщика	7.00	-
16	08.09	4632-M2-БН	Q	«	6.90	3.19
17	21.09	4655-M2-БН	Q	«	7.48	-
18	28.09	4665-M2-БН	Q	«	7.04	-

\* Растворы отобраны с глубины 2520 м. Координаты поля Q – 9°50,7 с.ш.; поля BV – 9°50,9 с.ш.; поля MB – 9°50,6 с.ш. РОУ – растворенный органический углерод, анализ выполнен во ВНИРО. Здесь и в остальных таблицах прочерк – нет данных.

де случаев уменьшалась до 1–2 мМ/кг при концентрации Cl от 350 до 860 мМ/кг. Измеренные нами в 2003 г. концентрации H<sub>2</sub>S и Cl в растворе соответствуют интервалу значений этих параметров на хорошо изученном «зрелом» отрезке ВТП в районе 21° с.ш. (рис. 3.1). Этот факт позволяет предположить, что после 12 лет гидротермальная система на 9°50,7 с.ш. от стадии неустойчивой формирующейся системы с высо-

Таблица 3.3. Химический состав горячих флюидов (end member) гидротермальных полей 9°50,7 с.ш. (Q), 9°17 с.ш. (F) и 21° с.ш. ВТП

Компонента	Единицы измерения	Q <sub>1991</sub> 19.04.91 "time zero"	Q <sub>1994</sub> 22.03.94	Q <sub>1994</sub> 30.03.94	Q <sub>1995</sub> 18.11.95	Q <sub>2003</sub> 01.09.03 4668-M1-T6	F <sub>1</sub> 16.04.91	F <sub>2</sub> 15.03.94	21° с.ш.	Морская вода
T	°C	371	293	297	310	-	388	351	273–355	2
pH		2.8	-	-	-	-	2.8	2.6	3.3–3.8	7.8

СИ от 350 до  
СИ в раство-  
хорошо изу-  
). Этот факт  
ная система  
темы с высо-

В - 9°50,9 с.ш.,  
ен во ВНИРО.

3.19  
3.81

6.56  
2.62

4.22

4.37  
4.09

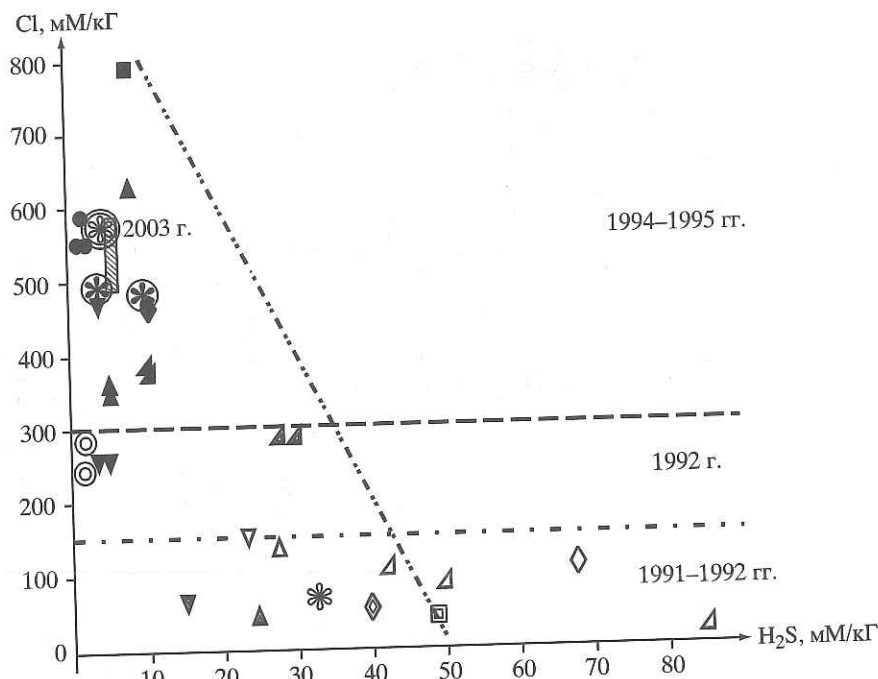
РОУ,  
мг/л

Таблица 3.3. Химический состав горячих флюидов (end member) гидротермальных полей 9°50,7 с.ш. (Q), 9°17 с.ш. (F) и 21° с.ш. ВТП

Компонента	Единицы измерения	Q <sub>1991</sub> 19.04.91 "time zero"	Q <sub>1994</sub> 22.03.94	Q <sub>1994</sub> 30.03.94	Q <sub>1995</sub> 18.11.95	Q <sub>2003</sub> 01.09.03 4668-М1-Т6	F <sub>1</sub> 16.04.91	F <sub>2</sub> 15.03.94	21° с.ш.	Морская вода
T	°C	371	293	297	310	-	388	351	273-355	2
pH		2.8	-	-	-	3/1	2.8	2.6	3.3-3.8	7.8
Alk	г · экв/л	-1.05	-	-	-	-1.29	-1.4	-1.8	-0.19 - -0.50	3
Cl	мм/кг	71.4	490	480	571	580.4	46.5	846.0	489-579	541
Mg	мм/кг	0,0	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,0	52.72
Ca	мм/кг	0,805	-	-	-	51.15	1.83	45.6	11.7 - 20.8	10.2
Fe	мм/кг	1470,0	-	-	-	2452,0	1490	12100	750 - 2429	0,0045
Mn	мм/кг	187,0	-	-	-	321,4	174	3280	699 - 1002	0,0013
Zn	мм/кг	-	-	-	-	30,7	-	-	40 - 106	0,028
Cu	мм/кг	-	-	-	-	11,8	-	-	<0.02 - 44	0,0033
Ag	нм/кг	-	-	-	-	0,0086	-	-	<1 - 38	0,00002
H <sub>2</sub> S	мм/кг	33,4 (max)	3,7	9,9	-	4,0	48,8	8,71	6,6 - 8,4	0,0
CH <sub>4</sub>	мм/кг	115 и 74*	-	-	-	6,0	-	-	1,9 - 55,0	-
Fe/Cl		0,0206	-	-	-	0,0042	0,032	0,0143	0,0034	-
Fe/Mn		7,8	-	-	-	7,7	8,56	3,69	1,73	-
Mn/Cl		0,0026	-	-	-	0,0055	0,037	0,0039	0,0020	-
H <sub>2</sub> S/Cl		0,44	-	-	-	0,007	0,882	0,0103	0,0149	-
Fe/H <sub>2</sub> S		0,36	-	-	-	0,61	0,0363	1,39	0,23	-
δ <sup>34</sup> S-H <sub>2</sub> S	‰	5,5	5,8	3,5	-	3,3 (среднее из 3)	6,4	6,7	1,3 - 3,4	-
δ <sup>13</sup> C-CH <sub>4</sub>	‰	-	-	-	-	-22,0 (среднее из 3)	-	-	-15,0 - -17,4	-
РОУ	мг/л	-	-	-	-	2,62	-	-	-	-
Литература		[6, 13, 14]	[1]	[1]	[1]	Данная работа	[4, 12]	[4, 12]	[15, 16]	[17]

\* Поле 1991 и 1992 [Lilley, 1992].





1991 г.	1992 г.	1994-1995 г.	2003 г.
1 □ F	8 ◻	15 ■	-
2 ▲ P	9 ▲	16 ▲	-
3 ▼ B	10 ▼	17 ▼	-
4 ◇ LA	11 ◇	18 ◆	-
5 ▲ A	12 ▲	19 ▲	-
6 ○ M	13 ⊙	20 ●	-
7 * Q	14 *	21 *	22 *
23 [шaded box]	21° пределы значений		

Рис. 3.1. Изменения концентрации  $H_2S$  и  $Cl$  во флюидах гидротермальных полей ВТП в 1991–2003 гг. в районе подводного извержения [Shanks, 2001, с добавлениями]

1 – 22 – пробы растворов с гидротермальных полей, отобранных в 1991 г. (полые значки); в 1992 г. (полузаштрихованные); в 1994–1995 гг. (заштрихованные) и в 2003 г. (звездочка); 23 – 21° с.ш. ВТП (пределы значений). Пробы с полей: F – 1, 8, 15; P – 2, 9, 16; B – 3, 10, 17; LA – 4, 11, 18; A – 5, 12, 19; M – 6, 13, 20; Q – 7, 14, 21, 22

кой долей кипения постепенно приближается к стадии типичной устойчивой циркуляционной гидротермальной системы высокосредингового хребта.

Таблица 3.4  
в диапазоне 10–20  
вместе с 1991  
В апреле 1991  
ляли 5.5‰, а на с  
рения изотопного  
30 марта ( $\delta^{34}S = 3$   
лю, показали, чт  
формирования.  
В горячем фл  
измерений) в те  
приблизившись к  
табл. 3.3).  
В целом, на ра  
блюдается слабая  
мени, прошедшег  
можно ожидать бо  
его обогащения т  
гидротермальной

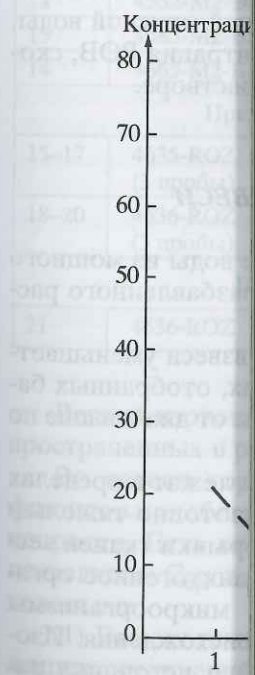


Рис. 3.2. Соотн  
флюидах гид  
влениями]  
Условные об

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ $H_2S$ РАСТВОРОВ ЧЕРНЫХ КУРИЛЬЩИКОВ

В апреле 1991 г. значения  $\delta^{34}S-H_2S$  в горячем флюиде поля Q составляли 5.5‰, а на соседних полях достигали 7.8‰. Последовательные измерения изотопного состава растворов поля Q 22 марта ( $\sigma^{34}S = 5.8‰$ ) и 30 марта ( $\delta^{34}S = 3.5‰$ ) 1994 г. [Shanks et al., 1995], т.е. с разницей в неделю, показали, что гидротермальная система еще находилась на стадии формирования.

В горячем флюиде поля Q в 2003 г. значения  $\delta^{34}S$  (в среднем из 3 измерений) в течение 25 дней работы экспедиции составили 3.3‰, приблизившись к полю значений  $\delta^{34}S-H_2S$  из растворов 21° с.ш. (рис. 3.2, табл. 3.3).

В целом, на раннем этапе формирования гидротермальной системы наблюдается слабая зависимость  $\delta^{34}S$  сероводорода от концентрации и от времени, прошедшего после извержения. С «созреванием» системы, видимо, можно ожидать более устойчивых значений  $\delta^{34}S-H_2S$  в растворе и меньшего его обогащения тяжелым изотопом  $^{34}S$  по сравнению с начальным этапом гидротермальной активности.

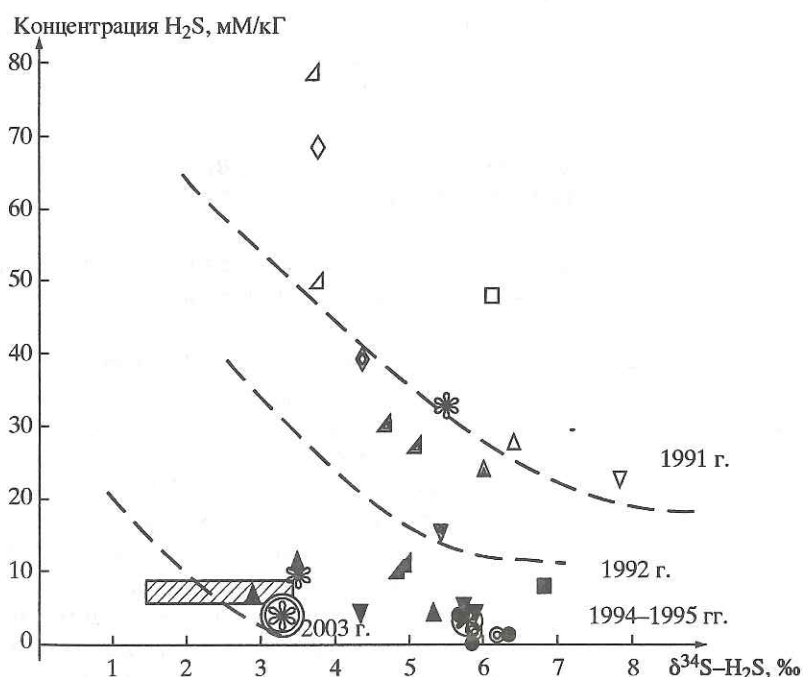


Рис. 3.2. Соотношение значений  $\delta^{34}S-H_2S$  и величин концентрации  $H_2S$  во флюидах гидротермальных полей в различные годы [Shanks, 2001, с добавлениями]

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1

### КОНЦЕНТРАЦИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МЕТАНА

Максимальная концентрация метана в горячем растворе составила 6,04 мкМ/кг (табл. 3.3). Эта величина укладывается в пределы концентраций метана для растворов 21° с.ш. ВТП. Для сравнения можно привести результаты измерения концентрации метана во флюиде «А-поле» в 1991 г. (0,115 мМ) и в 1992 г. (0,074 мМ) [Lilley et al., 1992].

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  углерода метана смещены в сторону легких величин ( $\delta^{13}\text{C} = -22,0\text{‰}$ ) по сравнению с  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  во флюидах 21° с.ш. ( $\delta^{13}\text{C} = -15,0 - 17,4\text{‰}$ ) и приближаются к наиболее изотопно-легким значениям  $\delta^{13}\text{C}$ , характерным для метана из гидротермальных растворов южных сегментов ВТП: Надир ( $\delta^{13}\text{C} = -23,9\text{‰}$ ) и Акорта ( $\delta^{13}\text{C} = -22,0\text{‰}$ ) [Von Damm, 1990; Lilley et al., 1991; Charlou et al., 1993; Lilley et al., 1993].

### КОНЦЕНТРАЦИЯ $\text{C}_{\text{орг}}$ РАСТВОРЕННОГО ВО ФЛЮИДАХ (РОВ)

Наименьшая концентрация РОВ (2,62 мг С/л) обнаружена в горячем слабо разбавленном растворе пробы 4668-М1-Тб (табл. 3.4). Во всех других пробах концентрация РОВ варьирует от 3,19 до 4,37 мг С/л. Максимум обнаружен в растворе мощного теплого источника (проба 4623-М2-Тб), окруженного плотным биологическим сообществом. Рост концентрации РОВ в горячих растворах, очевидно, связан с количеством окружающей морской воды, захваченной при отборе проб. В теплом источнике концентрация РОВ, скорее всего, определяется процессами синтеза  $\text{C}_{\text{орг}}$  в самом растворе.

### КОНЦЕНТРАЦИЯ $\text{C}_{\text{орг}}$ ВО ВЗВЕСИ ИЗ РАСТВОРА И ЗНАЧЕНИЯ $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ ВЗВЕСИ

Максимальное количество взвеси обнаружено в пробе воды из мощного теплого источника (4623-М2-Тб) и в пробе из наименее разбавленного раствора (4668-М1-Тб).

В придонных водах в зоне черных дымов количество взвеси уменьшается на 2 порядка величин, а в прозрачных придонных водах, отобранных батометрами Нискина комплекса «Rozette» на глубинах 170 м от дна и выше по профилю, концентрация взвеси не превышает 1.3 мг/л.

Значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси из проб придонной воды лежат в пределах от  $-11,5\text{‰}$  до  $-23,1\text{‰}$ . Следовательно, в составе проб с изотопно-тяжелым  $\text{C}_{\text{орг}}$  преобладают симбиотрофные микроорганизмы и обрывки тканей вентиментифер ( $\delta^{13}\text{C} = -9 - 11,5\text{‰}$ ), в других пробах – планктогенное органическое вещество ( $\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$ ), свободноживущие микроорганизмы ( $\delta^{13}\text{C} \sim -25\text{‰}$ ) и органическое вещество смешанного происхождения. Изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из раствора мощного теплого источника равен  $-25,4\text{‰}$ . Вокруг этого источника, как уже упоминалось, обитают все представители местного гидротермального сообщества, от микробов и вентиментифер до моллюсков, крабов и полихет, с широким диапазоном  $\delta^{13}\text{C}$  углерода биомассы различных представителей этого сообщества от  $-9\text{‰}$  до  $-35\text{‰}$  [Леин и др., 2001].

Таблица 3.4. Концентрации и значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси

№ п/п	№ пробы
1	4626-М2-Тб
2	4632-М2-Тб
3	4637-М2-Тб
4	4642-М2-Тб
5	4655-М2-Тб
6	4668-М1-Тб
7	4671-М2-Тб
8	4622-М1-Тб
9	4623-М2-Тб
10	4631-М1-Тб
Пр	
11	4626-М2-Бн
12	4332-М2-Бн
13	4655-М2-Бн
14	4665-М2-Бн
Придонн.	
15-17	4635-ROZ (3 пробы)
18-20	4636-ROZ (3 пробы)
Придн.	
21	4636-ROZ

Легкий изотопный пространственных в райо

Во взвеси горячи флюидов колеблется непросто. Есть неско но-легкого  $\text{C}_{\text{орг}}$  в гор тельными.

(1) Высокотемпер жущих соединений со что может приводить держащих соединений Berndt, 1999].

(2) Участие преобр ства, погребенного по

Таблица 3.4. Концентрация взвеси в пробах воды гидротермальных полей 9°50,7–9°50,9 с.ш. и значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из растворов и придонной воды

№ п/п	№ пробы	Концентрация взвеси, мг/л	Вес взвеси на GF/F, мг	Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси, %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси, ‰
Горячие флюиды «черных курильщиков»					
1	4626-M2-ТБ	250.0	32.5	0.024	-40.7
2	4632-M2-ТБ	108.6	38.0	0.075	-43.6
3	4637-M2-ТБ	204.0	30.6	—	-42.7
4	4642-M2-ТБ	309.0	30.9	0.05	-40.3
5	4655-M2-ТБ	97.5	39.0	0.013	-48.0
6	4668-M1-ТБ	632.0	31.6	0.047	-38.0
7	4671-M2-ТБ	301.0	30.1	0.045	-36.7
Теплые растворы из муаров					
8	4622-M1-ТБ	115.7	34.7	—	-41.3
9	4623-M2-ТБ	707.5	56.6	—	-25.4
10	4631-M1-ТБ	159.1	36.6	—	-46.5
Придонная вода в зоне «черных курильщиков»					
11	4626-M2-БН	6.0	30.0	—	-11.6
12	4332-M2-БН	6.7	30.7	—	-21.8
13	4655-M2-БН	5.7	28.4	—	-13.8
14	4665-M2-БН	7.4	29.6	—	-23.1
Придонная вода на глубине 170–720 м от дна над полем Q					
15–17	4635-ROZ (3 пробы)	1.14–1.31	—	—	—
18–20	4636-ROZ (3 пробы)	1.17–1.18	—	—	—
Придонная вода за пределами поля, глубина 2617 м					
21	4636-ROZ	1.25	—	—	—

Легкий изотопный состав углерода имеет биомасса тканей широко распространенных в районе 9° с.ш. моллюсков *Bathymodiolus thermophilus*.

Во взвеси горячих флюидов значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из горячих флюидов колеблются от -36,7 до -48,0‰. Объяснить такие данные очень непросто. Есть несколько возможных путей образования такого изотопно-легкого  $\text{C}_{\text{орг}}$  в горячих растворах, но все они являются предположительными.

(1) Высокотемпературные абиогенные процессы синтеза углеродсодержащих соединений сопровождаются изотопным кинетическим эффектом, что может приводить к существенному обеднению изотопом  $^{13}\text{C}$  углеродсодержащих соединений ( $\delta^{13}\text{C} = -25 - -50\text{‰}$ ) [Алексеев и др., 1978; Horita, Berndt, 1999].

(2) Участие преобразованного в процессе пиролиза органического вещества, погребенного под свежими базальтами биологического сообщества,

функционировавшего до апреля 1991 г. в районе 9–10° с.ш. ВТП [Haymon et al., 1993; Shank et al., 1998].

(3) Подповерхностная микробная биосфера с очень низкими скоростями процессов, жизнедеятельность которой приводит к значительному фракционированию изотопов углерода метана и уголекислоты, поступающих на дно в составе флюидов.

Анализ материала показал, что смена циклов гидротермальной деятельности в районе 9°50 с.ш. ВТП связана исключительно с изменениями во времени вулканической активности, т.е. с опустошением внутрикоревой магматической камеры в параксизмальный период, с обрушением кровли камеры и с образованием каналов для движения гидротермальных растворов. Продолжительность гидротермального цикла определяется скоростью заполнения магматической камеры базальтовым расплавом. Роль тектонического цикла в развитии гидротермальной активности на исследованном высоко-спрединговом (~11–12 см/год) отрезке ВТП не прослеживается.

За 12 лет формирования новой циркуляционной гидротермальной системы горячие диффузные истечения флюида из трещин в базальтовых лавах сменились фокусированными выходами горячих растворов через каналы гидротермальных сульфидных построек.

В составе горячих растворов поля Q с 1991 г. по 2003 г. на порядок величины уменьшилась концентрация  $H_2S$ , но выросло содержание Cl, Fe и Mn, достигнув величин, характерных для растворов «зрелой» гидротермальной системы 21° с.ш. Такой характер изменения состава раствора может интерпретироваться как исчезновение зоны подповерхностного кипения внутри гидротермальной системы. При этом отношение Fe/ $H_2S$  в изливаемом растворе выросло в 1,7 раз (с 0,36 до 0,61), с чем связано исчезновение обширных полей (~60 м<sup>2</sup>) микробных матов на гидротермальных полях в 2003 г. (снижение концентрации  $H_2S$ ).

Изотопный состав серы сероводорода из раствора поля Q 2003 г. отличается от изотопного состава сероводорода из раствора начальной стадии формирования гидротермальной системы меньшим содержанием тяжелого изотопа  $^{34}S$  на 2–3‰ и приближается к средним значениям  $\delta^{34}S-H_2S$  большинства известных гидротермальных полей в океане. Не обнаружено зависимости между изотопным составом  $H_2S$  и его концентрацией в растворах. Концентрация  $H_2S$  изменяется в широком диапазоне (от 1 до 86 мМ/кг), в то время как изотопный состав серы  $H_2S$  лежит в пределах от 3 до 8‰ и при высокой и при низкой концентрации  $H_2S$ , что свидетельствует о быстрой эволюции формирующейся гидротермальной системы в первые годы ее существования. Нельзя исключить возможность того, что колебания концентрации и изотопного состава  $H_2S$  определяются существованием нескольких источников серы в растворах, в том числе и биогенного.

Концентрация метана в растворах 2003 г. была близкой к нижнему пределу концентраций метана, известных для растворов 21° с.ш. На начальных этапах формирования гидротермальной системы концентрация  $CH_4$  так же, как концентрации других газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ) во флюидах была выше на 1–2 порядка величин.

Углерод  $CH_4$  горячего флюида поля Q в пробе 2003 г. обеднен изотопом  $^{13}C$  ( $\delta^{13}C = -22,0‰$ , в среднем для 3 проб) по сравнению с метаном из раство-

ров 21° с.ш. ВТП термальных полей. Метанолерода метана может быть 5%, может быть в иде поля Q.

Впервые в растворе (end member) 6 мг С/л. Происхождение в горячих растворах существованием под

Содержание в растворе приходится от 0,01 в основном сульфидного углерода взвеси метана ( $\delta^{13}C-C_{org}$ ) взвеси из горячего флюида фактом как в случае биологических процессов взвеси подтверждаются из горячего флюида при инкубации (Т = эробного метаноки

В теплых «матрицах» против, обогащенный средним значениям симбиотрофов из того сообщества ( $\delta^{13}C$ ) преобладает биологический

Таким образом, новые исследования в районе 9°50,7 с.ш. ВТП показали, что онировал и приблизился к ВТП. Вместе с тем не поставили новые данные абигенного состава составляющей коспрединговых хребтов

Результаты исследований на рис. 3.3, на кривой тяжелым изотопом гидротермальном поле из осевых структур. Эруптивные процессы на в дополнение к а за счет (1) преобразованных под лавами, и (2) возможно, активно (пример 9–10° с.ш. В

ров 21° с.ш. ВТП и близок к значениям  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$  из растворов гидротермальных полей Южного сегмента ВТП. Разница в изотопном составе углерода метана молодого поля Q и более зрелых полей ВТП, достигающая 5‰, может быть также связана с несколькими источниками метана во флюиде поля Q.

Впервые в растворе поля Q определена концентрация РОВ. В горячем растворе (end member) содержится 2 мг С/л, а в теплых растворах – примерно 6 мг С/л. Происхождение растворенных углеродсодержащих соединений в горячих растворах пока не установлено, но тоже может быть связано с существованием подповерхностной биосферы.

Содержание взвеси в горячем флюиде составляет 632 мг/л. На долю  $\text{C}_{\text{орг}}$  приходится от 0.013 до 0.075% взвешенного материала, представленного в основном сульфидными минералами и гидроксидами железа. Органический углерод взвеси обеднен изотопом  $^{13}\text{C}$  на 16–26‰ по сравнению с углеродом метана ( $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси равно  $-36.7 - -48.0\text{‰}$ ). Изотопно-легкий состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из горячего раствора можно объяснить изотопно-кинетическим эффектом как в случае абиогенного синтеза [Horita, Berndt, 1999], так и при биологических процессах. Участие биологического материала в составе взвеси подтверждается присутствием микробных клеток (кокков) во взвеси из горячего флюида и результатами экспериментов с мечеными субстратами при инкубации ( $T = 70^\circ\text{C}$ ), позволившими выявить активные процессы анаэробного метанокисления и сульфатредукции.

В теплых «муаровых» источниках изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  из взвеси, напротив, обогащен изотопом  $^{13}\text{C}$  и приближается по величине  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  к средним значениям  $\delta^{13}\text{C}$  биомассы и свободно живущих микроорганизмов, симбиотрофов из тканей вестиментифер и других животных гидротермального сообщества ( $\delta^{13}\text{C} = -11 - -35\text{‰}$ ). Другими словами, во взвеси из «муара» преобладает биологический материал.

Таким образом, комплексные химические, микробиологические и изотопные исследования молодой формирующейся гидротермальной системы 9°50,7 с.ш. ВТП показали, что за 12 лет химический состав растворов эволюционировал и приблизился к составу растворов зрелых гидротермальных систем ВТП. Вместе с тем новые данные по циклу углерода в гидротермальной системе поставили новые вопросы, главным из которых остается вопрос о возможности абиогенного синтеза углеродсодержащих соединений и о роли биологической составляющей в общем цикле углерода гидротермальных систем высокосрединговых хребтов с погребенными гидротермальными сообществами.

Результаты исследования изотопного состава углерода метана приведены на рис. 3.3, на котором видно направленное обеднение углерода метана тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  от  $-6 - -7\text{‰}$  в изверженных породах, участвующих в гидротермальном процессе, до  $-23,5\text{‰}$  в гидротермальных флюидах полей из осевых структур ВТП, где часто происходят вулканические извержения. Эруптивные процессы могут приводить к формированию биогенного метана в дополнение к абиогенному гидротермальному метану. Это происходит за счет (1) преобразования биомассы биологических сообществ, захороненных под лавами, и (2) микробных процессов в подповерхностной биосфере, возможно, активно функционирующей в зонах повышенной сейсмичности (пример 9–10° с.ш. ВТП).



2004; Дулов и др., 2005]. На характеристике этого необычного гидротермального поля следует остановиться.

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. САХ было впервые обнаружено активное гидротермальное поле Лост-Сити с необычным химическим составом гидротермального раствора и с преимущественно карбонатной (+ брусит) минерализацией, а не с сульфатно-сульфидной, как на большинстве глубоководных гидротермальных полей в океане [Blackman et al., 2001; Kelley et al., 2001b]. Исследование этого уникального поля проводилось российскими учеными летом 2002 г. в рамках научной программы 47-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Поле Лост-Сити расположено приблизительно в 15 км от точки пересечения Срединно-Атлантического хребта (САХ) с трансформным разломом, в верхней части южного склона массива Атлантис, 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 водами, поднимающимися вдоль стен столбов. Теплые воды высачиваются также на плоских вершинах и уступах. Детальнее других была исследована крупная постройка, высотой около 60 м.

Раствор Лост-Сити отличается от растворов всех известных глубоководных гидротермальных полей низкой температурой, щелочными значениями рН и присутствием  $Mg^{2+}$  и  $SO_4^{2-}$ . 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  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  воды раствора Лост-Сити подобны  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в растворах других гидротермальных полей САХ. Количество металлов в растворе на несколько порядков величин выше их концентрации в морской воде, но существенно ниже, чем в высокотемпературных гидротермах. Повышенные концентрации  $Co$  и  $Ni$ , а также  $CH_4$  и  $H_2$  особенно характерны для гидротерм из районов серпентинитовых протрузий (Рейнбоу, Логачев). По изотопному составу углерод  $CH_4$  в растворе Лост-Сити на 3–4‰ легче метана из гидротерм Рейнбоу и Логачев.

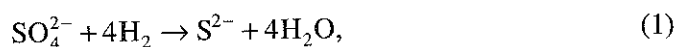
Геологические наблюдения и результаты геохимических исследований флюида позволяют считать поле Лост-Сити третьим (после полей Рейнбоу и Логачев) гидротермальным полем, обязанным своим происхождением процессам серпентинизации ультрабазитов. Преобразование глубинного горячего ( $T > 350$  °С), кислого ( $pH < 3,5$ ) рудоносного флюида, характерного для полей Рейнбоу и Логачев, в теплый ( $T = 40–75$  °С), щелочной ( $pH = 9–9,9$ ) нерудоносный восстановленный раствор Лост-Сити протекает в 2 главных зонах: (1) в зоне фазовой сепарации, где происходит выпадение металлов из глубинного флюида, и (2) в зоне интенсивного дробления пород, где формируется так называемая подповерхностная биосфера. Именно в этой зоне го-



рячий флюид, потерявший большую часть металлов, но обогащенный  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$ , смешивается с окружающей морской водой до температуры менее  $100^\circ\text{C}$  и преобразуется во вторичный смешанный раствор, с  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , 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 архей, восстанавливающих сульфат по реакции:

микроорганизмы



Образующиеся в результате ионы  $\text{OH}^-$  подщелачивают вторичный флюид до  $\text{pH} = 9,9$ .

Реальность существования зоны подповерхностной биосферы на пути движения и преобразования глубинного флюида находит свое подтверждение. Во-первых,  $\text{SO}_4^{2-}$ -ион в растворе изотопно утяжелен по сравнению с серой сульфата морской воды. Во-вторых, метан раствора изотопно легче метана флюидов полей Рейнбоу и Логачев, что также можно объяснить смешением изотопно-тяжелого абиогенного  $\text{CH}_4$  глубинного флюида и изотопно-легкого  $\text{CH}_4$ , образующегося в зоне подповерхностной биосферы в процессе микробного восстановления  $\text{CO}_2$  водородом.

Суммируя все сказанное о флюиде поля Лост-Сити, подчеркнем, 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 состав раствора и связанный с этим необычный для глубоководных гидротерм САХ минеральный парагенезис гидротермальных построек.

Еще раз подчеркнем, что имеется очень много белых пятен, касающихся концентраций и изотопного состава растворенных газов, особенно углеродсодержащих ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) и азотсодержащих ( $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ). Эти соединения наряду с  $\text{H}_2\text{S}$  являются основными донорами электронов или в случае  $\text{CO}_2$  – акцепторами электронов при биогенном (микробном) синтезе органического вещества на активных гидротермальных полях. Отсутствие или нехватка данных по изотопии S, C, N в гидротермальных растворах затрудняет интерпретацию изотопных данных по биомассе микроорганизмов и животных и может приводить к ошибкам при построении трофических структур гидротермальных сообществ.

### 3.3. БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПРОДУКЦИЯ НА АКТИВНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Открытие в 1977 г. активных гидротермальных полей почти одновременно привело к осознанию роли бактериальной (хемосинтетической) продукции в цикле углерода в океане в целом, и в частности, в питании и трофической структуре гидротермальных биологических сообществ.

Биологическим солнечной энергии океана у выхода г...  
чество публикации...  
не самую значитель...  
Как правило, микр...  
состава микроорга...  
ми методами, оста...  
кробной продукци...  
гических сообществ...  
ний восстановленн...  
термальной активн...  
Систематическ...  
простая и дорого с...  
ротермальных сист...  
растворов.

Подобные тран...  
ни (недели-месяцы...  
ном поле  $9^\circ 50'$  с.ш...  
ра вызывает резки...  
дует сказать, что та...  
смена состава раст...  
полей, расположен...  
го океана, с частым...  
ане только молодое...  
подобным осевым с...  
Со времени вых...  
оценки микробной...  
ны еще 6 активных...  
Лост-Сити) в Атлан...  
отличаются от ране...  
флюиды ( $T = 45-28$ ...  
и Лост-Сити нет...  
(табл. 3.5).

Новые находки...  
ной продукции на с...  
Каждое из изученн...  
ские особенности, с...  
сами трансформаци...  
зоны ко дну и с ряд...  
В настоящее вре...  
ным растворам сме...  
точников. В составе...  
нений, присутствую...  
рые, возможно, хар...  
но диффузных тепл...  
гидротермальной ил...

Биологическим сообществам, существование которых зависит не от солнечной энергии, а от деятельности различных микроорганизмов на дне океана у выхода горячих и теплых растворов, посвящено огромное количество публикаций и монографий. Отдельную нишу в этих публикациях, не самую значительную, к сожалению, занимают работы микробиологов. Как правило, микробиологи фокусируют свое внимание на определении состава микроорганизмов традиционными и молекулярно-биологическими методами, оставляя нерешенными вопросы, касающиеся величины микробной продукции, необходимой для возникновения и поддержки биологических сообществ на всех этапах их существования: от первых поступлений восстановленных соединений с растворами на дно до затухания гидротермальной активности.

Систематические количественные оценки микробной продукции – не простая и дорого стоящая задача, осложняющаяся нестабильностью гидротермальных систем, т.е. эволюцией химического и газового состава растворов.

Подобные трансформации могут происходить в короткие отрезки времени (недели-месяцы-годы), как было установлено недавно на гидротермальном поле 9°50' с.ш. ВТП [Von Damm, Lilley, 2004]. Эволюция состава раствора вызывает резкие изменения в структуре биологических сообществ. Следует сказать, что такая «мгновенная», по понятиям геологического времени, смена состава растворов как на 9–10° с.ш. ВТП может быть характерна для полей, расположенных в осевых зонах быстро спрединговых хребтов Тихого океана, с частыми вулканическими извержениями. В Атлантическом океане только молодое поле Брокен-Спур (<1000 лет) может быть отнесено к подобным осевым структурам.

Со времени выхода обзора, в котором были приведены количественные оценки микробной продукции [Леин, Пименов, 2002], нами были исследованы еще 6 активных полей, из них 3 в Тихом и 3 (Менез-Гвен, Лаки-Страйк и Лост-Сити) в Атлантическом океанах. Перечисленные 3 поля САХ заметно отличаются от ранее изученных. Они расположены на меньших глубинах, их флюиды ( $T = 45\text{--}280\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) обогащены газовой фазой. Над полями Менез-Гвен и Лост-Сити нет плюмов, а на самих полях нет черных курильщиков (табл. 3.5).

Новые находки заставляют еще раз вернуться к оценке величин микробной продукции на отдельных полях и в целом для Атлантического океана. Каждое из изученных полей имеет свои геолого-геохимические и биологические особенности, связанные с разницей в составе исходных пород, с процессами трансформации состава растворов по пути движения от реакционной зоны ко дну и с рядом локальных факторов.

В настоящее время острый в свое время интерес к горячим фокусированным растворам смещается в область исследования диффузных теплых источников. В составе теплых источников, помимо эндогенных газов и соединений, присутствуют микрофлора и другие органические соединения, которые, возможно, характеризуют подповерхностную биосферу. Выходы именно диффузных теплых растворов являются, как правило, местами скопления гидротермальной или фоновой фауны.

Таблица 3.5. Краткая характеристика исследованных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта

№ п/п	Поле	Широта сев.	Глубина, м	T, °C растворов (end-member)	CH <sub>4</sub> , мкМ (end-member)	Руководящая фауна
1	Менез-Гвен	37°50'	847-871	280	2150	Моллюски
2	Лаки-Страйк	37°17'	1600-1730	222	300-370	Моллюски, креветки не в изобилии
3	Рейнбоу	36°	~2320	360	2200	Рои креветок, моллюски
4	Лост-Сити	30°	700-850	45-70	130-280	Фоновая
5	Брокен-Спур	29°	~3090	350	65-130	Рои креветок, моллюски
6	ТАГ	26°	~3650	321-390	124-620	Рои креветок (моллюсков нет)
7	Снейк-Пит	23°	3460-3510	345-355	45-100	Рои креветок, моллюски
8	Логачев	14°45'	~3000	360	2310	Моллюски, в том числе <i>Caliptogena</i> у теплого источника

На всех полях работы проведены по единой комплексной методологии, включающей изотопно-геохимические, микробиологические и биогеохимические исследования с использованием радиоактивно меченых соединений (<sup>14</sup>C и <sup>35</sup>S) [Леин, Пименов, 2002].

### 3.4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И МИКРОБНАЯ ПРОДУКЦИЯ

В экосистеме индивидуального гидротермального поля с активными процессами микробного синтеза органического вещества, нами выделяется 6 основных зон:

- зона горячих слабо разбавленных флюидов (первые сантиметры от выхода фокусированного гидротермального потока  $\geq 10\%$  первичного флюида);
- зона сильно разбавленных флюидов (<10% первичного флюида);
- зона «черных дымов» (присутствует не на всех гидротермальных полях Атлантики) от 1-2 до десятков метров над выходом горячего источника;
- плум - область повышенной мутности водной толщи над гидротермальным полем;
- зона развития микробных матов и обрастаний на твердом субстрате дна;

- зона распротолжений;  
- зона диффузивных вод (waters).

Не на всех изомерах, на полях Менез-Гвен явно выраженные матах. На Лост-Сити рыхлых растворов.

С учетом нескольких основных зон:

I. Свободноживущие

- в слабо- и средне-разбавленных

- в диффузивных водах

- свободноживущие (плум);

II. Прикрепленные

- на взвеси в воде

- в составе микробных матов

III. Бактерии -

Следует упомянуть о

активных гидротермальных

термин «подводный» в качестве научного термина

верхностной биосферы

роорганизмами, донными

ры, точнее континентальным геологам, геологам

превращения органического вещества

Davis, 1962].

Раздробленность биосферы

но, способствует изучению океанского

мов необходима в биосфере

новленные соединения в рифтовых

ловиях рифтовых бассейнов синтезированные

Серьезные доказательства получены в последние

Новые интересные данные о биосфере

верхностной биосферы Biosphere at mid Ocean

Оценивать процессы в биосфере пока никто не может

нию этой биосферы. В биосфере клеток всех процессов [Whitman et al., 1990] гидротермальных

ей Срединно-

ящая фауна
, креветки не
ок, моллюски
ок, моллюски
ок (моллюс-
ок, моллюски
д, в том числе
а у теплого

методологии,  
биогеохими-  
х соединений

## ЫХ ПОЛЕЙ

тивными про-  
деляется 6 ос-

нтиметры от  
первичного

люида);  
альных полях  
источника;  
над гидротер-  
одом субстра-

– зона распространения гидротермально-осадочных («металлоносных») отложений;

– зона диффузных обычно теплых высачиваний (муары, shimmering waters).

Не на всех изученных полях присутствуют перечисленные зоны. Например, на полях Менез-Гвен и Лост-Сити отсутствуют зоны горячих дымов и явно выраженные плюмы, но широко представлены зоны развития микробных матов. На Лост-Сити (и Менез-Гвен?) нет фокусированных выходов горячих растворов.

С учетом перечисленных зон на активных полях можно выделить несколько основных форм микробной жизни.

### I. Свободноживущие микроорганизмы:

– в слабо- и сильно разбавленных фокусированных флюидах;

– в диффузных сочениях;

– свободноживущие микроорганизмы в водной толще (черные дымы, плюм);

### II. Прикрепленные формы микроорганизмов:

– на взвеси вблизи выхода источника;

– в составе микробных матов и обрастаний на дне.

### III. Бактерии – симбионты животных.

Следует упомянуть еще об одной зоне развития микроорганизмов в районе активных гидротермальных полей и за их пределами – подповерхностной. Термин «подповерхностная биосфера» (subsurface biosphere) был введен в качестве научного термина сравнительно недавно. Существование подповерхностной биосферы, населенной гетеротрофными и автотрофными микроорганизмами, давно известно исследователям континентальной литосферы, точнее континентальной гидросферы [Bastin, 1926] и особенно нефтяным геологам, геохимикам и микробиологам. Достаточно вспомнить схему превращения органического вещества в нефть по Smith et al., 1959 [цит. по: Davis, 1962].

Раздробленность океанической литосферы в рифтовых зонах, безусловно, способствует проникновению придонных вод на разную глубину в отложения океанского дна. Известно, что для жизнедеятельности микроорганизмов необходима вода, органические соединения для гетеротрофов и восстановленные соединения для автотрофов. Все это есть в подповерхностных условиях рифтовых зон, включая, возможно, готовые простые абиогенно синтезированные в гидротермальном процессе органические соединения. Серьезные доказательства существования подповерхностной биосферы получены в последние годы на уникальном гидротермальном поле Лост-Сити.

Новые интересные материалы, доказывающие существование подповерхностной биосферы, вошли в монографию 2004 г. «The Subseafloor Biosphere at mid Ocean Ridges».

Оценивать продукцию микроорганизмов в подповерхностной биосфере пока никто не берется, поскольку нет реальных подходов к изучению этой биосферы. Но ряд исследователей предполагают, что 90–94% клеток всех прокариотов находится в подповерхностной биосфере [Whitman et al., 1998]. Изучение микробных популяций и процессов в гидротермальных растворах – один из возможных путей изучения подпо-

верхностной биосферы океана. Вероятно, более полную информацию можно получить при изучении микрофлоры теплых растворов (муаров), вокруг выходов которых формируются самые обильные биологические сообщества.

### 3.5. СКОРОСТИ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ (МИКРОБНЫХ) ПРОЦЕССОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ ЭКОСИСТЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

#### СКОРОСТЬ $^{14}\text{CO}_2$ -АССИМИЛЯЦИИ

В табл. 3.6 приведены пределы значений скорости  $\text{CO}_2$ -ассимиляции в различных зонах экосистем каждого из 8 индивидуальных гидротермальных полей САХ по экспериментам с радиоактивно меченной углекислотой ( $^{14}\text{CO}_2$ ). Число экспериментов по каждой зоне варьирует на гидротермальных полях от 2–12 проб для растворов, отобранных при помощи аппаратов «Мир-1» и «Мир-2», до 500 экспериментов в пробах воды из плюма (батометры комплекса «Rozett»).

В слабо разбавленных фокусированных горячих флюидах полей Рейнбоу, Лаки-Страйк, Логачев, Брокен-Спур и ТАГ скорости  $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции минимальны и не превышают первые сотни нг С/л · сут. Безусловно, это важная информация о микробной активности, хотя и невысокой в условиях слабо разбавленного горячего раствора (пробы из герметичного титанового батометра). Наличие растворенного  $\text{C}_{\text{орг}}$  в этих пробах, данные микробиологов и изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  подтверждают присутствие в них биомассы микроорганизмов. На мелководных гидротермальных полях Менез-Гвен и Лост-Сити, на которых отсутствуют «черные курильщики», а постройки сложены преимущественно сульфатными (Менез-Гвен) или карбонатными (Лост-Сити) минералами даже в слабо разбавленных флюидах скорость  $\text{CO}_2$ -ассимиляции достигает нескольких мкг С/л · сут., т.е. она в среднем на 3 порядка выше, чем в горячих флюидах «черных курильщиков». В сильно разбавленных флюидах (муары, боковые источники и т.п.) скорости  $\text{CO}_2$ -ассимиляции увеличиваются в десятки и сотни раз, а в высачиваниях на стенках построек Лост-Сити даже в тысячи раз (табл. 3.6).

Невысокие скорости  $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции и, следовательно, невысокая бактериальная продукция в глубоководных полях с «черными курильщиками», компенсируется продукцией хемосинтеза в водной толще («плюме») над этими полями. Скорости  $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции здесь или такие же, или ниже, чем в зоне «черных дымов», но огромный объем резервуара, где происходят процессы микробного хемосинтеза и метанотрофии (200–400 м над дном) делают величину продукции  $\text{C}_{\text{орг}}$  в плюме самой значительной в экосистемах гидротермальных полей [Леин и др., 1993; Angelis et al., 1993; Леин, Пименов, 2002]. Скорость  $\text{CO}_2$ -ассимиляции в пробах донных отложений может достигать сотен мкг С/кг · сут., но этот вклад в общий пул хемосинтетической продукции очень мал из-за малой мощности донного субстрата (пленки, соскобы, нити, маты и прочее), в котором происходят активные микробные процессы [Леин и др., 2000]. Максимальные скорости  $\text{CO}_2$ -ассимиляции зарегистрированы на мелководных полях Лаки-Страйк (189 мкг С/кг · сут.) и Лост-Сити (747 мкг С/кг · сут.).

Таблица 3.6. Скорость полей

Гидротермальное поле	слабо разбавленные флюиды
Менез-Гвен	2373–3772
Лаки-Страйк	1–52
Рейнбоу	10–94
Лост-Сити	2624–5171
Брокен-Спур	10–120
ТАГ	112
Снейк-Пит	Нет проб
Логачев	172

Микробные сообщества в участках с массовыми микробными процессами (зона сильно разбавленных флюидов) в этих условиях могут быть связана с подпо-

Таблица 3.6. Скорость  $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции в разных зонах экосистемы гидротермальных полей

Гидротермальное поле	Скорость $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции, нг С/л · сут.					Ссылки
	слабо разбавленные флюиды	сильно разбавленные флюиды	зона черных дымов	плюм в водной толще	микробные сообщества на твердом субстрате дна	
Менез-Гвен	2373–37721	11183	Нет зоны	Нет проб	Нет проб	Данная работа
Лаки-Страйк	1–52	Нет проб	640–1500	Нет проб	830–189 000	Данная работа
Рейнбоу	10–94	1250	30–10200	80–1100	700–2800	Пименов и др., 2000; Леин, Пименов, 2002; данная работа
Лост-Сити	2624–5171	1 800 000–3 800 000	Нет зоны	Нет плюма	2800–747 000	Леин и др., 2004; Дулов и др., 2005
Брокен-Спур	10–120	2822–3760	49–170	380–650	1200–1700	Леин и др., 1997; данная работа
ТАГ	112	1800–3760	15–570	384–649	300–3200	Леин и др., 1993; Леин и др., 1997; данная работа
Снейк-Пит	Нет проб	170	Нет проб	2–11	600	Гальченко, 2002; данная работа
Логачев	172	1620	Нет проб	116–2050	300–2400	Пименов и др., 2000; данная работа

Микробные сообщества на твердом субстрате отобраны главным образом в участках с массовым поселением фауны вокруг выходов теплых источников (зона сильно разбавленных растворов). Не исключено, что часть микроорганизмов в этих сообществах (гетеротрофных и автотрофных) может быть связана с подповерхностной биосферой. Существование подповерхностной

стной биосферы в районе поля Лост-Сити доказывается нами и зарубежными коллегами в ряде публикаций последних 5 лет [Kelley et al., 2001b; Леин и др., 2002; Леин и др., 2004; Дулов и др., 2005; Kelley et al., 2004].

Важно отметить еще один факт. На постройках поля Лост-Сити найдены многочисленные фораминиферы с карбонатными раковинами, их размеры колеблются от 20 до 100 мкм.

Вероятно, эти животные используют богатые микробной биомассой (обрастания, маты, свободно живущие микроорганизмы) поверхности построек Лост-Сити с омывающими их теплыми растворами, в качестве своеобразных «пастбищ». Предстоит еще уточнить тип питания этих животных: гетеротрофный или, что менее вероятно, симбиотрофный.

### СКОРОСТЬ CH<sub>4</sub>-ОКИСЛЕНИЯ

Интересные данные получены в последние годы по скорости CH<sub>4</sub>-окисления в различных зонах экосистем гидротермальных полей (табл. 3.7). В этих экспериментах отдельно определялось количество новообразованной CO<sub>2</sub> и отдельно скорость образования углерода биомассы и экзометаболитов (δ/м+экзом.). Во всех случаях более 50% углерода, а иногда до 90% переходит в биомассу и экзометаболиты.

Таблица 3.7. Скорость окисления метана (пределы) в разных зонах экосистемы гидротермальных полей

Гидротермальное поле	Скорость CH <sub>4</sub> -окисления, нл С/л · сут.					Ссылки
	слабо разбавленные флюиды	сильно разбавленные флюиды	зона черных дымов	плюм в водной толще	микробные сообщества на твердом субстрате дна	
Менез-Гвен	Нет определений	3287–25301,9	Нет зоны	Нет плюма	Нет определений	Данная работа
Лаки-Страйк	10–100	Нет определений	150–380	Нет определений	1800–74000	Данная работа
Рейнбоу	Не обнаружено	3.0–110.0	0.15–12.7	< 0.1	2.3–1700	Пименов и др., 2000; данная работа
Лост-Сити	Нет определений	34–61	Нет зоны	Нет плюма	1300–22300	Леин и др., 2004; Дулов и др., 2005
ТАГ	Нет определений		60	< 0.1	0.3–4.0	Леин и др., 1993; Леин и др., 1997

На полях с «циклами» метанотная продукция, обр... ка величин меньше... ной (по <sup>14</sup>CO<sub>2</sub>-асси... нов и др., 2000]. Н... не сохраняется на м... ле Менез-Гвен с вл... рацией CH<sub>4</sub> в ге... (≈ 2150 мкм CH<sub>4</sub>/к... бавленных раство... общая скорость... достигает 25 мг... (табл. 3.7), что со... симальной продук... за (37,7 мкл CH<sub>4</sub>/л... рах этого поля. В... ководного поля... близкими концен... (2200 мкм/кг) ма... рость метанокисл... всего 0.110 мкл... (табл. 3.7). Таким... сти микробных пр... ассимиляции и CH... следовательно, ве... ной продукции хем... нотрофии зависят... поля: чем больше... личины микробно... (табл. 3.6–3.7).

Таким образом... дается различный... риальную продук... и фокусированны... продукция создает... ственно с диффузи... ет, основная масс... высачивания раст... ках построек, нап... стигать 60 м, а ди... направлены на ре... микробного синте... водных полях СА... лят широкое разви... ресечения Средин... формными разлом

На полях с «черными курильщиками» метанотрофная первичная продукция, обычно на 3 порядка величин меньше хемоавтотрофной (по  $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции, Пименов и др., 2000]. Но эта тенденция не сохраняется на мелкоководном поле Менез-Гвен с высокой концентрацией  $\text{CH}_4$  в горячем флюиде ( $\approx 2150$  мкм  $\text{CH}_4/\text{кг}$ ). В сильно разбавленных растворах Менез-Гвен общая скорость  $\text{CH}_4$ -окисления достигает 25 мг/л  $\text{CH}_4/\text{л} \cdot \text{сут.}$  (табл. 3.7), что сопоставимо с максимальной продукцией хемосинтеза (37,7 мкл  $\text{CH}_4/\text{л} \cdot \text{сут.}$ ) в растворах этого поля. В растворах глубоководного поля Рейнбоу, где с близкими концентрациями  $\text{CH}_4$  (2200 мкм/кг) максимальная скорость метаноокисления составляет всего 0.110 мкл  $\text{CH}_4/\text{л} \cdot \text{сут.}$  (табл. 3.7). Таким образом, скорости микробных процессов ( $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции и  $\text{CH}_4$ -окисления) и, следовательно, величина микробной продукции хемосинтеза и метанотрофии зависят от глубины, на которой расположены гидротермальные поля: чем больше глубина и выше  $T^\circ\text{C}$  первичного флюида, тем меньше величины микробной продукции во всех выделенных зонах экосистем (табл. 3.6–3.7).

Таким образом, для глубоководных и для мелкоководных полей наблюдается различный вклад отдельных зон экосистемы поля в общую бактериальную продукцию хемосинтеза. На полях с «черными курильщиками» и фокусированными горячими потоками флюида основная микробная продукция создается в зоне «плюма». На мелкоководных полях, преимущественно с диффузной разгрузкой флюида, над которыми плюм отсутствует, основная масса первичной продукции хемосинтеза создается в зонах высачивания растворов и на поверхности дна, в первую очередь, на стенках построек, например, построек Лост-Сити, высота которых может достигать 60 м, а диаметр – 20 м. Дальнейшие исследования должны быть направлены на решение вопроса о сопоставимости масштаба процессов микробного синтеза в целом (по всем зонам) на глубоководных и мелкоководных полях САХ, поскольку геолого-геофизические предпосылки сулят широкое развитие в океане полей подобных Лост-Сити, в районах пересечения Срединно-Атлантического хребта с многочисленными трансформными разломами.

Таблица 3.8. Суммарная микробная продукция на среднем активном гидротермальном поле [Леин, Пименов, 2002]

Экосистемы активных полей (зоны)	Продукция, мг $\text{C}/\text{м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-2}$
Слабо разбавленные флюиды ( $\geq 10\%$ первичного раствора, 6 полей)	0.0175
Сильно разбавленные флюиды ( $< 10\%$ первичного раствора, 10 полей, $h \approx 0.1$ м)	4.421
Зона черных дымов, водная толща ( $h \approx 10$ м)	0.600
Бактериальные обрастания ( $h = 0.001$ м), 6 полей	10.800
Гидротермально-осадочные отложения (7 полей, $h = 0.5$ м)	14.870
Плюм, водная толща ( $h = 200 - 400$ м, 13 полей)	244.000
Итого	274.879



На сегодняшний день имеющиеся у нас новые материалы не могут существенно изменить средние величины микробной продукции хемосинтеза и метанотрофии на активных гидротермальных полях САХ.

В табл. 3.8 приведены величины микробной продукции с учетом всех зон экосистемы на среднем активном глубоководном гидротермальном поле с черными курильщиками.

Общая продукция по этим данным составила  $275 \text{ мг С/м}^{-2} \cdot \text{сут.}^{-1}$ . Для оценки общей продукции на мелководных гидротермальных полях типа Менез-Гвен и Лост-Сити необходимы результаты дополнительных исследований, проведенных в рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе-сентябре 2005 г.