

## ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ И ПОРОВЫХ ВОД В РАЙОНЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ НА БАЙКАЛЕ (бухта Фролиха)

Л.З. Гранина, Ж. Клеркс\*, Е. Каллендер\*\*, М. Леермакерс\*\*\*, Л.П. Голобокова

*Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\* International Bureau of Environmental Studies, Brussels, Belgium*

*\*\* U.S. Geological Survey, Reston, USA*

*\*\*\* Vrije Universiteit Brussel, Belgium*

Выявлены особенности физико-химических и окислительно-восстановительных условий в осадках, состава отложений и поровых вод в районе гидротермального проявления на Байкале, расположенного в бухте Фролиха. Полученные результаты свидетельствуют о существовании единого очага субаквальной и субаэральной (в одноименном наземном источнике) разгрузки в этом районе. Наиболее убедительным показателем общности их генезиса служат отношения стабильных изотопов кислорода и водорода. Изотопный состав указывает на метеорное происхождение поровых вод, однако в их составе прослеживается некоторое влияние глубинных вод, которые могут просачиваться через зоны повышенной проницаемости в местах тектонических нарушений. Поровые воды в районе гидротермального выхода имеют повышенную минерализацию и специфический состав, однако в отличие от пресноводных геотермальных озер Восточно-Африканского рифта и Северной Америки, гидротермальная разгрузка на дне Байкала не оказывает существенного влияния на состав озерной воды.

*Осадки, поровые воды, гидротермальная разгрузка, стабильные изотопы, химический состав, макро- и микрокомпоненты, бухта Фролиха, Байкал.*

## BOTTOM SEDIMENTS AND PORE WATERS NEAR A HYDROTHERMAL VENT IN LAKE BAIKAL (Frolikha Bay)

L.Z. Granina, J. Klerkx, E. Callender, M. Leermakers, and L.P. Golobokova

We discuss the redox environments and the compositions of bottom sediments and sedimentary pore waters in the region of a hydrothermal vent in Frolikha Bay, Lake Baikal. According to our results, the submarine vent and its companion nearby spring on land originate from a common source. The most convincing evidence for their relation comes from the proximity of stable oxygen and hydrogen isotope compositions in pore waters and in the spring water. The isotope composition indicates a meteoric origin of pore waters, but their major- and minor-element chemistry bears imprint of deep water which may seep through permeable faulted crust. Although pore waters near the submarine vent have a specific enrichment in major and minor constituents, hydrothermal discharge at the Baikal bottom causes a minor impact on the lake water chemistry, unlike the case of freshwater geothermal lakes in the East-African Rift and North America.

*Sediments, pore waters, hydrothermal vent, stable isotopes, chemical composition, major and minor elements, Frolikha Bay, Lake Baikal*

## ВВЕДЕНИЕ

Обнаружение гидротерм в рифтовых зонах срединно-атлантических хребтов заставило искать аналогичные явления в рифтах, находящихся на суше и скрытых толщей пресной воды, но пресноводные озера в рифтовых зонах еще недостаточно изучены [Биология..., 2002]. Однако известно, что гидротермальная активность в пресноводных геотермальных озерах Восточно-Африканского рифта и Северной Америки оказывает существенное влияние на биологические сообщества и химический состав воды в этих водоемах [Klump et al., 1988; Tiercelin et al., 1989; Collier et al., 1993].

На Байкале очаг подводной гидротермальной разгрузки с температурой воды до 16 °С открыт 15 лет назад в бухте Фролиха (Северный Байкал) [Crane et al., 1991]. Он расположен на дне каньона в месте пересечения регионального краевого разлома и разлома, тянущегося вдоль долины р. Фролиха. Вблизи гидротермального выхода отмечена высокая активность метанпродуцирующих и метанооксиляющих бактерий, обнаружены покрывающие дно бактериальные маты, в которых основным видом является бесцветная серобактерия *Thioploca* [Гебрук и др., 1993; Намсараев и др., 2002]. Район изобилует губками, хирономидами, придонной фауной планарий, гаммарид, а также питающейся ими ихтиофауной. Здесь впервые для пресноводных экосистем открыто уникальное донное сообщество, основанное на бактериальном биохемосинтезе, строящее свое органическое вещество из углерода биогенного метана [Кузнецов и др., 1991]. Возраст этого метана 7—10 тыс. лет, поэтому гидротермальные выходы такого рода могли играть важную роль в развитии уникального фаунистического комплекса Байкала, служа убежищем для видов при изменении климатических условий в течение длительной истории озера [Grachev et al., 1995].

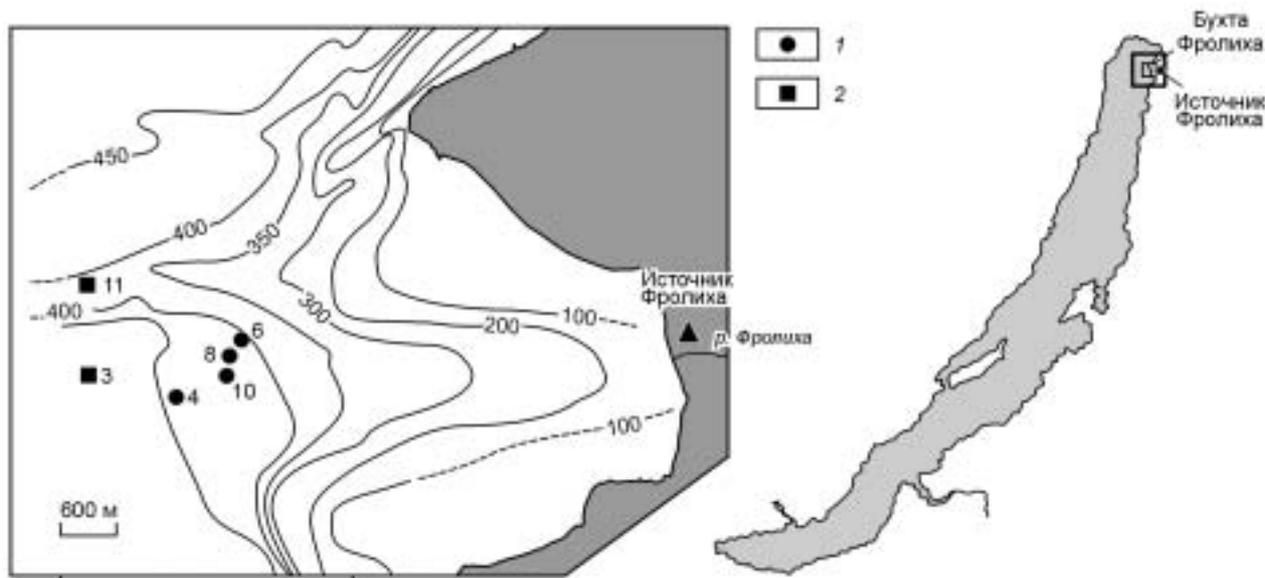
Тепловой поток из дна достигает в зоне разгрузки максимальной для озера величины, а придонные воды имеют повышенные температуру и электропроводность [Голубев, 1993]. По мнению геофизиков, приуроченность положительных вертикальных градиентов в придонной воде к участкам дна со сверхвысокими тепловыми потоками однозначно свидетельствует о том, что гео- и гидротермальные аномалии обусловлены субаквальной разгрузкой термальных вод. Такая разгрузка должна находить свое отражение в особенностях геохимии осадков и поровых вод. В настоящей работе представлены данные, касающиеся этого вопроса, а также обсуждается возможность влияния субаквального гидротермального проявления на состав байкальской воды.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Керны донных осадков длиной до 20 см были отобраны в бухте Фролиха в соответствии с координатами, полученными в 1991 г. в ходе визуального наблюдения за гидротермальными выходами на дне бухты с подводного аппарата „Пайсис“. Для отбора использовали трубку „Бентос“. Исследованы четыре станции в районе гидротермального выхода (ст. 4, 6, 8, 10) и две контрольные станции (ст. 3, 11) вблизи него (рис. 1). Станции 6, 8, 10 являются „очагом гидротермальной разгрузки № 1“, который характеризуется максимальным для Байкала кондуктивным тепловым потоком  $37\,000\text{ мВт/м}^2$  и максимальной сверхадиабатической температурой придонного слоя  $0.15\text{ }^\circ\text{C}$  [Голубев, 2002, с. 9]. Следует отметить, что приведенная величина значительно выше опубликованного ранее максимального значения теплового потока ( $7900\text{ мВт/м}^2$  [Голубев, 1993]).

Сразу после отбора из осадков были отжаты поровые воды (ПВ) через систему фильтров (размер пор  $0.22\text{ мкм}$ ) в шприцы в соответствии с методикой [Jahnke, 1988], позволяющей избежать контакта с воздухом. На ст. 10 осадки преимущественно песчаные с включениями крупной гальки, которые невозможно отобрать трубкой. Эти отложения были отобраны дночерпателем, а ПВ получены отсасыванием на воронке Бюхнера под слабым вакуумом. Одновременно с получением ПВ во влажных образцах были измерены pH и окислительно-восстановительный потенциал осадков (Eh) комбинированным стеклянным и пластинчатым платиновым электродами соответственно. Измерения выполнены на pH-метре „Orion“ производства США с погрешностью  $0.02$  единицы pH.

Поровые воды сразу после получения были помещены в пластиковые контейнеры и подкислены  $\text{HNO}_{3\text{конц}}$  марки ОСЧ. Их элементный состав проанализирован методами ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой), ICP-AES, пламенной атомно-абсорбционной спектроскопии в лабораториях Музея Центральной Африки и Свободного Университета Брюсселя (Бельгия). Погрешность определений не превышала 1 %. Анионный состав ПВ определяли на борту судна методом ВЭЖХ с использованием микроколоночного хроматографа „Милихром А-02“; относительная погрешность анализов не более 7 % [Барам и др., 1999]. Правильность анализов проверяли по балансу катионов и анионов.



**Рис. 1. Расположение района гидротермального проявления в бухте Фролиха (Северный Байкал).**

На врезке — схема бухты Фролиха; изолинии показывают глубину воды в бухте (м). Номерами отмечено расположение исследованных станций: 1 — в районе гидротермального выхода, 2 — контрольные.

Изотопный состав ПВ (стабильные изотопы кислорода и водорода) определен в лаборатории Геологической службы США, согласно [Seal, Shanks, 1998].

Помимо осадков на 26 станциях в бухте Фролиха были отобраны пробы воды в 1.5 (придонная вода), в 20 и 50 м над дном, а также воды р. Фролиха, впадающей в залив, и одноименного наземного источника (см. рис. 1). Их ионный состав был исследован теми же методами, что и поровые воды.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Характеристика осадков.** Осадки на контрольных станциях (ст. 3, 11) представлены мелким алевритом с примесью диатомового ила. Они имеют полужидкий коричнево-желтый окисленный слой мощностью 2—3 см. Осадки в районе гидротермального выхода характеризуются следующими особенностями.

*Ст. 6:* на поверхности вода—дно — жидкий светло-серый ил. Глубже 6 см — черный плотный сажистый ил (обильные включения гидротроилита), более темный с глубиной горизонта; местами в нем имеются светлые пятна. Сильный запах сероводорода. Примесь песка. На воздухе осадок быстро меняет черный цвет на бурый, темно-серый — на светло-серый.

*Ст. 8:* осадки представлены светло-серым обводненным алевритом. В интервале от 3 до 6.5 см крупный и мелкий черный песок с включениями зерен кварца. Ниже — черный алеврит, обильны включения слюды. Запах сероводорода.

*Ст. 10:* с поверхности — тонкий темно-серый ил, сильно промыт; начиная с горизонта 3 см — крупный песок с крупной (до 5—7 см) галькой. Запах сероводорода.

На контрольных станциях осадки окислены на поверхности раздела вода—дно, среднее значение Eh 335 мВ; в районе гидротермального выхода они преимущественно восстановлены с поверхности, среднее значение Eh –25 мВ (табл. 1). Значения pH меняются от 7.3 до 8.0 на контрольных станциях, от 7.6 до 8.8 на станциях в районе гидротермального проявления. Они имеют тенденцию к увеличению с глубиной горизонта; наиболее высокие pH отмечены на ст. 6. В среднем pH осадков в данном районе несколько выше, чем в целом по Байкалу.

**Состав твердой фазы.** Химический состав осадков в районе гидротермального выхода существенно отличается от такового на контрольных станциях (рис. 2). В них понижены концентрации биогенных элементов (С, N) (см. рис. 2, а), что, вероятно, связано со значительной примесью песка. Этой же причиной можно объяснить заметное обогащение осадков Sr, Ba и всеми макрокомпонентами (кроме Mg) (см. рис. 2, в, г). Кроме того, в осадках мало диатомового материала либо его нет совсем, поэтому отсутствует разбавляющее влияние биогенного кремнезема, весьма ощутимое в отложениях Северной котловины озера. Поскольку осадки восстановлены с поверхности (см. табл. 1), в них не происходит характерное для Байкала диагенетическое накопление оксидов Fe и Mn, явно выраженное на контрольных станциях. Соответственно концентрации Fe, Mn, а также сопутствующих малых элементов (Ni, Co, Cu и др.) в осадках гидротермального выхода заметно понижены (см. рис. 2, б).

**Состав поровых вод.** *Макрокомпоненты.* Сумма ионов (СИ) в ПВ контрольных станций составляет в среднем 110 мг/л, тогда как в осадках гидротермального выхода ПВ существенно обогащены макрокомпонентами и характеризуются повы-

Таблица 1. Характеристики исследованных осадков: окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и pH

Станция, горизонт, см	pH	Eh, мВ
<i>Контрольные станции</i>		
Ст. 3		
0—1	7.94	225
5—7	8.01	–45
25—27	7.81	–80
Ст. 11		
0—1	7.73	445
1—3	7.72	—
3—5	7.26	80
25—27	7.83	–15
<i>Станции в районе гидротермального выхода</i>		
Ст. 4		
0—1	—	70
1—3	7.81	—
3—5	—	95
5—7	—	–30
Ст. 6		
2—3	7.61	–45
8—9	8.46	–250
12—13	8.84	–160
Ст. 8		
0—1	7.80	–80
2—3	7.93	–70
8—9	8.11	–45
Ст. 10		
0—1	—	–35
2—4	—	–45

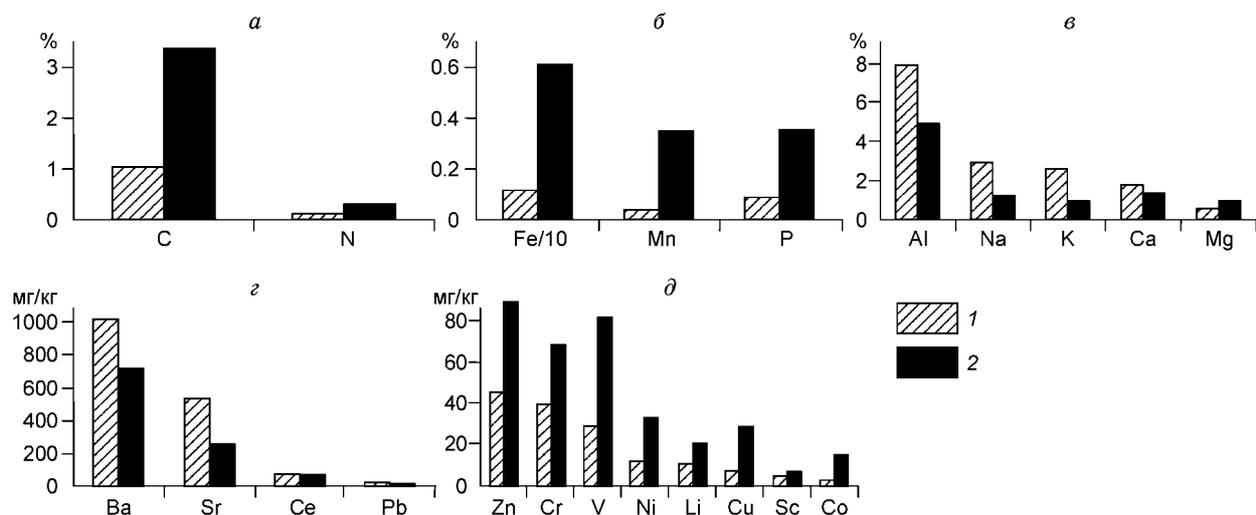


Рис. 2. Средний состав осадков в районе гидротермального выхода (1) и на контрольных станциях (2).

a—д — пояснения см. в тексте.

шенной (до 1134 мг/л, ст. 6) суммой ионов (табл. 2). Градиенты СИ на контрольных станциях не превышают 1.3 мг/л на сантиметр, а в районе гидротермального выхода они достигают 13—55 мг/л на сантиметр, свидетельствуя об интенсивном подтоке минерализованных вод.

Повышение СИ в поровых водах на ст. 4, 6, 8 происходит за счет гидрокарбонатов, ионов Na и хлора (см. табл. 2), что подтверждено высокими значениями соответствующих коэффициентов корреляции: от 0.95 до 1. На этих станциях, в отличие от контрольных, концентрации ионов  $\text{Na}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$  коррелируют между собой (табл. 3). На ст. 10 для пары Na—Cl связь сильнее, а для пары Na— $\text{HCO}_3^-$  слабее, чем на других станциях. Здесь в верхнем горизонте (0—1 см) отмечена прямая связь катионов с сульфатами: высокое содержание сульфатов уравнивается соответствующим повышением концентраций всех катионов. На других станциях обогащение ПВ сульфатами не наблюдается (см. табл. 2).

Таким образом, на исследованных в районе гидротермального выхода станциях установлено влияние минерализованных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод, резко повышающее сумму ионов в ПВ. На ст. 10 в песчаном прослое непосредственно вблизи поверхности раздела вода—дно отмечены сульфатные кальциево-магниевые-калиевые воды (см. табл. 2). На нижнем горизонте ст. 10 происходит менее существенное повышение СИ, но уже преимущественно за счет ионов  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  (в меньшей степени  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ).

**Микрокомпоненты.** На ст. 6 ПВ заметно обогащены Ba, Sr, Sc, Zn; на ст. 6, 8 повышены концентрации Mo, Cr, W, Be, As, Nb (рис. 3). В верхнем горизонте ст. 4 отмечена высокая (5.9 мг/л) концентрация бром-иона — элемента, не характерного для ПВ Байкала. В то же время в ПВ из района гидротермального выхода понижены концентрации Mn, Fe, Ce по сравнению с контрольными станциями.

Обогащение поровых вод Ba и Sr может происходить в соответствии с относительно повышенным содержанием этих элементов в осадках (см. рис. 2, г). Для Cu, Ni, Co, Sc и Pb обогащение ПВ отсутствует, либо оно крайне незначительно (см. рис. 3), что согласуется с малым содержанием этих элементов в твердой фазе отложений (см. рис. 2, г, д). Что касается Mn, то пониженные концентрации в осадке (см. рис. 2, б) соответственно приводят к низкому содержанию его в ПВ в районе гидротермального выхода по сравнению с контрольными станциями (см. рис. 3). С другой стороны, восстановительные условия могут способствовать образованию здесь специфических аутигенных минералов Fe и Mn. Прежде всего обильно образуются сульфиды железа: осадки имеют сильный запах сероводорода; отдельные прослои отличаются черным сажистым цветом (гидротроилит), который при окислении на воздухе быстро переходит в бурый. Оценки уровня насыщения ПВ относительно новых минеральных фаз [Callender, Granina, 1992] показали возможность образования аутигенных сидерита и родохрозита, не типичных для донных отложений Байкала, а также сульфидов никеля и цинка. Анализ осадков методом сканирующей электронной микроскопии с микрозондированием (SEM/EDAX) подтвердил наличие в них зерен фрамбоидального пирита и родохрозита. Таким образом, концентрация ряда ионов в ПВ из осадков в районе гидро-

Таблица 2. Ионный состав поровых вод из осадков в районе гидротермального проявления (ст. 4, 6, 8, 10) и на контрольных станциях (ст. 3, 11). Концентрации в мг/л

Станция	Горизонт, см	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	СИ
4	0.5	12.3	1.8	8.5	1.5	68	0.7	3.1	96
	2	15.2	2.4	9.1	1.3	79	1.2	2.6	111
	4	15.3	2.4	9.4	1.5	81	0.8	2.6	112
	6	15.3	2.4	10.1	1.2	84	1.2	1.1	116
	10	16.2	2.6	17.5	1.6	108	1.8	He обн.	148
	14	18.4	3.0	40.0	1.7	173	3.2	1.2	240
	18	20.0	3.3	61.0	2.0	230	5.2	1.3	322
6	0.5	16.9	3.4	17.9	1.2	85	15.0	6.4	146
	2.5	18.0	4.2	30.7	2.1	150	5.7	1.2	212
	4.5	22.8	9.3	113.9	2.3	405	10.1	0.6	564
	8.5	28.6	11.8	166.7	2.9	568	12.8	He обн.	791
	12.5	29.9	12.9	202.7	3.3	660	16.9	»	926
	14.5	32.1	15.2	246.4	5.4	810	14.9	3.1	1127
	18.5	31.3	14.9	252.9	7.3	789	30.8	7.7	1134
8	0.5	13.1	2.2	21.4	1.3	98	3.9	5.7	145
	2.5	10.7	1.7	26.4	1.2	111	2.2	1.0	154
	4.5	13.0	2.2	26.8	1.3	120	2.6	0.9	167
	8.5	15.3	2.6	52.4	1.7	194	3.8	He обн.	270
	12.5	16.6	2.8	69.2	1.6	238	5.0	0.5	334
	16.5	13.2	2.0	75.2	1.4	242	4.9	1.1	340
10	0.5	91.2	19.7	17.5	9.2	62	6.9	290*	497
	3	18.9	4.8	13.4	2.1	76	1.6	33*	150
	5	14.7	4.1	9.6	1.3	68	0.9	18*	117
	7	12.2	3.5	10.7	1.7	72	0.9	8.9*	110
	9	13.0	4.2	28.3	3.4	86	12.7	24*	171
11	2	16.0	2.5	5.9	1.4	72	0.6	4.4	103
	4	17.1	2.7	4.2	1.3	74	0.7	4.2	104
	6	16.7	2.7	4.3	1.5	75	0.4	1.7	102
	10	17.1	2.8	4.2	1.5	74	0.6	3.6	104
	14	16.6	2.7	4.8	1.5	74	0.4	3.3	103
	18	16.0	2.6	4.6	1.4	70	0.7	3.1	99
	26	16.8	2.6	5.0	1.5	77	0.6	1.8	105
3	0.5	13.6	2.2	6.5	1.9	62	2.0	5.3	94
	2	13.5	2.1	5.5	1.2	63	1.1	2.5	89
	4	14.5	2.2	6.1	1.7	68	0.6	4.3	97
	6	12.0	2.8	5.8	1.7	64	0.6	2.4	89
	10	15.1	2.5	7.1	1.3	76	0.7	1.9	104
	14	16.6	2.5	6.3	1.6	74	0.6	4.5	106
	18	16.1	2.5	8.8	1.7	84	0.6	2.6	116
	22	16.0	2.4	5.6	1.6	73	0.4	3.4	102
	26	14.8	2.3	6.3	1.5	76	0.6	He обн.	101

\* Сульфаты — результат окисления сульфидов в процессе получения ПВ (см. текст).

Таблица 3. Значимые коэффициенты корреляции пар ионов в поровых водах осадков из района гидротермального проявления

Станция	Na—Cl	Mg—SO <sub>4</sub>	Ca—SO <sub>4</sub>	K—SO <sub>4</sub>	Na—HCO <sub>3</sub>
4, 6, 8	0.87	—	—	—	1
10	0.96	1	1	1	0.65

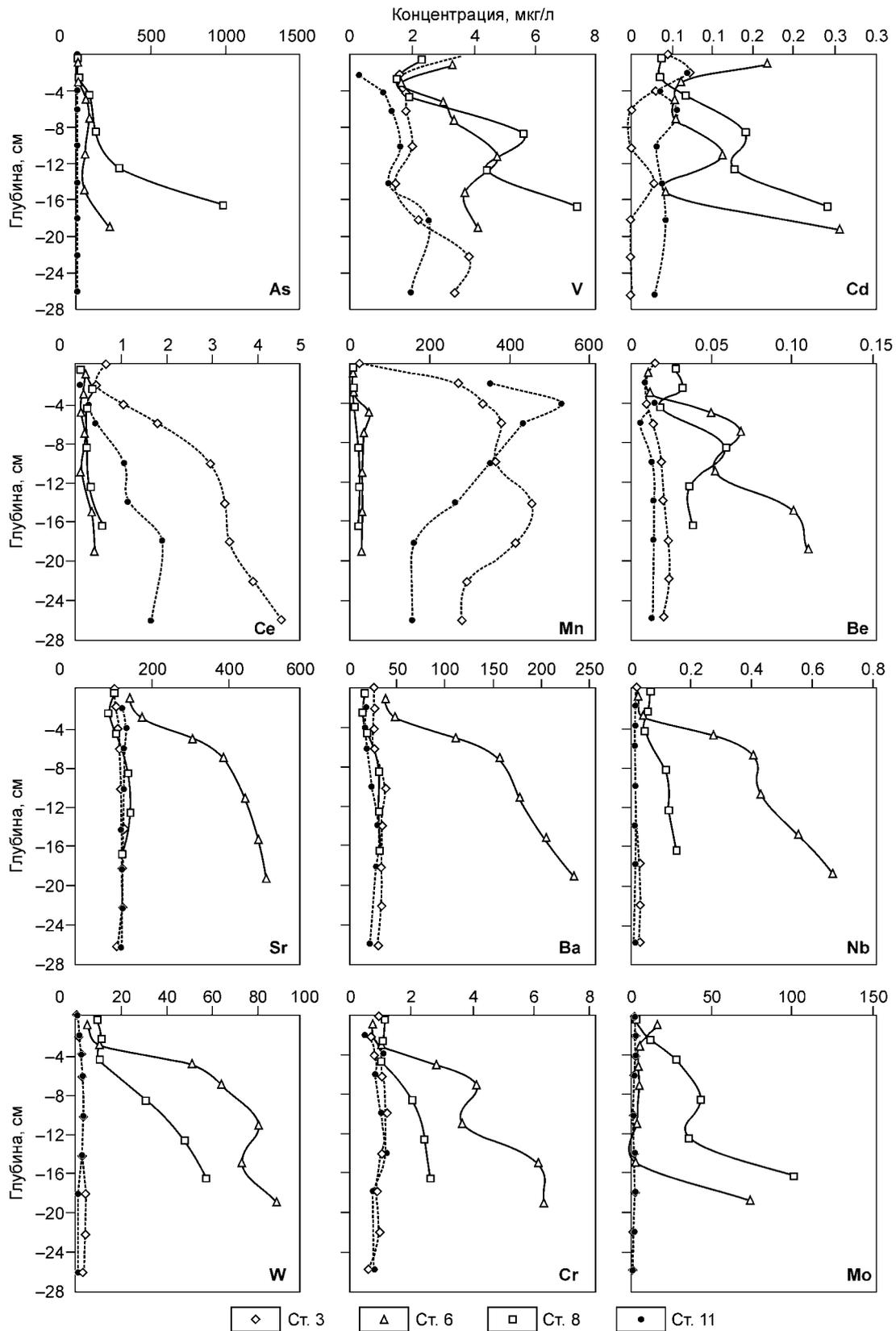
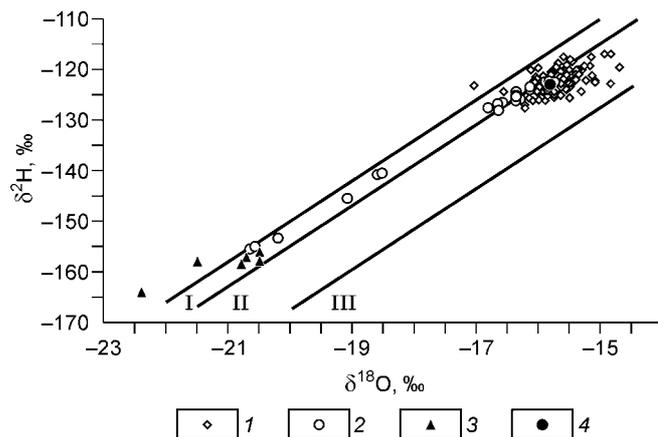


Рис. 3. Содержание некоторых малых элементов в поровых водах осадков из района гидротермального проявления (ст. 6, 8) и на контрольных станциях (ст. 3, 11).

**Рис. 4. Стабильные изотопы кислорода и водорода в поровых водах донных осадков Байкала.**

I — глобальная линия метеорных вод; II — линия метеорных вод Байкальского региона; III — термальные воды юга Восточной Сибири; I—III из [Пиннекер, 1977]. 1 — поровые воды, „типичные“ для Байкала [Гранина и др., 2004]; 2 — поровые воды в районе гидротермального выхода в бухте Фролиха; 3 — воды наземных термальных источников Северного Прибайкалья [Seal, Shanks, 1998]; 4 — вода Байкала [Seal, Shanks, 1998].



термального выхода (Mn, Fe, Zn, Ni и, возможно, других) может контролироваться аутигенным минералообразованием.

**Стабильные изотопы.** В ПВ из района гидротермального выхода обнаружены самые легкие для Байкала стабильные изотопы кислорода и водорода ( $-20.7 \delta^{18}\text{O}$  и  $155.5 \delta^2\text{H}$ ) (рис. 4). Уже первые исследования [Shanks, Callender, 1992] показали, что в нижних горизонтах ПВ близки по изотопному составу водам наземного термального источника. Наши результаты свидетельствуют, что изотопный состав ПВ из района гидротермального выхода представлен широким спектром значений. Они меняются от „типичных“ для озера до наиболее легких изотопов, какими характеризуются воды наземных термальных источников Северного Прибайкалья (см. рис. 4).

**Состав придонной воды.** В бухте Фролиха сумма ионов в слое воды в 50 м над дном составляет в среднем  $94.6 \text{ мг/л}$  ( $n = 18$ ); в 20 м над дном —  $96.5 \text{ мг/л}$  ( $n = 24$ ); в придонной воде (1.5 м над дном) —  $97.9 \text{ мг/л}$  ( $n = 26$ ). Местами в придонной воде прослеживается локальное увеличение СИ до  $100\text{—}102 \text{ мг/л}$ , тогда как в среднем для Байкала СИ составляет, согласно [Falkner et al., 1991],  $96.3 \text{ мг/л}$ . Соотношение между содержанием макро- и микрокомпонентов в воде Байкала, придонной воде бухты Фролиха, воде наземного источника Фролиха показано в табл. 4 и 5.

Таблица 4. Средний ионный состав придонной воды в бухте Фролиха (I), воды Байкала\* (II), воды наземного источника Фролиха (III), мг/л

Тип вод и соотношения между ними	Ca	Mg	Na	K	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>
Придонная вода, бухта Фролиха (I)	16.4	3.1	3.4	0.9	68.3	0.4	5.4
Вода Байкала (II)	16.1	3.1	3.6	0.9	66.7	0.4	5.5
I/II	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Наземный источник Фролиха (III)	13.7	0.2	73.6	0.2	27.8	2.1	100.6
III/II	0.9	0.1	20.7	0.2	0.4	4.8	18.3

\* [Falkner et al., 1991]

Таблица 5. Концентрация малых элементов в воде Байкала (II), мкг/л. Уровень обогащения компонентами относительно вод Байкала: вод наземного источника Фролиха (III), придонных вод бухты Фролиха\* (I)

Тип вод и соотношения между ними	Sc	V <sup>a</sup>	Cr <sup>a</sup>	Mn <sup>d</sup>	Co	Ni <sup>a</sup>	Cu <sup>a</sup>	Sr	Mo	Cd <sup>a</sup>	Sn <sup>b</sup>	Ba <sup>c</sup>	Ce	Ta	W	Au	Th	Pb <sup>d</sup>
III/II	4	4	19	9	14	12	4.8	2.7	135	117	2.4	0.3	0.07	0.7	15	27	0.4	1.5
I/II	2	1.4	1.4	29	15	15	4.3	1.5	7	24	1.3	1.1	0.11	0.4	0.2	24	0.5	1.1
Вода Байкала (II)	0.001	0.4	0.07	0.035	0.01	0.11	0.21	72	0.18	0.001	0.04	9	0.15	0.01	0.41	0.001	0.01	0.03

Примечание. Источник данных: <sup>a</sup> [Falkner et al., 1997]; <sup>b</sup> [Ветров, Кузнецова, 1997]; <sup>c</sup> Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск; <sup>d</sup> Институт редких и цветных металлов, г. Иркутск; остальные данные из [Грошева и др., 1993].

\* Средняя концентрация в придонной воде ( $n = 21$ ).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) характерны открытые водоносные системы, глубинный сток представлен термальными водами в многочисленных очагах разгрузки [Писарский, 1986]. Последние приурочены к пересечению поперечных разломов фундамента со структурой активизированной рифтовой зоны или параллельными ей глубинными разломами [Основы гидрогеологии..., 1982]. Анализ литературных данных свидетельствует, что на дне Байкала также может происходить субаквальная разгрузка, включающая как холодные, так и термальные (пресные и минерализованные) подземные воды [Писарский, 1986]. Очаги разгрузки повсеместно связаны с зонами активных разломов, большинство которых тяготеют к протягивающимся на дне молодым (кайнозойским или обновленным в кайнозое) разломам и проявляется в Северной котловине озера, соседствующей с активными гидротермальными районами суши. Именно к таким очагам разгрузки относится единственный исследованный в настоящее время субаквальный гидротермальный выход в бухте Фролиха. Он расположен напротив устья р. Фролиха, в левом борту которой, в 3 км выше устья, находится одноименный источник с температурой воды 35 °С (см. рис. 1), который по химическому составу вод относится к термам аллинского типа, повсеместно распространенным в Северном Прибайкалье [Ломоносов, 1974].

В верхней части БРЗ до глубин 3 км, где господствуют температуры до 100 °С, формируются преимущественно гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые гидротермы [Ломоносов, 1974]. Полученные нами результаты позволили впервые подтвердить выход таких терм на дне бухты Фролиха на основании изотопных и химических показателей. В районе выхода в ПВ отмечено высокое содержание гидрокарбонатов, ионов натрия (см. табл. 2): максимальные концентрации превышают средние для байкальской воды в 70 раз для Na, в 12 раз для  $\text{HCO}_3$ . Что касается гидрокарбонатно-сульфатных натриевых терм, то восстановительные условия в осадках (см. табл. 1) не позволяют ожидать повышенных концентраций сульфатов в ПВ в районе гидротермального выхода. Соединения серы представлены здесь восстановленными формами — для осадков характерны запах сероводорода и присутствие аутигенных сульфидных минералов. Лишь в самом верхнем горизонте ст. 10 в ПВ в значительном количестве обнаружен сульфат-ион (см. табл. 2). Однако величина окислительно-восстановительного потенциала, измеренная в этом осадке сразу после его отбора, указывает на восстановительные условия (–35 мВ, см. табл. 1), следовательно, сульфат образовался в результате окисления имевшихся в растворе сульфидов (запах сероводорода) в процессе получения порового раствора отсасыванием под слабым вакуумом. Известен еще один случай повышения концентрации сульфатов (до 41 мг/л) в районе гидротермального выхода — он также отмечен в ПВ верхнего (0—3 см) горизонта осадков [Намсараев и др., 2002]. Окисление сульфидов до сульфатов может быть ускорено хемолитотрофными бактериями; в процессе бактериального окисления участвует также серобактерия *Thioplaca*, обильно развивающаяся в районе гидротермального проявления.

Таким образом, в отличие от гидрокарбонатно-натриевых терм, влияние которых явно прослеживается в составе ПВ из района гидротермального проявления, о выходах гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых терм на дне Фролихи можно судить преимущественно по косвенным данным. В то же время вода наземного источника Фролиха является сульфатно-гидрокарбонатной натривой с концентрацией сульфатов до 100 мг/л (см. табл. 4). Следует отметить, что сульфат-ион преобладает в большинстве гидротерм БРЗ, а в некоторых из них обнаружена высокая концентрация ионов хлора и фтора, хотя во вмещающих породах содержание серы, хлора и фтора невелико [Ломоносов, 1974].

ПВ из района гидротермального проявления также существенно обогащены хлоридами (максимальные концентрации почти в 80 раз превышают средние для вод озера), что не соответствует схеме вертикальной гидрогеохимической зональности подземных вод в пределах БРЗ. Вмещающие породы региона представлены гранитами, осадки не содержат минералов, способных обогащать ПВ этими ионами при непосредственном взаимодействии вода—осадок. Среди малых элементов в составе ПВ из района гидротермального выхода также имеются компоненты, которых нет в значительных количествах во вмещающих осадках: Mo, Cr, W, Cd, V, As, Nb и др. (см. рис. 2, 3). Например, в осадках содержится менее 5 мг Ве/кг, однако ПВ обогащены этим элементом (см. рис. 3).

Как ПВ в районе гидротермального выхода (см. табл. 2, рис. 4), так и воды наземного источника Фролиха (см. табл. 4, 5) обогащены соединениями серы (сульфатами либо сульфидами), ионами хлора и натрия, а также рядом микроэлементов — Mo, Cr, W, V, Cd и др., что указывает на существование единого источника наземной и субаквальной разгрузки. Об этом свидетельствует и тот факт, что средняя сумма ионов в ПВ в районе гидротермального проявления составляет 658 мг/л, и эта величина практически равна максимальной минерализации термальных источников Прибайкалья — 700 мг/л [Ломоносов, 1974]. Однако наиболее убедительным показателем генезиса ПВ в этом районе является их изотопный состав (см. рис. 4). Расположение условных знаков на рис. 4 указывает, что ПВ из района гидротермального выхода — результат смешения байкальских и гидротермальных вод, а также служит бесспорным свидетельством происходящей здесь подводной разгрузки термальных вод, близких по составу изливаю-

щимся в наземном источнике. Изменчивость изотопного состава этих вод — от 100 % байкальской воды до 100 % воды гидротерм — указывает на точечный характер такой разгрузки. Это подтверждает также исключительная пестрота состава ПВ в районе гидротермального выхода. Состав этот существенно различается на исследованных станциях (см. табл. 2, рис. 3), хотя их координаты отличаются всего на секунды, что показывает крайне локализованное влияние вод иного генезиса. Ранее вывод о существовании точечных источников субаквальной разгрузки был сделан по результатам изучения изотопов Не в воде бухты Фролиха [Kipfer et al., 1996]. Показательно, что растворенный гелий повсеместно обнаружен в придонной воде бухты Фролиха, а в районе ст. 10 его концентрация превышает восемь фоновых единиц [Павлов, 1994]. Это может быть результатом поступления гелия из зон повышенной проницаемости, поскольку гелий содержат воды всех термальных источников Прибайкалья.

Несмотря на особенности изотопного состава ПВ из района гидротермального выхода (см. рис. 4), найденные значения не выходят за пределы величин, характерных для атмосферных осадков региона: от  $-9$  до  $-25$   $\delta^{18}\text{O}$  и от  $-65$  до  $-213$   $\delta^2\text{H}$  [Seal, Shanks, 1998], и это указывает на метеорное происхождение поровых вод. Однако известно, что по изотопному составу водорода и кислорода термальные воды мало отличаются от метеорных и поверхностных [Основы гидрогеологии..., 1982]. Доля участия эндогенной воды в современных гидротермах БРЗ лишь весьма ориентировочно может быть оценена в несколько процентов [Ломоносов, 1974]. Имеются указания на то, что некоторая доля изотопов гелия поступает в гидротермальные воды бухты Фролиха из земной коры [Kipfer et al., 1996]. В районе гидротермального проявления в составе газов, имеющих в осадках, помимо биогенного, обнаружена также примесь термогенного метана [Kalmuchkov et al., 2005]. Подтоку глубинных флюидов благоприятствует расположение гидротермального выхода в зоне повышенной проницаемости на пересечении тектонических разломов. Очевидные генетические соотношения между очагами наземной и подводной разгрузки обусловлены именно тем, что они связаны системами разломов, принадлежащими единым крупным зонам.

Уже в первой публикации, посвященной открытию субаквального гидротермального проявления на Байкале [Crane et al., 1991], авторы обращают внимание на наличие глубоко врезанных обрамляющих разломов, по которым метеорные воды опускаются до значительных глубин, разогреваются благодаря повышенному гидротермальному градиенту и затем разгружаются по системе разломов, меняя при этом свой химический состав. Возможность проникновения метеорных вод на значительные глубины в районе БРЗ доказана теоретически и экспериментально [Пиннекер и др., 1998]. Вероятно, по открытым разломам западного борта метеорные воды уходят в глубинную зону, там они двигаются латерально, разогреваются и обогащаются компонентами вмещающих пород [Голубев, 1993; Гранина и др., 2001; Granina et al., 2002]. Благодаря артезианскому механизму движения горячие воды поднимаются вдоль второстепенных разломов восточного борта к поверхности, где образуют минеральные термальные источники в прибрежной зоне (см. рис. 1), часть которых, судя по району бухты Фролиха, изливается на дне озера. Подобный механизм движения обеспечен высокой региональной проницаемостью верхней кристаллической части земной коры БРЗ и высокими, топографически обусловленными, градиентами гидравлического напора [Голубев, 2002]. Другими словами, в БРЗ тепло (а с ним и вещество) переносится подземными водами и благодаря вынужденной конвекции за счет высотно-глубинных различий перераспределяется в 4—6-километровой осадочной толще. Таким образом, состав подводных гидротерм формируется за счет смешения атмосферных и приповерхностных вод, частичной экзгаляции ряда компонентов из вмещающих пород, а также при некотором влиянии вод глубинного происхождения.

Подводная разгрузка в районе гидротермального выхода в бухте Фролиха могла бы повлиять на состав байкальской воды, и подобные утверждения имеются в литературе [Crane et al., 1991; Klerkx et al., 1993; Kipfer et al., 1996; Голубев, 2002; и др.]. Действительно, в бухте Фролиха отмечены локальные повышения СИ в придонной воде до 102 мг/л. Содержание гидрокарбонатов в ПВ из района гидротермального выхода достигает высоких значений (до 810 мг/л  $\text{HCO}_3^-$ , см. табл. 2). Можно предположить, что главным образом диффузионный поток гидрокарбонатов через границу вода—дно приводит к повышению СИ придонной воды, однако точность определения СИ не выше 10 %, поэтому полученные нами данные не позволяют сделать такой вывод. Подобные аномалии могут быть выделены по рассчитанным значениям солености, базирующимся на более чувствительных инструментальных измерениях электропроводности STD-зондом [Klerkx et al., 1993; Kipfer et al., 1996; и др.]. Математическая модель, построенная по данным этих измерений, указывает на наличие в бухте Фролиха, по крайней мере, двух очагов разгрузки с термальными и солевыми аномалиями различной мощности, влияние которых распространяется на расстояние до 2 км [Аргучинцев, Потемкин, 2001]. Следует отметить, что мощность разгрузки и, соответственно, фиксируемые аномалии меняются от года к году.

Полученные нами осредненные значения СИ в придонных водах бухты Фролиха не превышают характерные для озера величины (см. табл. 5), показывая, что их обогащения макрокомпонентами не происходит. В воде Байкала содержится в среднем 3.6 мг/л  $\text{Na}^+$  и 5.5 мг/л  $\text{SO}_4^{2-}$  [Falkner et al., 1991]. Район

ст. 10 является единственным, где в придонной воде заметно некоторое увеличение концентраций  $\text{Na}^+$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  до 5 и 10 мг/л соответственно. Аналогичное повышение концентраций  $\text{Na}^+$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  в придонной воде до 5 и 12 мг/л было отмечено ранее при прицельном отборе воды непосредственно над гидротермальным выходом с подводного аппарата „Пайсис“ [Гранина и др., 1999].

В придонной воде бухты Фролиха повышены также концентрации ряда микроэлементов по сравнению с водой озера. Это те же элементы (за исключением W), какими обогащены воды наземного источника Фролиха (см. табл. 5). Уровни обогащения придонных вод и вод источника весьма близки по Cd, Mo, Cr, Au, Pb. По таким элементам, как Co, Ni, Cu, Sr, Sc, V, Sn, обогащение придонных вод заметно ниже. И наконец, в придонных водах содержится больше Mn и Ba, чем в водах источника. Однако средние концентрации микроэлементов в придонной воде (1.5 м над дном) почти не отличаются от таковых в 20-метровом слое над дном, лишь для Cr, Sr и Mo в придонной воде они несколько выше.

Наземный источник Фролиха имеет дебит всего 4.5 л/с [Ломоносов, 1974]. Логично предположить, что объем подводной разгрузки также невелик. Кроме того, в бухту поступают маломинерализованные (сумма ионов 22 мг/л) воды р. Фролиха. Разбавление флюидов, просачивающихся из дна, значительной массой маломинерализованных вод бухты не позволяет ожидать существенного влияния субаквальной разгрузки на состав байкальской воды. Так, в бухте Фролиха сумма ионов в воде, отобранной в 50 м над дном, составляет в среднем всего 94.6 мг/л, т. е. на 2 мг/л ниже, чем средняя по озеру. Таким образом, несмотря на утверждения о грандиозности масштабов гидротермальной разгрузки на дне Байкала [Klerkx et al., 1993; Kipfer et al., 1996; Голубев, 2002; и др.], по химическому составу вод ее почти не удается проследить даже в самой бухте Фролиха.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В районе гидротермального проявления в бухте Фролиха физико-химические и окислительно-восстановительные условия в осадках, состав отложений и поровых вод имеют ряд специфических особенностей. Здесь осадки восстановлены с поверхности, прослеживается подток в верхние слои отложений гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфидных натриевых гидротермальных вод, что соответствует схеме вертикальной гидрогеохимической зональности подземных вод в пределах БРЗ. Однако в ПВ повышены концентрации и других компонентов (хлоридов, микроэлементов), генезис которых не совсем ясен, поскольку вмещающие осадки не содержат минералов, способных обогащать ПВ этими ионами при взаимодействии вода—осадок. Теми же компонентами обогащены и воды источника Фролиха, что свидетельствует о существовании единого очага субаквальной и наземной разгрузки. Наиболее убедительным показателем общности их генезиса служит близкий состав стабильных изотопов кислорода и водорода. Ряд признаков указывают на точечный характер субаквальной разгрузки.

Изотопный состав свидетельствует о метеорном происхождении поровых вод. Вероятно, метеорные воды поступают в обрамляющие озеро глубоко врезаемые разломы, опускаются по ним до значительных глубин, разогреваются благодаря повышенному гидротермальному градиенту, меняют при этом свой химический состав и затем разгружаются по системе разломов. Другими словами, состав подводных гидротерм формируется за счет смешения атмосферных и приповерхностных вод, выщелачивания компонентов из вмещающих пород, а также под влиянием глубинных вод. Водные флюиды глубинного происхождения могут просачиваться через зоны повышенной проницаемости в местах тектонических нарушений, обеспечивая, таким образом, некоторое обогащение гидротермальных вод сернистыми соединениями, галогенами, микроэлементами.

Несмотря на повышенную минерализацию поровых вод в районе гидротермального выхода, влияние их состава на содержание макро- и микрокомпонентов в придонных водах бухты Фролиха едва уловимо. Таким образом, в отличие от пресноводных геотермальных озер Восточно-Африканского рифта и Северной Америки, гидротермальная разгрузка на дне Байкала практически не оказывает влияния на состав озерной воды.

Авторы выражают благодарность академику РАН М.А. Грачеву, д.г.-м.н. В.Д. Мацу, д.г.-м.н. И.С. Ломоносову, к.г.-м.н. С.М. Бойко за полезное обсуждение рукописи, а также сотрудникам ЛИИ СО РАН и команде НИС „Верещагин“ за участие в отборе проб донных осадков.

Исследования частично поддержаны РФФИ (гранты 99-05-65680, 03-05-65255).

### ЛИТЕРАТУРА

**Аргучинцев В.Л., Потемкин В.Л.** Исследование распределения геофизических факторов в районе Фролихинского подводного источника (озеро Байкал) // География и природные ресурсы, 2001, № 3, с. 130—132.

**Барам Г.И., Верещагин А.Л., Голобокова Л.П.** Применение микроколоночной высокоэффективной жидкостной хроматографии с УФ-детекцией для анализов анионов в объектах окружающей среды // Журнал аналитической химии, 1999, т. 54, № 9, с. 962—965.

- Биология гидротермальных систем** / Ред. А.В. Гебрук. М., ИО РАН, 2002, 543 с.
- Ветров В.А., Кузнецова А.И.** Микроэлементы в объектах окружающей среды региона оз. Байкал. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 236 с.
- Гебрук А.В., Кузнецов А.И., Намсараев Б.Б., Миллер Ю.М.** Роль бактериальной органики в питании глубоководных донных животных в бухте Фролиха (оз. Байкал) в условиях повышенного теплового потока // Известия РАН, Сер. биол., 1993, № 6, с. 903—908.
- Голубев В.А.** Очаги субаквальной гидротермальной разгрузки и тепловой баланс Северного Байкала // Докл. РАН, 1993, т. 328, № 3, с. 315—318.
- Голубев В.А.** Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, 35 с.
- Гранина Л.З., Каллендер Е., Клеркс Ж., Голобокова Л.П., Горбунова Л.А.** Особенности биогеохимии донных осадков в районе гидротермального проявления на Байкале // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез (Тезисы Междунар. симпозиума, 6—11 сентября 1999 г., Улан-Удэ). Улан-Удэ, 1999, с. 297—299.
- Гранина Л.З., Каллендер Е., Ломоносов И.С., Мац В.Д., Голобокова Л.П.** Аномалии состава поровых вод донных осадков Байкала // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 362—372.
- Гранина Л.З., Каллендер Е., Клеркс Я., Сил Р., Шэнкс В.** Изотопы кислорода и водорода в поровых водах донных осадков Байкала // XVII симпозиум по геохимии изотопов имени акад. А.П. Виноградова (Тезисы докладов). М., 2004, с. 72—74.
- Грошева Е.И., Зайчик В.И.** Нейтронно-активационный анализ в контроле антропогенной нагрузки на экосистему озера Байкал // Активационный анализ в охране окружающей среды. Дубна, 1993 с. 241—261.
- Кузнецов А.П., Стрижов В.П., Кузин В.С., Фиалков В.А., Ястребов В.С.** Новое о природе Байкала. Сообщество, основанное на бактериальном хемосинтезе // Изв. АН СССР, Сер. биол., 1991, № 5, с. 766—772.
- Ломоносов И.С.** Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974, 165 с.
- Намсараев Б.Б., Земская Т.И., Дагурова О.П., Гранина Л.З., Голобокова Л.П., Ситникова Т.Я.** Бактериальные сообщества донных осадков в районе гидротермального источника бухты Фролиха (Северный Байкал) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (7), с. 644—647.
- Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах** / Ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск, Наука, 1982, 239 с.
- Павлов С.Х.** Новые гидрогеохимические данные о разгрузке флюидов в дно озера Байкал // Тезисы IV объед. междунар. симпозиума по проблемам прикладной геохимии, Т. 2. Иркутск, 1994, с. 130—131.
- Пиннекер Е.В.** Проблемы региональной гидрогеологии. Закономерности распространения и формирования подземных вод. М., Наука, 1977, 196 с.
- Пиннекер Е.В., Попов А.М., Шпынев Е.Б.** О глубине проникновения поверхностных вод в земную кору (на примере Прибайкалья) // Докл. РАН, 1998, т. 359, № 3, с. 397—400.
- Писарский Б.И.** Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал. Новосибирск, Наука, 1987, 157 с.
- Callender E., Granina L.** Transition metals geochemistry of sedimentary pore fluids associated with hydrothermal activity in Lake Baikal, Russia // Water-Rock Interaction (Proceedings of the 7th International Symposium). Rotterdam, 1992, p. 621—626.
- Collier R.M., Dymond J., McManus J.** Studies of hydrothermal processes in Crater Lake. Rep. № 90-7 CPSU. Oregon State University, 1991, 201 p.
- Crane K., Hecker B., Golubev V.** Hydrothermal vents in Lake Baikal // Nature, 1991, v. 350, p. 281.
- Falkner K.K., Measures C.I., Herbelin S.E., Edmond J.M.** The major and minor element geochemistry of Lake Baikal // Limnol. Oceanogr., 1991, v. 36, p. 413—423.
- Falkner K.K., Church M., Measures C.I., LeBaron G., Thouron D., Jeandel C., Stordal M.C., Gill G.A., Mortlock R., Froelich P., and Chan L.-H.** Minor and trace element chemistry of Lake Baikal, its tributaries, and surrounding hot springs // Limnol. Oceanogr., 1997, v. 43, p. 329—345.
- Grachev M., Fialkov V., Nakamura T., Ohta T., Kawai T.** Extant fauna of ancient carbon // Nature, 1995, v. 374, p. 123—124.
- Granina L.Z., Callender E., Mats V.D., Golobokova L.P.** On deep circulation of meteoric waters within Baikal Rift // European Geosciences Union. Stephan Mueller Special Publication Series, 2002, v. 2, p. 161—170.
- Jahnke R.A.** A simple, reliable, and inexpensive pore-water sampler // Limnol. Oceanogr., 1988, v. 33, p. 483—487.

**Kalmychkov V.G., Egorov A.V., Khlystov O.M.** Genesis of methane in sediments of Lake Baikal (Russia, Eastern Siberia) // Third International Conference “Environmental Change in Central Asia” (Ulaanbaatar, May 23—27, 2005). Abstract. Ulaanbaatar, 2005, p. 51—52.

**Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Hohmann R., Imboden D.M., Baur H., Golubev V., Klerkx J.** Bottom water formation due to hydrothermal activity in Frolikha Bay, Lake Baikal, Eastern Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 961—971.

**Klerkx J., Golubev V., Kipfer R.** Preliminary investigation of the hydrothermal site of Frolikha bay (Lake Baikal) // Rep. Enn. 1991—1992, Dept. Geol. Miner., Mus. Roy. Afr. Centr., 1993, p. 73—81.

**Klump J.V., Remsen C.C., Kaster J.L.** The presence and potential impact of geothermal activity on the chemistry and biology of Yellowstone Lake, Wyoming // NOAA Symp. Series for Undersea Research, 1988, v. 6, № 2, p. 151—162.

**Seal R.R., Shanks W.C., III.** Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: implication for paleoclimate studies // Limnol. Oceanogr., 1998, v. 43, p. 1251—1261.

**Shanks W.C., III, Callender E.** Thermal springs in Lake Baikal // Geology, 1992, v. 20, p. 495—497.

**Tiercelin J.J., Thouin C., Kalala T., Mondeguer A.** Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika trough, East African Rift // Geology, 1989, v. 17, p. 1053—1056.

*Рекомендована к печати 30 июня 2006 г.  
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию 7 июля 2005 г.,  
после доработки — 20 апреля 2006 г.*