

УДК 550.424+552.142+551.21/24

СУБАКВАЛЬНАЯ РАЗГРУЗКА ФЛЮИДОВ НА ДНЕ ОЗ. БАЙКАЛ: СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ СТРУКТУРЫ МГУ

© 2024 г. Т. В. Погодаева^{a, *}, Г. Г. Ахманов^{b, **}, Н. А. Онищук^a,
О. В. Шубенкова^a, А. В. Хабеев^a, О. М. Хлыстов^{a, ***}

^aЛимнологический институт СО РАН, ул. Улан-Баторская, д. 3, г. Иркутск, 664033 Россия

^bМосковский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический факультет,
ул. Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991 Россия

*e-mail: tatyana@lin.irk.ru; **e-mail: akhmanov@geol.msu.ru; ***e-mail: oleg@lin.irk.ru

Поступила в редакцию 27.11.2023 г.

После доработки 27.03.2024 г.

Принята к публикации 24.04.2024 г.

Проведены геохимические исследования донных отложений структуры МГУ, расположенной в Средней котловине оз. Байкал на глубине 1380 м, на крупном разломе Гидратный. Представлено первое подробное исследование пространственного изменения качественного и количественного состава поровых вод. Впервые представлены данные по содержанию Li, V и Sr в поровой воде донных отложений. Установлено, что в пределах структуры МГУ идет активная разгрузка флюидов, и основные пути приповерхностной миграции приурочены к вершинам холмов структуры на опущенном блоке разлома. Разгружающиеся воды сильно минерализованы (до 2900 мг/л), обнаруживая самую высокую минерализацию, когда-либо встречавшуюся в отложениях оз. Байкал, значительно обогащены Mg, Li, V и Sr, но обеднены K. Генезис вод связывается с процессами аутигенного образования и иллитизацией смектитов на глубине осадочного разреза от 1 до 2.5 км. Максимальные значения концентрационных градиентов регистрируются в поровых водах отложений западного холма, что, возможно, свидетельствует о постепенном смещении центра активности флюидного потока вдоль разлома на запад.

Ключевые слова: структуры фокусированной разгрузки, донные отложения, поровые воды, химический состав, миграция флюидов, оз. Байкал

DOI: 10.31857/S0016752524080056, **EDN:** IYTLHO

ВВЕДЕНИЕ

Подводные структуры фокусированной разгрузки флюидов (грязевые вулканы, газовые сипы, пок-марки) встречаются по всему миру (Milkov, 2000; Dimitrov, 2002; Kopf, 2002). Они формируются вдоль активных или пассивных континентальных окраин, там, где отложения быстро накапливаются, или в регионах подверженных тектоническому напряжению, и/или образованию углеводородов, там, где в отложениях создается избыточное давление, необходимое для вытеснения в придонную воду глубинных флюидов — осадочных жидкостей, насыщенных газом, преимущественно метаном (Judd and Hovland, 2007; Suess, 2018). Важными путями восходящей миграции флюидов служат разломы и трещины. Структуры широко распространены вдоль активных континентальных окраин: Каскадии (Rudebusch et al., 2023), у берегов Коста-Рики (Han et al., 2004), Чили (Scholz et al., 2013), Пакистана (Chen et al., 2024), Японии (Kawada et al., 2014; Ijiri et al., 2023), Новой Зеландии (Turco et al., 2022), в Средиземном море (Shuhui et al., 2021), Охотском

(Syrbu et al., 2024) и Южно-Китайское море (Ai et al., 2022). Структуры также наблюдаются вдоль пассивных склонов внутренних и окраинных морей: Черного моря (Artemov et al., 2019), Балтийского моря (Pimenov et al., 2008), Баренцева моря (Milkov et al., 2004), моря Лаптевых (Baranov et al., 2020), Японского моря у берегов Южной Кореи (Kim et al., 2024). С начала 1900-х годов они широко исследуются во всем мире (Mazzini and Etiope, 2017).

Озеро Байкал, древнейшее и самое глубокое озеро в мире, расположено в центре тектонически-активной рифтовой зоны. Приуроченность к тектоническим разломам, крутые склоны, большая глубина, многокилометровая толща осадков, обогащенных органическим веществом (C_{org} 1.5–2.5 %), создает условия, аналогичные континентальным окраинам океана. Соответственно, сформировавшаяся углеводородная система оз. Байкал также во многом похожа на морские углеводородные системы (Aloisi et al., 2019). К настоящему времени на дне оз. Байкал закартировано 60 структур фокусированной разгрузки флюидов, представляющих собой грязевые вулканы, гидратные холмы, газовые

сипы и покмарк (Khlystov et al., 2022). Структуры, в основном, приурочены к активным глубинным разломам и ориентированы параллельно им или местам их пересечения (Cuylaerts et al., 2012; Seminsky et al., 2022). Два десятилетия систематических комплексных исследований показало, что системы холодного просачивания на Байкале по размеру и функционированию сравнимы с системами океанических высокопродуктивных континентальных окраин (Aloisi et al., 2019).

Во всем мире структуры стали объектом интенсивных геохимических исследований, так как разгружающиеся флюиды несут информацию о глубинных структурных и диагенетических процессах, поскольку геохимические взаимодействия поднимающихся вод с осадками и породами могут значительно изменить их химический состав. Такие процессы могут включать разложение органического вещества и образование газовых гидратов, реакции растворения/осаждения минералов, процессы трансформации глинистых минералов, высокотемпературные реакции с океанической или континентальной корой (Hensen et al., 2007; Mazzini and Etiope, 2017). В зависимости от геологических условий, наложение этих процессов может привести к образованию геохимически различных флюидов со сложной историей. Фильтрационная активность в поле просачиваний, как правило, неоднородна в пространстве, а также по времени и интенсивности, приводящая к тому, что в одном и том же поле отдельные и соседние структуры могут иметь разный химический состав поровых вод (López-Rodríguez et al., 2019). Поднимающиеся воды могут быть подвержены большому количеству процессов, происходящих одновременно или последовательно в условиях регионально меняющихся условий окружающей среды. В этом отношении геохимические характеристики, градиенты концентраций компонентов, их соотношения, потоки, изотопный состав элементов разгружающихся флюидов могут дать представление о происхождении вод и процессах в системе холодного просачивания (Mazzini and Etiope, 2017; Ai et al., 2022; Ijiri et al., 2023).

В морских условиях, по сравнению с поровой водой вне структур, насыщенные метаном поровые воды структур флюидоразгрузки часто имеют высокую щелочность и в то же время концентрации основных ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}) могут быть снижены за счет дегидратации глинистых минералов, или за счет диссоциации газовых гидратов, содержащих опресненную, почти дистиллированную воду (Vanneste et al., 2011). Также отмечаются значительно более высокие уровни В и Li (Kopf, 2002; Hensen et al., 2007; Vanneste et al., 2011; López-Rodríguez et al., 2019; Hu et al., 2021). Оба элемента присутствуют в глинистых минералах, но могут переходить в раствор при температурах $\sim 50^\circ\text{C}$ при десорбции или при дегидратации минералов (Aloisi et al., 2004; López-Rodríguez et

al., 2019). На больших глубинах при более высоких температурах реакции с отложениями и океаническим или континентальным фундаментом могут привести к образованию очень высоких концентраций Li и В (Vanneste et al., 2011).

Озеро Байкал уникально наличием в его осадках нефтяных углеводородов и залежей газовых гидратов. В глубоком пресноводном оз. Байкал, как и в морских условиях, отложения структур насыщены метаном, как микробного (и первичного) и вторичного происхождения), так и термогенного происхождения (Nachikubo et al., 2023). Скорости адвекции газонасыщенных вод в осадках холодных сипов оз. Байкал сопоставимы с таковыми в океанических системах (Aloisi et al., 2019). Как и в морских условиях, поднимающиеся воды могут быть сформированы в результате процессов силикатного выветривания (Aloisi et al., 2019) и дегидратации глинистых минералов (Minami et al., 2018). Однако из-за низкого содержания сульфатов в пресной воде оз. Байкал и его поровых водах (в 500 раз ниже морской), в отложениях практически отсутствует процесс сульфатзависимого анаэробного окисления метана. Соответственно, отложения структур фокусированной разгрузки флюидов лишены аутигенных карбонатов кальция и магния и обладают малой способностью снижать глубинный поток метана (Aloisi et al., 2019).

Из-за высокого содержания кислорода в придонной воде оз. Байкал у границы вода-дно типичные озерные отложения повсеместно окислены на глубину 5–20 см (Och et al., 2012). Насыщенные метаном отложения структур окисленного слоя не имеют (Zemskaya et al., 2010; Minami et al., 2018; Aloisi et al., 2019).

Известно, что поровые воды отложений оз. Байкал вне структур разгрузки имеют характерный единый фоновый химический состав и характеризуются незначительным равномерным ростом минерализации с глубиной (до 190 мг/л на 3.5 м осадка) за счет небольшого увеличения щелочности и Ca^{2+} (Pogodaeva et al., 2017). Поровые воды в отложениях структур разительно отличаются от фоновых. Наблюдается значительный рост минерализации (до 2 г/л) с глубиной и высокие геохимические градиенты компонентного состава. Как и в морских условиях, воды имеют высокую щелочность и обогащены ионами основного состава Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} , редко SO_4^{2-} и Cl^- (Погодаева и др., 2007; Zemskaya et al., 2010; Aloisi et al., 2019; Pogodaeva et al., 2020). Отложения с присутствием газовых гидратов имеют пилообразные неравномерные геохимические профили и значительно пониженную по сравнению с фоновой минерализацию (Zemskaya et al., 2010).

В данной работе мы представляем исследование основного химического состава поровых вод донных отложений и его пространственного распределения

недавно открытой (Ахманов и др., 2018) глубокоководной структуры МГУ, впервые дополняя его данными глубинных маркеров флюидов — В, Li и Sr. Мы объединяем анализ геохимии поровой воды и газа с геологической информацией, рассматриваем основные диагенетические процессы, которые могли повлиять на состав вод, чтобы установить особенности миграции, разгрузки и возможное происхождение метансодержащих флюидов структуры МГУ.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Структура, получившая название “МГУ”, обнаружена на дне центральной котловины оз. Байкал в ходе совместной экспедиции МГУ имени М. В. Ломоносова и ЛИИ СО РАН в рамках проекта Class@Baikal (Ахманов и др., 2018). Структура расположена на глубине 1380 м в 31 км от северо-западного борта котловины (52°52' с.ш., 107°07' в.д.) и приурочена к крупному разлому Гидратный (рис. 1а) — главному тектоническому элементу глубокоководной части центральной котловины оз. Байкал.

Разлом протягивается от мыса Ухан (о. Ольхон) в юго-западном направлении к подножию авандельты р. Селенга. Район сейсмически активен. Кроме крупного недавнего (2020 года) землетрясения мощностью 7.6 баллов, эпицентр которого располагался в 20 км от изучаемой структуры, характерны систематические мелкие землетрясения (<http://seis-bykl.ru>). По тектонофизическим данным разлом Гидратный простирается от фундамента до поверхности дна озера в отложениях мощностью 7.5 км (Семинский и др., 2022) и представляет собой сброс с висячим крылом (юго-восточным), опущенным до 100 м относительно лежащего крыла (северо-западного) (Solovyeva et al., 2020). Опущенный блок характеризуется наличием множества сопутствующих мелких нарушений. Кроме изучаемой структуры МГУ, вдоль разлома закартированы еще несколько выходов фокусированной разгрузки газа, а также приповерхностные скопления газовых гидратов, в частности грязевые вулканы Новосибирск, Ухан и сип Санкт-Петербург (Khlystov et al., 2022).

Разлом хорошо выражен в рельефе дна в виде уступа (Solovyeva et al., 2020). Высота уступа в районе изучаемой структуры МГУ составляет около 20 м. Морфологически структура МГУ представляет собой многовершинную возвышенность с диаметром основания 500 м, состоит из четырех подводных холмов высотой 5–10 м, один из которых сформирован на поднятом крыле тектонического уступа, а три находятся на опущенном крыле субпараллельно подножию уступа (Ахманов и др., 2018) (рис. 1б, 1г).

На сейсмопрофилях под структурой наблюдаются типичные для зон фокусированной разгрузки углеводородов акустические аномалии

(рис. 1в) — прозрачная зона, свидетельствующая о высоком газонасыщении отложений (Ахманов и др., 2018; Видищева и др., 2021). При этом слои внутреннего строения структуры смещены и вогнуты вверх, что указывает на вертикальную миграцию флюидов, возможно, с перемещением твердых компонентов (Ахманов и др., 2018).

По газогеохимическим исследованиям (Ахманов и др., 2018; Видищева и др., 2021) отложения структуры МГУ в значительных количествах (≈ 300 мл/л) насыщены метаном с примесями (до 3.62 мл/л) тяжелых углеводородных компонентов (C_{2+}). Газы, в целом, смешанного генезиса, однако изотопно-утяжеленный углерод метана и его гомологов ($\delta^{13}C(CH_4) \approx -57$ ‰; $\delta^{13}C(C_2H_6) \approx -29$ ‰; $\delta^{13}C(C_3H_8) \approx -22$ ‰; $\delta^{13}C(C_4H_{10}) \approx -24$ ‰) указывает на значительную примесь в разгружающихся газах термогенных катагенетических углеводородов (Видищева и др., 2021).

Таким образом, данные исследований структуры МГУ свидетельствуют, что в ее пределах наблюдается высокая современная активность фокусированной разгрузки углеводородов, которые, с большой вероятностью, мигрируют по Гидратному разлому с глубин зоны мезо-апокатагенеза (Ахманов и др., 2018; Видищева и др., 2021).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для проведения исследований химического состава поровых вод было отобрано 14 кернов донных отложений (рис. 1б). Керна были отобраны: на поднятом крыле тектонического уступа (станция 13), на трех подводных холмах на опущенном крыле (станции 1, 12 — восточный холм; 2 — центральный холм; 3, 4, 7–11 — западный холм), седловине между вершинами западного и центрального холма (станции 5, 6), а также в стороне от структуры (станция 14) для получения фоновых значений (рис. 1б). Кроме того, для выявления закономерностей пространственного распределения флюида в пределах одной вершины выполнен отбор по более плотной сетке (западный холм) (рис. 1б врезка).

Отбор донных осадков осуществлялся с помощью гравитационных труб, изготовленных в ЛИИ СО РАН (диаметр наружной стальной трубы 128 мм, диаметр внутреннего пластикового вкладыша 100 мм; длина труб 3–5 м; вес 500–700 кг). Трубы имели верхний клапан и лепестковый кернорватель, удерживающий керн внутри трубы. Клапан в верхней части трубы закрывался и не пропускал воду внутрь вкладыша, защищая поверхность осадка от размыва и проникновения внутрь придонной воды. Для отбора придонной воды использовали бентосные трубки (диаметр 100 мм; длина 1 м).

Полученные керны исследовали с интервалом 10–20 см. Сразу после отбора проб, на борту судна,

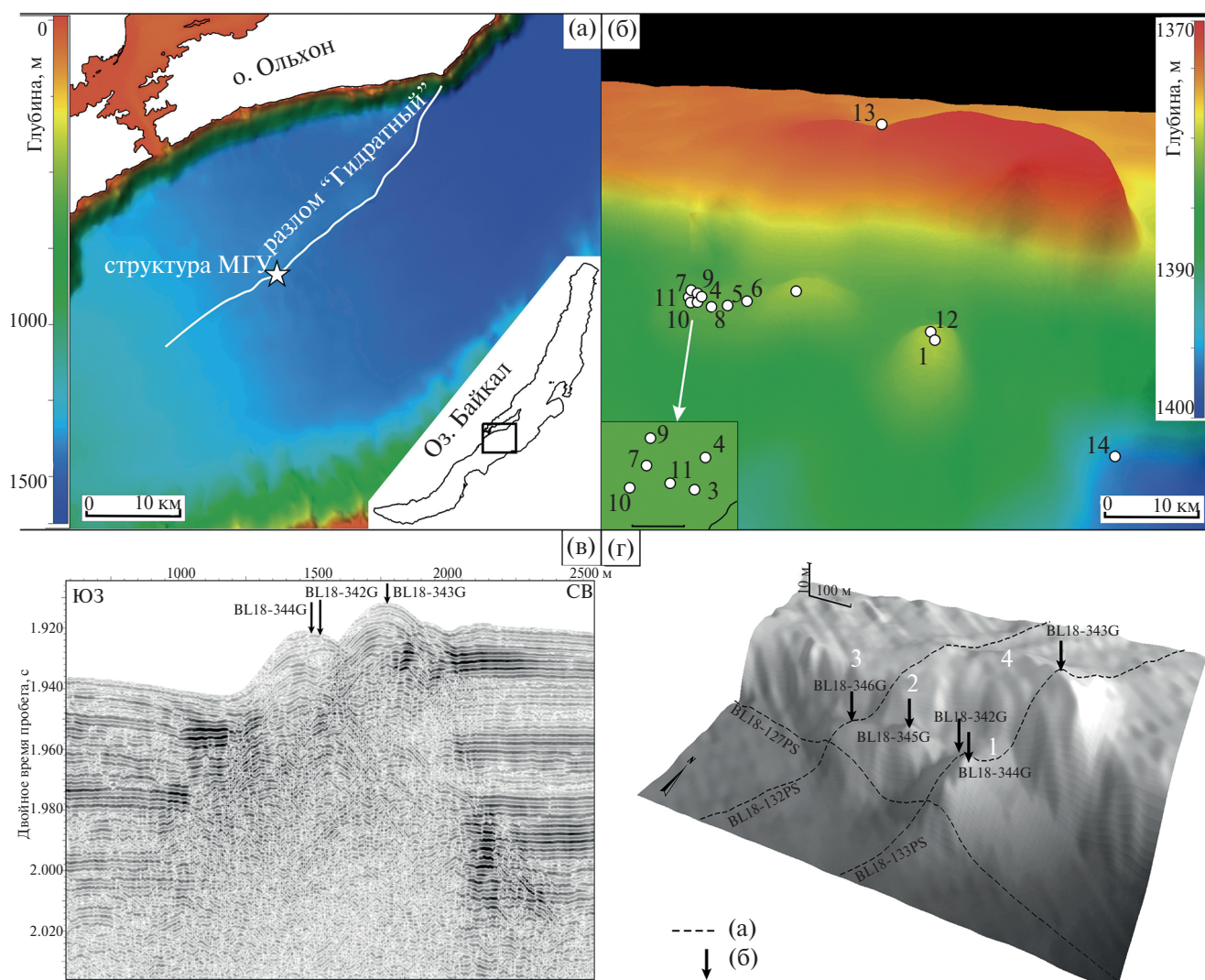


Рис. 1. а — карта-схема расположения структуры МГУ. На врезке — район разлома Гидратный на карте-схеме оз. Байкал; б — трехмерное изображение структуры МГУ с расположением станций отбора проб (координаты станций указаны в приложении). На врезке — расположение станций отбора на западном холме; в-фрагмент сейсмического профиля BL18–133PS структуры МГУ с акустическими аномалиями. Стрелками показаны вершины холмов: (по Ахманов и др., 2018); г — трехмерное изображение рельефа дна в районе структуры МГУ с нанесенными линиями сейсмопрофилей (а) и вершинами холмов (б) 1 — восточный холм, 2 — центральный холм, 3 — западный холм, 4 — возвышенность на поднятом крыле тектонического уступа (по Ахманов и др., 2018).

было проведено отделение поровой воды от осадка методом центрифугирования (20 мин, 8000 об/мин (5000 g)) и ультрацентрифугирования (10 мин, 14000 об/мин (12000 g)); затем пробы фильтровали одноразовыми шприцами через фильтры 0.20 мкм (ацетат целлюлозы, Владисарт, Россия).

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) определяли во влажных осадках с помощью рН-метра (ProfLine рН 3310, Германия).

Определение анионного (HCO_3^- , CH_3COO^- , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) состава вод выполнялось на борту судна сразу после отделения вод от осадка методом ВЭЖХ анализа на микроколоночном

жидкостном хроматографе "Милихром А-02" по методике (Барам и др., 1999) с относительной погрешностью 5–7 %. Состав катионов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) при соответствующем подкислении (рН 2) определялся в лаборатории в ближайшее после полевых работ время методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) на спектрометре ContrAA-800 Analytik Jena (Германия) с относительной погрешностью 3–5 %. Оценка полноты определения ионного состава пробы производилась путем сопоставления эквивалентов концентраций катионов и анионов. Ошибка баланса не превышала 3 %.

Общая минерализация рассчитывалась по результатам анализа ионного состава поровых вод как сумма ионов.

Содержание В, Li и Sr определяли в наиболее показательных кернах (станции 9, 7, 12 и 13). Элементы определяли в подкисленной (pH 2) фильтрованной поровой воде на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce в Центре ультрамикрoанализа Лимнологического института СО РАН. Образцы подавали с помощью микропотокового распылителя (0.3 мл/мин). Прибор был откалиброван с использованием стандартных растворов высокой чистоты ICP-MS-68A-A-100 и ICP-MS-68A-B-100 (High-purity standards, США) (1, 2, 5, 10, 25 мкг/дм³ каждого элемента). Дрейф прибора контролировался с использованием внутреннего стандарта и контрольной пробы (стандартный раствор с 5 мкг/дм³ каждого элемента), который измерялся через каждые десять проб по ISO 17294–2:2016.

Качество выполняемых аналитических работ контролируется участием в международных слепых испытаниях. Отклонения результатов испытания от истинных величин не превышают, в основном, 10–15 %, что свидетельствует о достоверности всего фактического материала <https://projects.nilu.no/coc/intercomparison/index.html>.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Описание отобранных осадков

Донные отложения, отобранные в стороне от структуры МГУ, характеризуются поверхностным окисленным слоем, однако его мощность (0.5–1 см) несколько меньше типичных фоновых (5–20 см (Och et al., 2012)). В целом, отложения представлены типичным (Вологина и др., 2003) оливково-серым диатомовым илом, сменяющимся вниз по разрезу темно-серой алевритистой глиной. Граница перехода определяется на глубине 60 см.

Донные отложения, отобранные в пределах структуры МГУ, также представлены оливково-серым диатомовым илом, сменяющимся (на глубине 25–80 см) темно-серой алевритистой глиной. В колонках наблюдаются маломощные прослои тонко- и мелкозернистого песка, в нижней части — многочисленные пятна и прослои гидротроилита. Однако по всему вскрытому трубкой разрезу отложения значительно газонасыщены, характеризуются текстурами дегазации и крупными субвертикальными каналами флюидомиграции. Наилот и самый верхний интервал разреза на вершинах подводных холмов и между ними восстановлены. Верхний окисленный слой отсутствует.

Химический состав поровых вод

Концентрационные профили распределения с глубиной основных ионов, а также Li, B, Sr в поровых водах донных отложений в пределах структуры МГУ показаны на рисунке 2. К представляемым результатам добавлены данные фонового состава поровых вод донных отложений оз. Байкал из работы (Pogodaeva et al., 2017) (Результаты анализов см. приложение).

Анионный состав поровых вод отложений всех кернов в пределах структуры МГУ представлен исключительно ионами гидрокарбоната (HCO_3^-), концентрация которых, начиная с 72 мг/л, с высокими градиентами нарастает с глубиной. Содержание других анионов — CH_3COO^- , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , SO_4^{2-} — оказалось ниже предела обнаружения — <0.01 мг/л. Высокие значения HCO_3^- регистрируются на вершинах подводных холмов (станции 7, 2, 12, 1). При этом максимальные концентрации отмечаются на вершине западного холма (станция 7), где на глубине 3-х метров ниже дна достигается 2200 мг/л HCO_3^- . Отбор по плотной сетке в пределах вершины западного холма выявил также, что по мере удаления от “центральной” точки станции 7 (рис. 1) — на станциях 9, 11, а затем последовательно 3, 4 и 10 — концентрации HCO_3^- снижаются, хотя и остаются значительными (рис. 2). Несколько меньшие значения регистрируются в зоне между вершинами западного и центрального холмов (станции 5, 6). Сумма ионов поровых вод пропорциональна содержанию гидрокарбонат ионов ($R^2 = 0.99$). Катионный состав поровых вод представлен ионами кальция, магния и натрия, концентрации которых, пропорционально аниону, также с высокими градиентами нарастают с глубиной, достигая, соответственно, 330, 190 и 90 мг/л (рис. 2). Концентрации ионов калия не превышают 13 мг/л даже в самых минерализованных поровых водах.

В стороне от структуры МГУ (станция 14) в поверхностном окисленном слое (0–1 см), кроме ионов HCO_3^- в поровой воде регистрируются ионы: SO_4^{2-} (3.3 мг/л), NO_2^- (0.03 мг/л), NO_3^- (0.35 мг/л) и Cl^- (0.43 мг/л). Ионы CH_3COO^- не обнаруживаются (<0.01 мг/л), что характерно для типичных фоновых глубоководных отложений оз. Байкал (Pogodaeva et al., 2017). Ниже окисленного слоя, в восстановленных отложениях, из анионов регистрируются только ионы гидрокарбоната, концентрация которых увеличивается с глубиной до 200 мг/л (рис. 2) и ионы хлора, концентрация которых не превышает 0.5 мг/л. Корреляция концентрационных профилей станции 14 наблюдается только у ионов гидрокарбоната и кальция ($R^2 = 0.99$). Содержание ионов магния, натрия и калия увеличивается с глубиной незначительно, что также типично для фоновых глубоководных отложений.

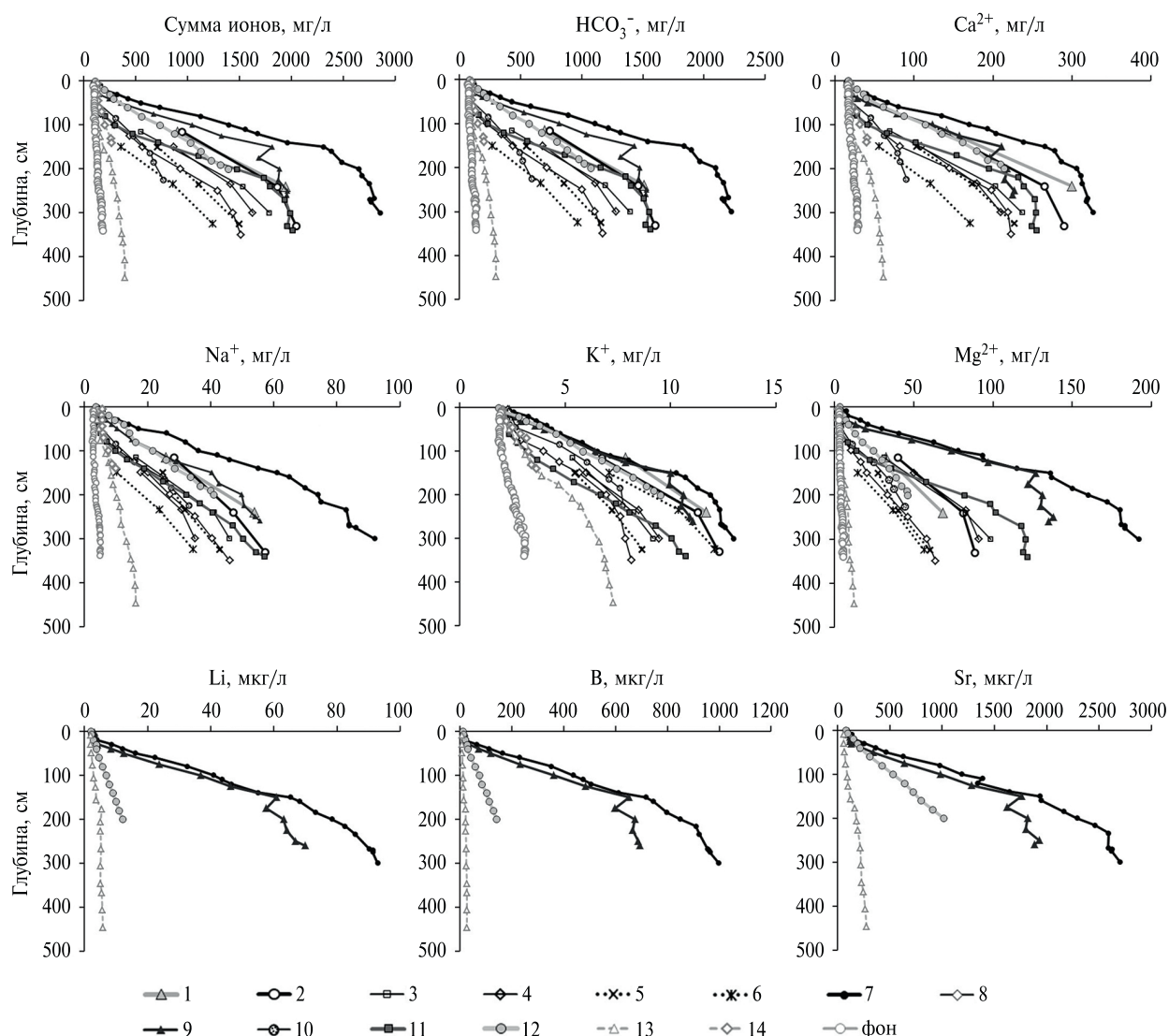


Рис. 2. Концентрационные профили распределения с глубиной основных ионов и Li, B, Sr в поровых водах донных отложений структуры МГУ на станциях 1–14, где 3, 4, 7–11 — станции западного холма с вершиной на станции 7; 2 — станция центрального холма; 1, 12 — станции восточного холма; 5, 6 — станции седловины между западным и центральным холмом; 13 — станция на поднятом крыле тектонического уступа; 14 — станция в стороне от структуры МГУ. Фон — значения фоновое состава поровых вод донных отложений оз. Байкал из работы (Pogodaeva et al., 2017).

В керне, отобранном на поднятом крыле тектонического уступа (станция 13), окисленный слой отмечается в следовых количествах. Ниже по глубине, в поровых водах восстановленных отложений из анионов регистрируются гидрокарбонаты, концентрация которых плавно увеличивается с 72 мг/л у поверхности до 300 мг/л на глубине 450 см ниже дна. Как и на станции 14, корреляция концентраций наблюдается только у ионов гидрокарбоната и кальция ($R^2 = 0.99$). Содержание ионов магния, натрия и калия увеличивается с глубиной незначительно (рис. 2).

Концентрационные профили распределения B, Li и Sr соответствуют распределению основного аниона по всем рассмотренным станциям (рис. 2). Максимальные концентрации отмечаются на

вершине западного холма (станция 7), где на глубине 3-х метров ниже дна достигается 93 мкг/л Li, 998 мкг/л B и 2700 мкг/л Sr, что в 75, 100, 50 раз, соответственно, превышает содержание в байкальской воде (Грачев и др., 2004). Значительно более низкие значения наблюдаются в поровых водах отложений на поднятом крыле тектонического уступа (станция 13), где содержание в байкальской воде превышено не более чем в 2–3 раза.

Окислительно-восстановительные характеристики отложений и поровых вод

На рисунке 3 представлены значения pH поровых вод и Eh отложений станций 7 и 13, где обнаружены поровые воды с наиболее высокой и наиболее низкой минерализацией.

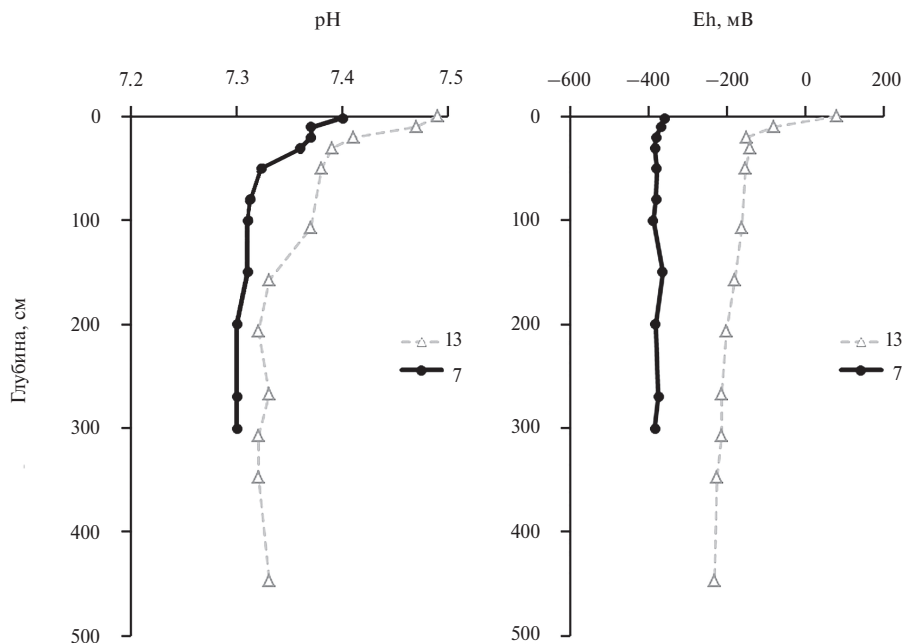


Рис. 3. Значения pH и Eh поровых вод донных отложений станций 7 и 13.

Значения pH в обоих случаях изменяются в узком пределе, снижаясь с глубиной с 7.5–7.4 до 7.3. Значения Eh различаются значительно: на станции 13 происходит смена окислительных условий на восстановительные от +80 до –230 мВ; на станции 7 восстановительные условия наблюдаются от поверхности от –360 до –390 мВ.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование поровых вод в фоновых районах оз. Байкал

Благодаря исключительному постоянству содержания главных ионов в водной толще (как по глубине, так и в разных котловинах) (Грачев и др., 2004), а также близкому химическому составу донных отложений (Гвоздков, 1998), в отложениях озера Байкал формируются практически идентичные по составу и минерализации поровые воды, отнесенные к фоновым (Pogodaeva et al., 2017). Важное значение в формировании их состава играют процессы силикатного выветривания, при которых минеральная часть осадка выщелачивается образованным при метаногенезе CO_2 : катионобогатенные силикаты + $\text{CO}_2 \Rightarrow$ катионобедненные силикаты + $\text{HCO}_3^- + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (Aloisi et al., 2019).

В процессе в раствор извлекаются и щелочные и щелочноземельные металлы, однако за счет катионного обмена Na^+ , K^+ и Mg^{2+} переходят в поглощающий комплекс осадка, вытесняя из него ионы кальция, которые накапливаются в поровой воде (Погодаева и др., 2007; Aloisi et al., 2019). В поверхностных отложениях глубокого холодноводного

олиготрофного озера в присутствии труднорастворимого органического вещества наблюдается слабый метаногенез (Pogodaeva et al., 2017), и малое количество CO_2 , что способствует доминированию процессов катионного обмена. В результате поровые воды характеризуются незначительным равномерным ростом минерализации с глубиной (до 190 мг/л на 3.5 м осадка) за счет небольшого увеличения ионов HCO_3^- и Ca^{2+} (рис. 2 фон).

Близкие к фоновым значениям геохимические характеристики были диагностированы в отложениях, отобранных в стороне от структуры МГУ (станция 14) и на поднятом крыле тектонического уступа (станция 13) (рис. 1, 2).

Формирование поровых вод в пределах структуры МГУ

Количественный состав поровых вод в пределах структуры МГУ. В отложениях в пределах самой структуры МГУ обнаружены поровые воды с высокой (по О. А. Алекину) минерализацией, которая резко нарастает с глубиной отложений, достигая 2900 мг/л (рис. 2), до 20 раз превышая фоновые значения на той же глубине (Pogodaeva et al., 2017). Это самые высокие значения минерализации из когда-либо обнаруженных в поровых водах донных отложений оз. Байкал за всю историю исследований. На станции 7 на глубине 3-х метров ниже дна концентрации гидрокарбонат-ионов достигают 2200 мг/л, что в 2.7 раза выше концентраций в донных отложениях субаквального гидротермального источника бухты Фролиха (Гранина и др., 2001).

Структура МГУ расположена в центре глубоководной котловины, далеко от источников сноса,

в районе с типичным осадконакоплением и его низкими скоростями (0.69 мм/год (Och et al., 2012)). Формирование здесь аномальных, отличных от фоновых, поровых вод в результате диагенетических преобразований *in situ*, без подтока, не возможно. Отсутствие типичного окисленного слоя, отсутствие сульфат-ионов в поровой воде, экстремально низкий Eh (–360), значительное насыщение отложений метаном с термогенными компонентами (Видищева и др., 2021), акустические аномалии на сейсмопрофилях (Ахманов и др., 2018), расположение структуры в зоне разлома (Solovyeva et al., 2020), присутствие в поровых водах отложений разлома высокой $\delta^{2}\text{H}$, соответствующей глубинным водам, (Nachikubo et al., 2023), предполагает поступление флюида снизу.

Исследованиями морских структур установлено, что вид концентрационных профилей компонентов поровых вод и их градиентные характеристики очень информативны при изучении просачиваний (Vanneste et al., 2011; Ai et al., 2022).

Концентрационные профили компонентов и минерализации поровых вод станций 7, 9, 11 структуры МГУ имеют выпуклую вверх форму (рис. 2), которая типична для восходящей адвекции флюидов из более глубоких интервалов отложений (Aloisi et al., 2004; Vanneste et al., 2011; Chatterjee et al., 2011; Aloisi et al., 2019; Kinoshita et al., 2019; Ai et al., 2022) и указывает на адвективный перенос жидкости снизу. Значительные градиенты минерализации установлены нами на вершинах подводных холмов (станции 7, 2, 12, 1) (рис. 4), максимальный из которых регистрируется на вершине западного холма (станция 7). На участках в стороне от структуры и на поднятом крыле структуры МГУ градиенты низки и соответствуют фоновым значениям.

От центра к периферии и между холмами градиенты последовательно снижаются. Подобное явление в направлениях к перифериям известно и характерно для изученных ранее морских структур фокусированной разгрузки флюидов (Vanneste

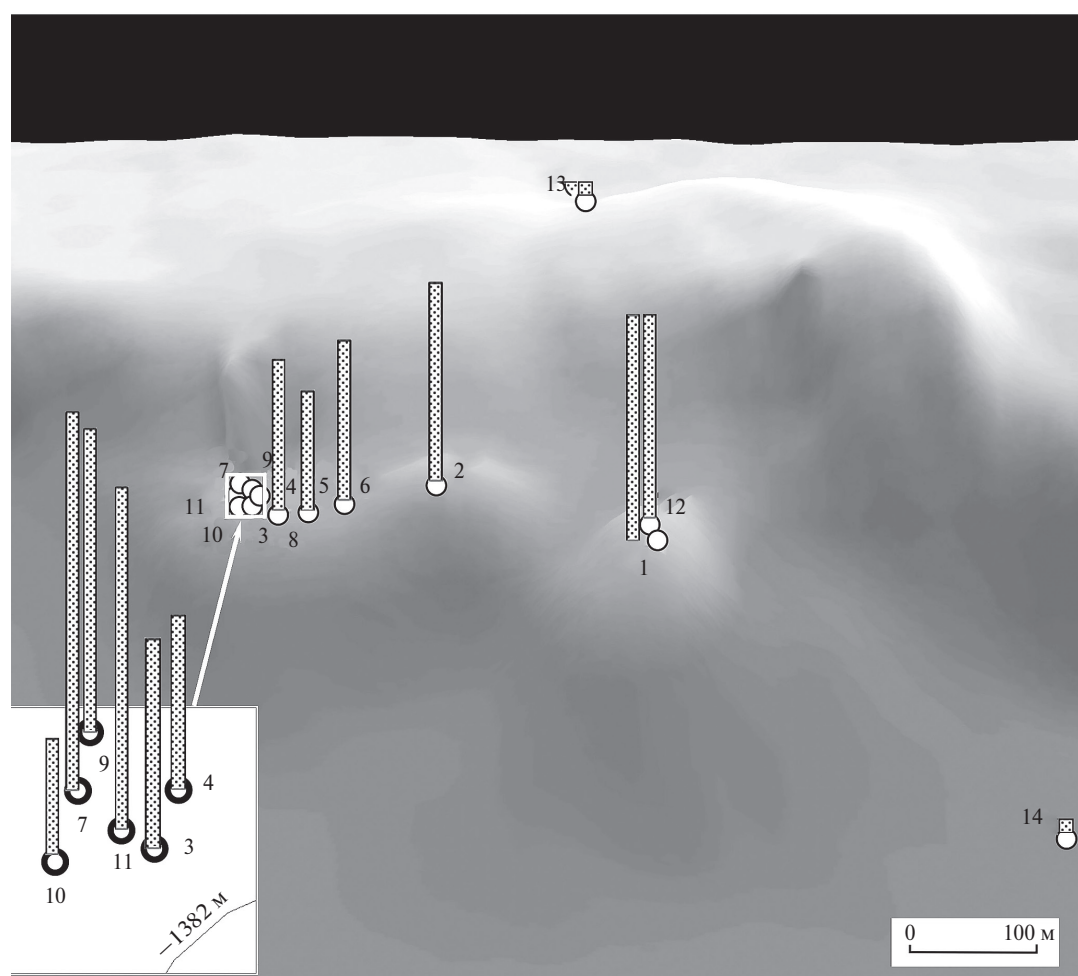


Рис. 4. Карта-схема распределения градиентов минерализации поровых вод донных отложений структуры МГУ на станциях 1–14, где 3, 4, 7–11 — станции западного холма с вершиной на станции 7; 2 — станция центрального холма; 1, 12 — станции восточного холма; 5, 6 — станции седловины между западным и центральным холмом; 13 — станция на поднятом крыле тектонического уступа; 14 — станция в стороне от структуры МГУ.

et al., 2011). Таким образом, можно предположить, что в отложениях структуры МГУ, как и в ранее изученных структурах на дне оз. Байкал (Zemskaya et al., 2010; Minami et al., 2018; Aloisi et al., 2019; Pogodaeva et al., 2020) активной разгрузке газа сопутствует активная разгрузка газонасыщенных вод. По данным градиентов минерализации основным путем разгрузки предполагаются центральные каналы холмов.

Качественный состав поровых вод в пределах структуры МГУ. Из-за отсутствия значимого содержания других анионов, поровые воды отложений всех рассмотренных станций показывают высокую корреляцию ($R 0.99$) минерализации (суммы ионов) и концентрации гидрокарбонат-ионов (рис. 5). Поэтому показательны отношения к последнему

Na, K, Ca, Mg и Li, B, Sr, отражающие изменения качественного состава поровых вод. Близкие по составу у поверхности раздела вода-дно (и составу озерной воды), воды расходятся по составу тем больше, чем больше глубина донных отложений. По отношению к поровым водам фонового состава (с ростом концентраций гидрокарбонат-ионов и минерализации) воды все более обеднены кальцием, натрием и, более значимо, калием. В тоже время воды обогащены магнием, литием, стронцием, и особенно бором. Изменения происходят в направлении станций: 13, 14 → 5, 6, → 10, 1, 2 → 12 → 8, 3, 4 → 9, 11, 7. Максимальные изменения регистрируются на станциях 7, 9, 11.

Наибольшее (четырежды в относительном мольном составе) истощение калием наблюдается

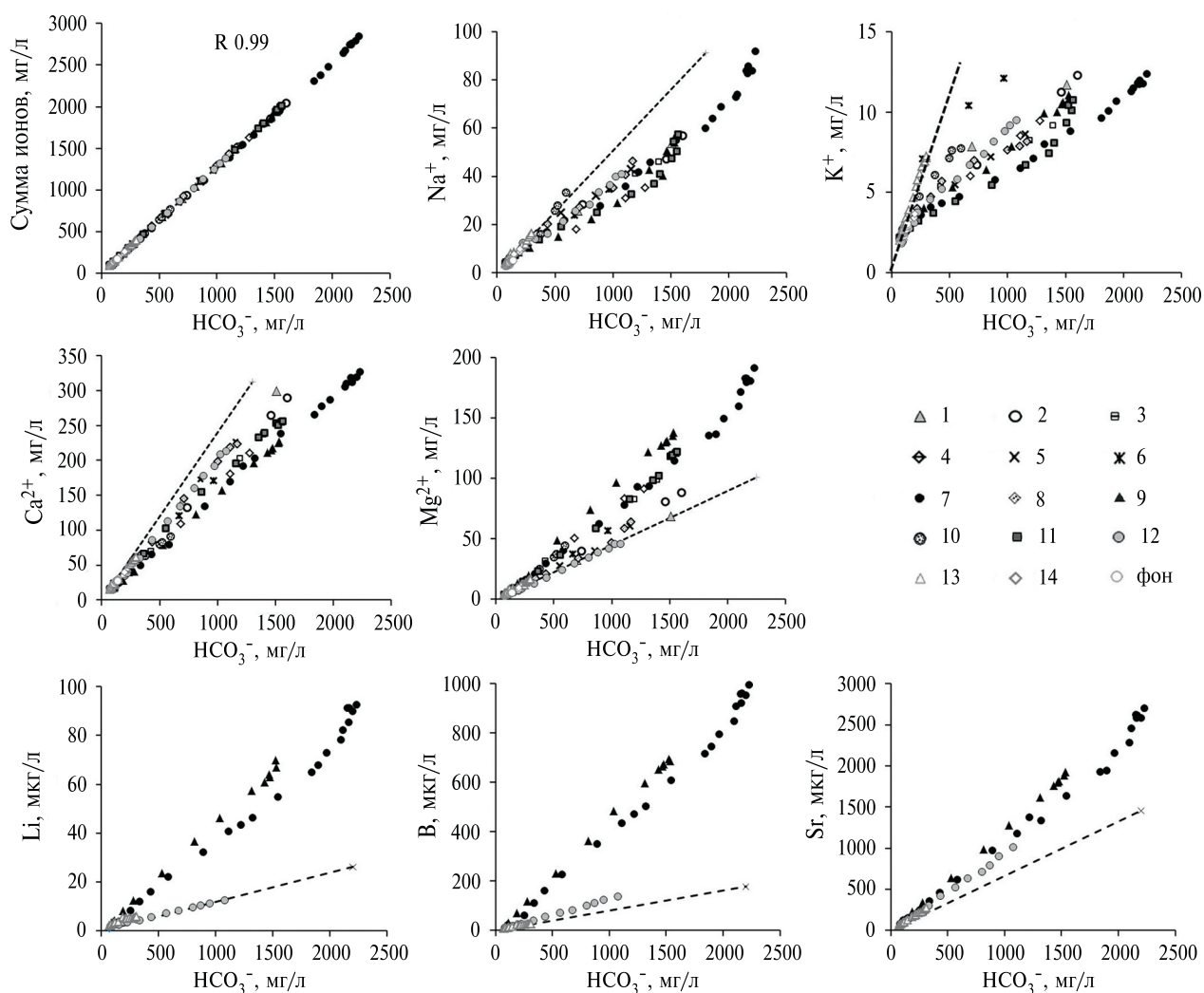


Рис. 5. Графики зависимости минерализации и содержания Na, K, Ca, Mg, Li, B, Sr от содержания гидрокарбонат-ионов в поровых водах донных отложений на станциях 1–14 в пределах структуры МГУ. Пунктирная линия отражает соотношение в фоновых поровых водах из (Pogodaeva et al., 2017), для Li, B, Sr — линии соотношения байкальской воды.

в водах с максимальным (четырёхкратным же) обогащением магнием (рис. 6а). Это станции 7, 9, 11 с отмечаемыми максимальными градиентами минерализации (рис. 4). Известно (Hensen et al., 2007), что уровень истощения/обогащения является функцией скорости адвекции, определяющей возможность смешения поровых и разгружающихся вод. Смешение минимально при скорости адвекции флюида более 5 см/год (Hensen et al., 2007).

График зависимости (рис. 6а) четко выделяет две группы вод: I — фоновые (и близкие к ним) — станции 13, 14, фон; и II — воды разгрузки — станции 7, 9, 11. К III группе относятся воды смешения — все остальные станции 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12 и воды верхних горизонтов (0–60 см) станций 7, 9, 11.

Схожий характер обогащения вод Mg, и Li, B и Sr (рис. 5) предполагает их единый источник. Действительно, B/Li отношения постоянны при высоких содержаниях и Mg, и Sr (рис. 6д, 6е). По взаимоотношениям элементов выделяются те же самые группы вод (рис. 6б, 6в).

Обоснование возможных источников разгружающегося флюида

Впервые представляемые данные по содержанию Li, B и Sr в поровых водах донных отложений оз. Байкал показали, что их концентрации на станциях с наиболее минерализованными водами (ст. 7, 9) в 75, 100 и 50 раз, соответственно, превышают содержание в байкальской воде. Уровень обогащения сопоставим с аналогичным уровнем в морских структурах просачивания (Vanneste et al., 2011; López-Rodríguez et al., 2019; Hu et al., 2021). В поровых водах, близких к фоновым (13), превышение составляет не более чем в 2–3 раза.

Обогащение B и Li характерно для разгружающихся вод структур холодного просачивания вдоль активных континентальных окраин по всему миру (Kopf, 2002; Hensen et al., 2007; Vanneste et al., 2011; López-Rodríguez et al., 2019; Hu et al., 2021). Оба элемента присутствуют в глинистых минералах, но могут переходить в раствор при температурах ~50 °C в результате процессов дегидратации/трансформации глинистых минералов, увеличивая концентрации с повышением температуры (Aloisi

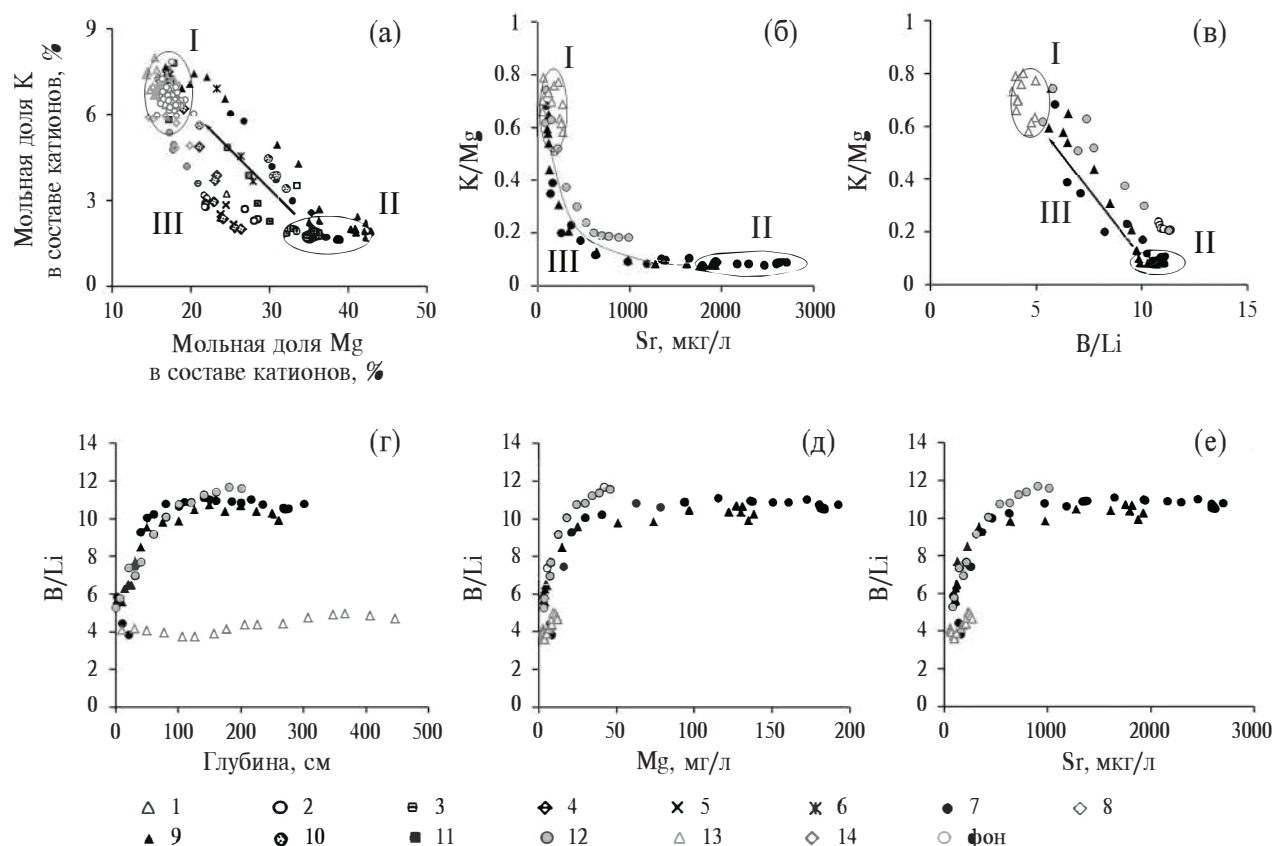


Рис. 6. Графики зависимостей: а — мольной доли К от мольной доли Mg; б — K/Mg отношения от содержания Sr; в — K/Mg отношения от B/Li отношения; г — B/Li отношения от глубины отложений; д — B/Li отношения от содержания Mg; е — B/Li отношения от содержания Sr. Группы вод: I — фоновые (и близкие к ним) — станции 13, 14, фон; II — воды разгрузки — станции 7, 9, 11; III — воды смешения — все остальные станции 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12 и воды верхних горизонтов (0–60 см) станций 7, 9, 11.

et al., 2004; López-Rodríguez et al., 2019). Однако до достижения 150 °С полностью высвобождается осадочный обменный В, чего не происходит с Li (Aloisi et al., 2004). Напротив, при температурах от умеренных до высоких (150–350 °С) наблюдается преимущественное обогащение Li по сравнению с В (Hensen et al., 2007).

Отношение В/Li в поровых водах станций 7 и 9 с определенных горизонтов постоянно и составляет 10–11 (6 по расчетам в мМ) (рис. 6г). Согласно (Hensen et al., 2007), это предполагает, что формирование этих вод может происходить в более глубоких источниках, где В и Li генерируется за счет выщелачивания из отложений при температурах ~ 50–150 °С. Ближе к поверхности вода-дно отношение В/Li снижается за счет смешения вод и достигает значений, определяемых для станций близких к фоновым.

Идентичное распределение В/Li отношения к Mg и Sr (рис. 6д, 6е) указывает на общий механизм высвобождения при формировании вод.

Установлено (Aloisi et al., 2004), что высвобождение В в раствор и увеличение его концентрации связано с иллитизацией смектитов. Этот же процесс связан с истощением К, что также наблюдается нами в установленных взаимозависимостях (рис. 6а, 6б, 6в). Повсеместным объяснением истощения К во флюидах структур холодного просачивания является его интеграция в иллит во время трансформации глинистых минералов (Aloisi et al., 2004; Hensen et al., 2007; Vanneste et al., 2011; Scholz et al., 2013; López-Rodríguez et al., 2019; Xu et al., 2021). Более того, К является основным фактором, контролирующим кинетику превращения смектита в иллит, а недостаток К может вызвать незавершенность этого процесса (Hüpers and Kopf, 2012; Mills et al., 2023; Ohazuruike and Lee, 2023). Известно также, что в морских условиях иллитизация смектитов является доминирующим процессом образования мигрирующих флюидов грязевых вулканов и сипов (Judd and Hovland, 2007; Suess, 2018; Scholz et al., 2013; López-Rodríguez et al., 2019). Существование этого процесса в отложениях оз. Байкал доказано изотопными анализами кислорода и водорода в поровых водах грязевого вулкана Кедр (Minami et al., 2018).

Иллитизация смектитов (как и высвобождение Li, В и Sr) происходит при температурах от 60 до 150 °С (Vanneste et al., 2011; Hüpers and Kopf, 2012). Учитывая, что геотермический градиент в Среднем Байкале составляет около 60 °С км⁻¹ (Гольмшток и др., 1997; Голубев, 2007), флюиды могут поступать с глубин от 1 до 2.5 км. Учитывая, что в толще донных отложений газы мигрируют не отдельно в пузырьковой форме, а в растворенной форме в виде газонасыщенных флюидов (Kopf, 2002; Judd and Hovland, 2007; Suess, 2018), полученная глубина коррелирует с данными о глубинных

источниках углеводородных газов, разгружающихся в структуре МГУ, которые по (Видищева и др., 2021), мигрируют из горизонтов осадочного разреза, соответствующих зоне мезо-апोकатагенеза, т.е. более 1 км.

Наложение процессов при миграции флюида

Известно, что процесс иллитизации, сопровождающийся дегидратацией глинистых минералов при перестройке смектитовых слоев (Hüpers and Kopf, 2012; Mills et al., 2023; Ohazuruike and Lee, 2023), высвобождает значительные объемы межслоевой воды, что приводит к распреснению поровых вод (Hensen et al., 2007; Vanneste et al., 2011; Hüpers and Kopf, 2012; Scholz et al., 2013; López-Rodríguez et al., 2019; Xu et al., 2021). Однако поровые воды структуры МГУ высоко минерализованы (до 2900 мг/л). Распреснения не наблюдается.

Вероятным объяснением, являются геохимические взаимодействия поднимающихся вод с осадками. При глубине залегания отложений сотен метров, согласно (Scholz et al., 2013), в осадках распространены процессы аутигенного образования смектитов. Этот процесс сопровождается поглощением воды глинистыми слоями, что приводит к повышению минерализации поровых вод. Процесс выявлен на активных окраинах у берегов Центрального Чили, Алеутских островов, Каскадии, в Нанкайском прогибе, и, вероятно, возможен в отложениях оз. Байкал. Согласно материалам глубоководного бурения на глубинах сотен метров слоистые силикаты являются главным компонентом отложений, которые были вскрыты разными скважинами в разных районах оз. Байкал, несмотря на резкие отличия условий осадконакопления (Солотчина и др., 2001; Солотчина, 2009). Здесь же N. Fagel с коллегами были диагностированы новообразованные смектиты (Fagel et al., 2003).

Возможно, при миграции вод к поверхности, выделившаяся при иллитизации вода поглощается в ходе аутигенного образования смектита. Это предполагает баланс пресной воды и невысокий результирующий потенциал опреснения поровых вод. В итоге суммарно опреснения флюида не наблюдается. Данный процесс был выявлен при исследовании материалов глубоководного бурения океана у побережья Центрального Чили (Scholz et al., 2013).

Увеличению минерализации вод при подъеме к поверхности может также способствовать процесс силикатного выветривания. На глубинах отложений десятков метров в бескислородной зоне, согласно исследованиям (Wallmann et al., 2008), в процессе метангенерации образуются высокие содержания СО₂, которые способствуют доминированию процессов силикатного выветривания над остальными процессами геохимических взаимодействий вода-осадок. Недавно возможность протекания этих процессов в отложениях сипов оз. Байкал была

подтверждена исследованиями сипа Красный Яр (Aloisi et al., 2019). В результате процессов силикатного выветривания поровые воды обогащаются как гидрокарбонат-ионами, так и Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} . При этом, процессы катионного обмена при высоких значениях HCO_3^- незначительны (Wallmann et al., 2008). Такие процессы возможны в отложениях структуры МГУ, но по нашим данным отследить их сложно. Кроме того мы наблюдаем линейную положительную корреляцию консервативного В и неконсервативного HCO_3^- ($R\ 0.99$) (рис. 5), что сводит предположение о влиянии дополнительных наложенных процессов к минимуму. Однако ответ на этот вопрос требует дальнейших исследований с участием изотопных данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполнен анализ поровых вод из донных отложений, отобранных в пределах структуры МГУ, позволивший установить здесь современную интенсивную разгрузку вод глубинного генезиса. Исследованные поровые воды высоко минерализованы (до 2900 мг/л). Это самая высокая минерализация поровых вод, когда-либо обнаруженная в отложениях оз. Байкал. Воды значительно обогащены Mg, Li, В и Sr, но обеднены К по сравнению с озерной водой и поровыми водами районов вне зон фокусированной разгрузки. Анализ состава флюидов и его изменения по разрезу позволяет связывать генезис глубинных вод структуры МГУ с процессами аутигенного образования и иллитизации смектитов в интервалах осадочного разреза от 1 до 2.5 км, при температурах от 60 до 150 °С.

Активные процессы разгрузки флюидов приурочены к холмам, расположенным на опущенном блоке разлома Гидратный, у подножья тектонического уступа. Максимальные значения градиентов минерализации отмечены в отложениях западного холма, что может свидетельствовать о пространственном смещении центра разгрузки флюидов на запад, вдоль разлома.

Авторы признательны за помощь в выполнении исследований команде НИС “Г. Ю. Верещагин”.

Авторы благодарят научного редактора В. Ю. Русякова и анонимных рецензентов за ценные советы, которые помогли улучшить статью.

Работа выполнена в рамках гос. задания ЛИН СО РАН № 0279-2021-0006 и проекта геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова “Class@Baikal”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахманов Г. Г., Хлыстов О. М., Соловьева М. А., Ефремов В. Н., Видищева О. Н., Маццини А., Кудаев А. А., Буланова И. А., Барымова А. А., Гордеев Е. К., Делентов М. Т., Егошина Е. Д., Сорокоумова Я. В.,

Понимаскин П. О. (2018) Открытие новой гидратоносной структуры на дне оз. Байкал. Вестник Московского университета. Серия Геология. 4(5), 111–116.

Барам Г. И., Верещагин А. Л., Голобокова Л. П. (1999) Применение микроколоночной высокоэффективной жидкостной хроматографии с УФ-детектированием для определения анионов в объектах окружающей среды. ЖАХ. 54(9), 962–965.

Видищева О. Н., Ахманов Г. Г., Соловьева М. А., Маццини А., Хлыстов О. М., Егошина Е. Д., Кудаев А. А., Корост Д. В., Е. Н. Полудеткина, Морозов Н. В., Григорьев К. А. (2021) Особенности разгрузки углеводородных газов вдоль разлома Гидратный (озеро Байкал). Вестник Московского университета. Серия Геология. 4(3), 3–16.

Вологина Е. Г., Штурм М., Воробьева С. С., Гранина Л. З., Тошаков С. Ю. (2003) Особенности осадконакопления в озере Байкал в голоцене. Геология и геофизика. 44(5), 407–421.

Гвоздков А. Н., (1998) Геохимия современных донных осадков озера Байкал. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, 26 с.

Голубев В. А. (2007) Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Гео, 222 с.

Гольмшток А. Я., Дучков А. Д., Хатчинсон Д. Р., Ханукаев С. Б., Ельников А. И. (1997) Оценки теплового потока на озере Байкал по сейсмическим данным о нижней границе слоя газовых гидратов. Геология и геофизика. 38(10), 1677–1691.

Гранина Л. З., Каллендер Е., Ломоносов И. С., Мац В. Д., Голобокова Л. П. (2001) Аномалии состава поровых вод донных осадков Байкала. Геология и геофизика. 42(1–2), 362–372.

Грачев М. А., Домышева В. М., Ходжер Т. В., Коровякова И. В., Голобокова Л. П., Погодаева Т. В., Верещагин А. Л., Гранин Н. Г., Гнатовский Р. Ю., Косторнова Т. Я. (2004) Глубинная вода озера Байкал — природный стандарт пресной воды. Химия в интересах устойчивого развития. 12, 417–429.

Погодаева Т. В., Земская Т. И., Голобокова Л. П., Хлыстов О. М., Минами Х., Сакагами Х. (2007) Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал. Геология и геофизика. 48(11), 1144–1160.

Семинский К. Ж., Черемных А. С., Хлыстов О. М., Ахманов Г. Г. (2022) Разломные зоны и поля напряжений в осадках озера Байкал: тектонофизическая интерпретация гидроакустических и геофизических данных. Геология и геофизика. 63(7), 1016–1034.

Солотчина Э. П. (2009) Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Гео, 234 с.

Солотчина Э. П., Прокопенко А. А., Кузьмин М. И., Василевский А. Н., Шульженко С. Г. (2001) Различия ледниковых и межледниковых ассоциаций глинистых минералов осадков озера Байкал в кернах глубокого бурения BDP-93-2 и BDP-96. Геология и геофизика. 1(1–2), 146–156.

Ai X., Zha R., Lai Y., Yang T., Su P. (2022) Pore-Water Geochemical Gradients of Sulfate, Calcium, Magnesium, and Iodide Correlated With Underlying Gas Hydrate

- Potential: A Case Study of the Shenhu Area, South China Sea. *Front. Earth Sci.* **10**, 882207.
- Aloisi G., Drews M., Wallmann K., Bohrmann G. (2004) Fluid expulsion from the Dvurechenskii mud volcano (Black Sea) — part I. Fluid sources and relevance to Li, B, Sr, I and dissolved inorganic nitrogen cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* **225**, 347–363.
- Aloisi G., Pogodaeva T. V., Poort J., Khabuev A. V., Kazakov A. V., Akhmanov G. G., Khlystov O. M. (2019) Biogeochemical processes at the Krasniy Yar seepage area (Lake Baikal) and a comparison with oceanic seeps. *Geo-Mar. Lett.* **39**, 59–75.
- Artemov Y. G., Egorov V. N., Gulin S. B. (2019) Influx of Streaming Methane into Anoxic Waters of the Black Sea Basin. *Oceanology* **59**, 860–870.
- Chatterjee S., Dickens G. R., Bhatnagar G., Chapman W. G., Dugan B., Snyder G. T., Hirasaki G. J. (2011) Pore water sulfate, alkalinity, and carbon isotope profiles in shallow sediment above marine gas hydrate systems: a numerical modeling perspective. *J. Geophys. Res.* **116**, B09103.
- Chen Y., Xu S., Liu W., Zhang Z., Yang T., Xiao X., Deng X., Li J., Yao H., Wu Z. (2024) Assessing biogeochemical controls on porewater dissolved inorganic carbon cycling in the gas hydrate-bearing sediments of the Makran accretionary wedge, Northeastern Arabian Sea off Pakistan. *Front. Mar. Sci.* **10**, 1181921.
- Cuylaerts M., Naudts L., Casier R., Khabuev A. V., Belousov O. V., Kononov E. E., Khlystov O. M., De Batist M. (2012) Distribution and morphology of mud volcanoes and other fluid flow-related lake-bed structures in Lake Baikal, Russia. *Geo-Mar. Lett.* **32**, 383–394.
- Dimitrov L. I. (2002) Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Sci Rev.* **59**, 49–76.
- Fagel N., Boski T., Likhoshway L., Oberhaensli H. (2003) Late Quaternary clay mineral record in Central Lake Baikal (Academician Ridge, Siberia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **193**(1), 159–179.
- Hachikubo A., Minami H., Sakagami H., Yamashita S., Krylov A., Kalmychov G., Poort J., De Batist M., Manakov A., Khlystov O. (2023) Characteristics and varieties of gases enclathrated in natural gas hydrates retrieved at Lake Baikal. *Sci. Rep.* **13**, 4440.
- Han X., Suess E., Sahling H., Wallmann K. (2004) Fluid venting activity on the Costa Rica margin: new results from authigenic carbonates. *Int. J. Earth. Sci.* **93**, 596–611.
- Hensen C., Nuzzo M., Hornibrook E., Pinheiro L. M., Bock B., Magalhaes V. H., Bruckmann W. (2007) Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz — indications for hydrothermal imprint. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, pp. 1232–1248
<http://seis-bykl.ru>
<https://projects.nilu.no/coc/intercomparison/index.html>.
- Hüpers A. and Kopf A. J. (2012) Effect of smectite dehydration on pore water geochemistry in the shallow subduction zone: An experimental approach. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **13**, Q0AD26.
- Ijiri A., Setoguchi R., Mitsutome Y., Toki T., Murayama M., Hagino K., Hamada Y., Yamagata T., Matsuzaki H., Tanikawa W., Tadaï O., Kitada K., Hoshino T., Noguchi T., Ashi J., Inagaki F. (2023) Origins of sediments and fluids in submarine mud volcanoes off Tanegashima Island, northern Ryukyu Trench, Japan. *Front. Earth Sci.* **11**, 1206810.
- Judd A., Hovland M. (2007) Seabed fluid flow. The Impact of Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge University, Cambridge.
- Kastner M., Elderfield H., Martin J. B. (1991) Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* **335**, 243–259.
- Kawada Y., Toki T., Kinoshita M., Joshima M., Higa R., Kasaya T., Tsunogai U., Nishimura K., Kisimoto K. (2014) Tracing geologically constrained fluid flow pathways using a combination of heat flow measurements, pore water chemistry, and acoustic imaging near the deformation front of the Nankai Trough off the Muroto Peninsula, Japan. *Tectonophysics* **618**, 121–137.
- Khlystov O. M., Batist M., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A. V., Kazakov A. V. (2022) The position of gas hydrates in the sedimentary strata and in the geological structure of Lake Baikal. In: Mienert J., (Ed.) World Atlas of Submarine Gas Hydrates in Continental Margins. Switzerland: Springer Nature Switzerland AG, 515 p.
- Kim J. H., Park M. H., Ryu J. S., Jang K., Choi J., Park S., Song Y., Yi B. Y., Joo Y. J., Kim T. H., Hur J. (2024) Exploring the pore fluid origin and methane-derived authigenic carbonate properties in response to changes in the methane flux at the southern Ulleung Basin, South Korea. *Front. Mar. Sci.* **10**, 1156918.
- Kinoshita M., Ijiri A., Haraguchi S., Jiménez-Espejo F. J., Komai N., Suga H., Sugihara T., Tanikawa W., Hirose T., Hamada Y., Gupta L., Ahagon N., Masaki Y., Abe N., Wu H., S., Weiren Lin, Yamamoto Y., Yamada Y. (2019) Constraints on the fluid supply rate into and through gas hydrate reservoir systems as inferred from pore-water chloride and in situ temperature profiles, Krishna-Godavari Basin, India. *J. Mar. Petrol. Geol.* **108**, 368–376.
- Kopf A. J. (2002) Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.* **40**, 1–51.
- López-Rodríguez C., De Lange G. J., Comas M., Martínez-Ruiz F., Nieto F., Sapart C. J., Mogollón J. M. (2019) Recent, deep-sourced methane/mud discharge at the most active mud volcano in the western Mediterranean. *Mar. Geol.* **408**, 1–17.
- Mazzini A., Etiope G. (2017) Mud volcanism: an updated review. *Earth Sci. Rev.* **168**, 81–112.
- Milkov A. V. (2000) Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Mar. Geol.* **167**, 29–42.
- Milkov A. V., Vogt P. R., Crane K., Lein A. Y., Sassen R., Cherkashev G. A. (2004) Geological, geochemical and microbial processes at the hydrate-bearing Håkon Mosby mud volcano: a review. *Chem. Geol.* **205**, 347–366.
- Mills M. M., Sanchez A. C., Boisvert L., Payne C. B., Ho T. A., Wang Y. (2023) Understanding smectite to illite transformation at elevated (>100 °C) temperature: Effects of liquid/solid ratio, interlayer cation, solution chemistry and reaction time. *Chem. Geol.* **615**, 121214.
- Minami H., Hachikubo A., Yamashita S., Sakagami H., Kasashima R., Konishi M., Shoji H., Takahashi N., Pogodaeva T., Krylov A., Khabuev A., Kazakov A., De Batist M., Naudts L., Chensky A., Gubin N., Khlystov O. (2018) Hydrogen and oxygen isotopic anomalies in pore waters suggesting clay mineral dehydration at gas hydrate-bearing Kedr mud volcano, southern Lake Baikal, Russia. *Geo-Mar. Lett.* **38**, 403–415.
- Och L. M., Müller B., Voegelin A., Ulrich A., Göttlicher J., Steiniger R., Mangold S., Vologina E. G., Sturm M. (2012) New insights into the formation and burial of Fe/Mn

- accumulations in Lake Baikal sediments. *Chem. Geol.* **330**–**331**, 244–259.
- Ohazuruike L., Lee K. J. (2023) A comprehensive review on clay swelling and illitization of smectite in natural subsurface formations and engineered barrier systems. *Nucl. Eng. Technol.* **55**(4), 1495–1506.
- Pimenov N. V., Ul'yanova M. O., Kanapatskii T. A., Sivkov V. V., Ivanov M. V. (2008) Microbiological and biogeochemical processes in a pockmark of the Gdansk Depression, Baltic Sea. *Russian. Microbiol.* **77**(5), 651–659.
- Pogodaeva T. V., Lopatina I. N., Khlystov O. M., Egorov A. V., Zemskaya T. I. (2017) Background composition of pore waters in Lake Baikal bottom sediments. *J. Great Lakes Res.* **43**(6), 1030–1043.
- Pogodaeva T. V., Poort J., Aloisi G., Bataillard L., Markarov M. M., Khabuev A. V., Kazakov A. V., Chensky A. G., Khlystov O. M. (2020) Fluid migrations at the Krasny Yar methane seep of Lake Baikal according to geochemical data. *J. Great Lakes Res.* **46**(1), 123–131.
- Rudebusch J. A., Prouty N. G., Conrad J. E., Watt J. T., Kluesner J. W., Hill J. C., Miller N. C., Watson S. J., Hillman J. T. (2023) Diving deeper into seep distribution along the Cascadia convergent margin, United States. *Front. Earth Sci.* **11**:1205211.
- Scholz F., Hensen C., Schmidt M., Geersen J. (2013) Submarine weathering of silicate minerals and the extent of pore water freshening at active continental margins. *Geochim. Cosmochim. Acta* **100**(12), 200–216.
- Solovyeva M. A., Akhmanov G. G., Mazzini A. Khabuev A. V., Khlystov O. M. (2020) The Gydratny Fault zone of Lake Baikal. *Limnol. and Freshwater Biol.* **1**, 368–373.
- Suess E. (2018) Marine Cold Seeps: Background and Recent Advances In: Wilkes H. (Ed) *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry Fate*. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature, 1–23.
- Syrbu N., Kholmogorov A., Maltseva E., Venikova A. (2024) Cold Seeps and Heat Flow: Gas Hydrate Provinces Offshore Sakhalin Island. *Water* **16**(2), 213.
- Turco F., Ldroit Y., Watson S. J., Seabrook S., Law C. S., Crutchley G. J., Mountjoy J., Pecher I. A., Hillman J. T., Woelz S., Gorman A. R. (2022) Estimates of Methane Release From Gas Seeps at the Southern Hikurangi Margin, New Zealand. *Front. Earth Sci.* **10**, 834047.
- Vanneste H., Kelly-Gerreyn B. A., Connelly D. P., James R. H., Haeckel M., Fisher R. E., Heeschen K., Mills R. A. (2011) Spatial variation in fluid flow and geochemical fluxes across the sediment–seawater interface at the Carlos Ribeiro mud volcano (Gulf of Cadiz). *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 1124–1144.
- Wallmann K., Aloisi G., Haeckel M., Tishchenko P., Pavlova G., Greinert J., Kutterolf S., Eisenhauer A. (2008) Silicate weathering in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **72**(12), 2895–2918.
- Xu S., Menapace W., Hüpers A., Kopf A. (2021) Mud volcanoes in the Gulf of Cadiz as a manifestation of tectonic processes and deep-seated fluid mobilization. *Mar. Pet. Geol.* **132**, 105188.
- Zemskaya T. I., Pogodaeva T. V., Shubenkova O. V., Chernitsina S. M., Dagurova O. P., Buryukhaev S. P., Namsaraev B. B., Khlystov O. M., Egorov A. V., Krylov A. A., Kalmychkov G. V. (2010) Geochemical and microbiological characteristics of sediments near the Malenky mud volcano (Lake Baikal, Russia), with evidence of Archaea intermediate

UNDERWATER DISCHARGE OF FLUIDS AT THE BOTTOM
OF LAKE BAIKAL: COMPOSITION, SOURCES AND MIGRATION
PECULIARITIES WITHIN THE MSU STRUCTURE

© 2024 T. V. Pogodaeva^{a, *}, G. G. Akhmanov^{b, **}, N. A. Onishchuk^a, O. V. Shubenkova^a,
A. B. Khabuev^a, O. M. Khlystov^{a, ***}

^a*Limnological Institute SB RAS, Ulan-Batorskaya St., 3, Irkutsk, 664033 Russia*
^b*Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, GSP 1, 119991 Russia*
^{*}*e-mail: tatyana@lin.irk.ru; **e-mail: akhmanov@geol.msu.ru; ***e-mail: oleg@lin.irk.ru*

The paper presents geochemical study of bottom sediments from the MSU structure located on the large Gydratny Fault in the Central Basin of Lake Baikal at a depth of 1380 m. The first detailed data on the spatial variations in the qualitative and quantitative composition of the pore waters are presented. Pioneering data were obtained on Li, B, and Sr contents in the pore water of the sediments. It has been established that fluids are actively discharged within the MSU structure, and the main pathways of their near-surface migration are confined to the tops of hills of this structure on the downthrown fault block. The fluids are highly mineralized (up to 2900 mg/L), showing the highest mineralization ever found in Lake Baikal sediments. The waters are significantly enriched in Mg, Li, B, and Sr but depleted in K. The waters are thought to be generated by the processes of authigenic formation and illitization of smectite at depths of 1 to 2.5 km in the sedimentary sequence. The maximum values of concentration gradients are recorded in the pore waters of the sediments of the western hill, which may indicate a gradual westward shift of the center of the fluid seepage activity along the fault.

Таблица 1. Информация о станциях пробоотбора. Глубина воды и координаты

Станция	Глубина воды, м	Координата ' N	Координата ' E
1	1443	52.866	107.117
2	1443	52.866	107.115
3	1443	52.867	107.112
4	1443	52.867	107.112
5	1443	52.866	107.113
6	1443	52.866	107.113
7	1443	52.867	107.112
8	1443	52.866	107.112
9	1442	52.867	107.112
10	1443	52.867	107.112
11	1443	52.867	107.112
12	1442	52.866	107.117
13	1436	52.870	107.116
14	1464	52.862	107.129

Таблица 2. Химический состав поровых вод донных отложений в пределах структуры МГУ

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрации, мг/л										Сумма ионов
		HCO_3^-	CH_3COO^-	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
1	115	695	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	26	7.9	141	33	903
	240	1511	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	54	12	300	68	1944
2	115	736	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	28	6.7	133	40	943
	240	1459	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	47	11	265	81	1863
3	330	1598	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	57	12	290	88	2046
	115	427	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	5.3	69	31	548
4	240	1194	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	41	8.2	203	82	1529
	300	1395	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	46	9.2	237	99	1785
5	150	683	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	18	6.0	109	50	866
	235	1114	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	31	8.5	180	83	1415
6	300	1281	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	35	9.5	210	91	1626
	150	548	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	25	5.5	103	27	709
7	235	854	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	32	7.2	173	40	1106
	325	1155	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	43	8.7	227	60	1494
8	150	270	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	7.1	56	15	358
	235	666	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	24	10	121	37	858
9	325	968	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	35	12	171	57	1241
	1.5	78	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.3	2.1	15	3.0	102
10	10	122	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	5.8	2.6	20	7.3	158
	20	148	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	7.5	3.3	25	8.3	192
11	30	251	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	11	3.6	40	16	321
	40	333	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	14	4.1	50	21	423
12	50	429	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	17	4.4	66	30	546
	60	581	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	22	4.8	80	40	728
13	80	889	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	28	5.8	135	62	1120
	100	1107	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	36	6.5	170	78	1397
14	110	1217	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	42	7.2	193	93	1553
	120	1317	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	46	8.0	204	94	1669
15	140	1540	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	55	8.8	239	115	1958
	150	1836	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	61	10	266	136	2309
16	160	1895	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	65	11	278	137	2386
	185	1965	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	70	11	287	150	2484
17	200	2094	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	74	12	306	160	2646
	216	2109	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	75	12	311	172	2679
18	234	2160	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	83	12	313	180	2748
	267	2197	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	84	12	320	181	2795
19	270	2150	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	84	12	319	183	2749
	275	2164	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	86	13	318	183	2763
20	300	2226	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	92	13	327	192	2850
	5	104	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.0	2.3	17	3.3	132
21	40	88	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.7	2.4	17	3.4	118
	75	120	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	6.8	2.9	24	5.5	166
22	100	223	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	11	4.0	43	11	294
	125	341	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	4.7	65	17	444
23	150	436	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	20	5.7	82	21	565
	200	716	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	27	7.0	145	34	929
24	250	1001	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	35	7.6	198	46	1291
	300	1110	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	41	7.9	219	58	1436
25	350	1170	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	46	8.1	223	64	1512

Таблица 2. Продолжение

Станции отбора	Гори- зонт, см	Концентрации, мг/л										Сумма ионов
		HCO ₃ ⁻	CH ₃ COO ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
9	2.5	87	<0.01	0.33	<0.01	<0.01	<0.01	4.2	2.4	17	3.2	113
	10	88	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.1	2.4	17	4.1	116
	15	96	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.8	2.4	17	4.2	125
	20	102	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	6.2	2.6	15	4.4	133
	25	107	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	6.5	2.9	17	5.3	139
	30	114	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	6.8	2.9	19	6.6	150
	40	187	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	8.5	3.6	28	13	240
	50	281	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	4.0	41	19	355
	75	527	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	15	5.3	79	49	674
	100	816	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	22	6.4	123	74	1041
	125	1037	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	29	7.9	157	97	1328
	150	1429	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	40	10	211	127	1817
	175	1315	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	43	10	196	122	1685
	200	1475	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	50	11	218	131	1884
	225	1466	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	51	11	215	130	1872
10	250	1532	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	54	11	227	138	1962
	260	1525	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	56	11	225	135	1952
	10	86	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.8	2.4	17	3.2	114
	46	94	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	5.0	2.7	19	3.7	124
	86	239	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	4.8	46	11	311
	126	376	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	6.1	63	25	486
	166	498	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	26	7.1	80	35	645
	186	521	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	28	7.6	83	37	677
	226	596	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	33	7.8	92	44	772
	11	73	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	3.6	2.2	15	3.1	96
	20	79	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.0	2.2	16	3.2	105
	61	107	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	5.2	2.4	23	4.3	142
	81	160	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	7.2	2.8	28	8.6	207
	101	236	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	3.2	41	14	304
	121	365	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	14	3.7	66	22	471
11	141	555	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	19	4.4	102	36	717
	171	864	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	25	5.4	154	58	1107
	201	1159	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	32	6.7	195	82	1476
	221	1360	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	37	7.4	232	98	1735
	241	1407	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	41	8.1	239	102	1797
	271	1510	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	47	9.3	253	118	1938
	301	1554	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	50	10	255	121	1990
	331	1526	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	54	10	250	119	1960
	341	1565	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	57	11	256	122	2011
	12	0	80	<0.01	0.24	<0.01	<0.01	3.5	1.8	16	3.3	106
	7	93	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.2	2.0	17	3.4	122
	20	149	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	7.7	2.8	28	5.5	193
	30	195	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	3.1	36	7.2	251
	40	221	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	13	3.8	39	8.4	285
12	60	328	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	14	4.6	61	13	421
	80	431	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	5.2	87	18	557
	100	566	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	22	5.8	114	24	732
	120	673	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	26	6.7	135	30	870
	140	795	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	28	7.4	161	34	1027
	160	877	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	34	8.2	179	39	1137

Таблица 2. Продолжение

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрации, мг/л										Сумма ионов
		HCO_3^-	CH_3COO^-	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
	180	973	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	37	8.8	193	42	1253
	190	1020	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	40	9.2	209	46	1326
	200	1074	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	41	10	214	46	1387
13	10	72	<0.01	0.41	<0.01	0.25	0.86	3.6	2.0	15	3.1	96
	30	75	<0.01	0.09	<0.01	0.00	0.43	4.2	2.2	16	3.1	100
	50	80	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.8	2.4	16	3.1	106
	77	89	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	5.0	2.7	18	3.2	118
	107	108	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	6.9	3.1	21	3.7	143
	127	119	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	7.9	3.4	23	4.1	157
	157	148	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	8.6	3.9	30	5.2	195
	177	189	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	9.1	4.7	37	6.8	246
	207	212	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	10	5.3	43	7.6	278
	227	222	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	11	5.8	46	8.1	293
	267	246	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	12	6.2	51	8.8	324
	307	261	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	13	6.6	54	8.8	344
	347	277	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	15	6.9	56	10	365
	367	288	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	6.9	57	11	378
	407	299	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	7.1	60	12	394
	447	300	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	16	7.3	61	13	397
14	1	101	<0.01	0.43	0.03	0.35	3.31	5.7	2.1	18	3.1	131
	20	103	<0.01	0.40	<0.01	<0.01	<0.01	5.4	2.0	18	3.2	135
	30	102	<0.01	0.46	<0.01	<0.01	<0.01	5.7	2.2	19	3.8	134
	45	101	<0.01	0.43	<0.01	<0.01	<0.01	5.7	2.5	19	3.8	135
	60	112	<0.01	0.42	<0.01	<0.01	<0.01	5.8	2.9	22	4.1	147
	70	132	<0.01	0.44	<0.01	<0.01	<0.01	6.1	3.2	27	4.6	174
	100	148	<0.01	0.31	<0.01	<0.01	<0.01	7.5	3.3	31	6.3	199
	130	197	<0.01	0.50	<0.01	<0.01	<0.01	8.8	3.4	40	7.8	258
	140	200	<0.01	0.43	<0.01	<0.01	<0.01	10	3.6	40	9.0	263
фон	10.5	66	<0.01	0.82	<0.01	<0.01	2.91	2.8	2.0	15	2.8	92
(Pogodaeva et al., 2017)	11.5	72	<0.01	0.97	<0.01	<0.01	2.58	3.2	2.0	16	2.7	99
	17.5	76	<0.01	0.60	<0.01	<0.01	1.91	2.9	1.9	16	3.0	103
	24.5	79	<0.01	0.49	<0.01	<0.01	0.35	2.9	1.9	17	3.0	106
	26.5	76	<0.01	0.58	<0.01	<0.01	0.11	2.9	1.9	16	2.9	101
	30.5	76	<0.01	0.60	<0.01	<0.01	0.56	2.8	1.9	17	2.9	103
	45	75	<0.01	0.54	<0.01	<0.01	0.05	3.0	1.9	17	2.9	102
	50	75	<0.01	0.59	<0.01	<0.01	0.25	3.2	1.9	17	3.2	102
	55	74	<0.01	0.51	<0.01	<0.01	0.12	3.1	1.9	17	3.2	101
	60	75	<0.01	0.46	<0.01	<0.01	0.29	2.9	1.9	17	3.4	103
	65	77	<0.01	0.57	<0.01	<0.01	0.14	3.2	1.9	17	3.5	105
	70	82	<0.01	0.49	<0.01	<0.01	0.11	3.0	1.9	19	3.4	110
	75	79	<0.01	0.80	<0.01	<0.01	0.07	2.8	1.8	18	3.2	106
	80	71	<0.01	0.48	<0.01	<0.01	0.16	2.6	1.9	17	3.1	97
	85	82	<0.01	0.49	<0.01	<0.01	0.07	3.2	2.0	18	3.2	109
	90	84	<0.01	0.35	<0.01	<0.01	0.04	3.0	2.0	19	3.3	113
	95	79	<0.01	0.49	<0.01	<0.01	0.04	3.0	2.0	17	3.2	105
	100	80	<0.01	0.44	<0.01	<0.01	0.09	3.0	2.0	18	3.1	107
	105	81	<0.01	0.48	<0.01	<0.01	0.07	3.0	2.0	18	3.1	109
	115	86	<0.01	0.84	<0.01	<0.01	0.08	3.0	2.1	19	3.2	115
	130	91	<0.01	0.35	<0.01	<0.01	0.03	3.1	2.1	20	3.6	121

Таблица 2. Окончание

Станции отбора	Гори- зонт, см	Концентрации, мг/л										Сумма ионов
		HCO ₃ ⁻	CH ₃ COO ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
	135	88	<0.01	0.45	<0.01	<0.01	0.05	3.5	2.1	19	3.4	117
	145	91	<0.01	0.32	<0.01	<0.01	0.06	3.3	2.2	20	3.6	121
	150	94	<0.01	0.57	<0.01	<0.01	0.04	3.3	2.2	21	3.4	125
	155	97	<0.01	0.39	<0.01	<0.01	0.07	3.2	2.2	21	3.6	128
	165	98	<0.01	0.35	<0.01	<0.01	0.09	3.4	2.3	22	3.7	131
	170	100	<0.01	0.46	<0.01	<0.01	0.04	3.5	2.3	22	3.8	132
	175	102	<0.01	0.38	<0.01	<0.01	0.02	4.0	2.3	22	4.1	134
	185	405	<0.01	0.24	<0.01	<0.01	0.04	3.4	2.4	24	4.2	131
	190	105	<0.01	0.26	<0.01	<0.01	0.06	3.5	2.5	23	4.3	131
	195	101	<0.01	0.17	<0.01	<0.01	0.08	3.7	2.5	24	3.8	135
	206	99	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	0.09	3.8	2.6	24	4.0	135
	208	100	<0.01	0.49	<0.01	<0.01	0.08	3.7	2.6	23	4.2	134
	215	98	<0.01	0.21	<0.01	<0.01	0.07	3.8	2.6	24	3.9	135
	225	103	<0.01	0.17	<0.01	<0.01	0.08	3.9	2.7	23	4.0	138
	229	100	<0.01	0.24	<0.01	<0.01	0.04	4.0	2.5	23	4.1	134
	230	100	<0.01	0.26	<0.01	<0.01	0.03	4.1	2.6	23	4.1	135
	235	105	<0.01	0.25	<0.01	<0.01	0.04	4.3	2.6	25	4.1	141
	240	105	<0.01	0.26	<0.01	<0.01	0.05	4.6	2.7	24	4.6	142
	245	108	<0.01	0.27	<0.01	<0.01	0.07	4.5	2.7	24	4.8	145
	250	118	<0.01	0.28	<0.01	<0.01	0.08	4.8	2.8	27	5.0	158
	255	121	<0.01	0.21	<0.01	<0.01	0.05	4.8	2.9	26	5.0	160
	262	128	<0.01	0.21	<0.01	<0.01	0.06	4.8	2.8	28	5.2	161
	270	124	<0.01	0.56	<0.01	<0.01	0.03	4.9	2.8	27	4.9	164
	274	120	<0.01	0.76	<0.01	<0.01	0.03	4.9	2.7	28	4.4	166
	275	133	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	0.04	5.0	3.0	28	5.1	170
	277	130	<0.01	0.45	<0.01	<0.01	0.03	5.0	2.9	28	5.2	171
	282	127	<0.01	0.61	<0.01	<0.01	0.05	5.0	2.9	27	4.9	168
	291	139	<0.01	0.22	<0.01	<0.01	0.02	5.1	3.0	28	6.2	174
	294	134	<0.01	0.27	<0.01	<0.01	0.03	5.2	3.1	28	5.5	178
	305	130	<0.01	0.24	<0.01	<0.01	0.02	5.2	3.1	28	4.8	174
	310	128	<0.01	0.68	<0.01	<0.01	0.03	5.3	3.1	28	5.0	172
	325	130	<0.01	0.68	<0.01	<0.01	0.02	5.2	3.1	29	5.6	174
	327	132	<0.01	0.16	<0.01	<0.01	0.03	5.2	3.1	29	5.6	178
	330	135	<0.01	0.82	<0.01	<0.01	0.04	5.2	3.1	29	4.8	179
	335	133	<0.01	0.69	<0.01	<0.01	0.02	5.2	3.1	28	5.4	181
	340	135	<0.01	0.56	<0.01	<0.01	0.03	5.1	3.1	28	5.4	180

Таблица 3. Содержание микрокомпонентов (Li, B, Sr) в поровых водах донных отложений в пределах структуры МГУ

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрация, мкг/л		
		Li	B	Sr
7	1.5	2.1	12	89
	10	3.4	15	135
	20	3.8	15	158
	30	8.6	64	253
	40	12	112	363
	50	16	162	465
	60	22	228	626
	80	33	351	976
	100	41	436	1185
	110	44	474	1384
	120	46	506	1339
	140	55	610	1645
	150	65	717	1933
	160	68	746	1947
	185	73	798	2163
	200	78	850	2290
	216	82	910	2460
	234	86	922	2591
	267	90	954	2590
	270	91	960	2624
	275	91	964	2619
	300	93	998	2703
9	2.5	3.1	17	109
	10	3.4	19	109
	15	3.5	22	117
	20	3.6	24	122
	25	4.0	26	120
	30	4.2	32	127
	40	8.3	70	227
	50	12	118	338
	75	24	230	640
	100	37	362	984
	125	46	484	1280
	150	61	652	1757
	175	58	597	1619
	200	63	674	1816

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрация, мкг/л		
		Li	B	Sr
	225	64	665	1799
	250	67	686	1929
	260	70	694	1883
12	0	2.0	11	79
	7	2.1	12	93
	20	2.7	20	145
	30	3.7	26	187
	40	3.6	28	213
	60	4.5	41	307
	80	5.7	58	425
	100	6.8	74	528
	120	7.7	84	636
	140	9.0	101	718
	160	10	112	794
	180	11	127	906
	200	12	139	1014
13	10	2.0	8.3	61
	30	2.1	8.6	62
	50	2.2	8.7	67
	77	2.6	10	77
	107	3.0	11	92
	127	3.4	12	103
	157	3.8	15	125
	177	5.5	23	162
	207	5.0	22	181
	227	5.1	22	192
	267	5.2	23	216
	307	5.1	24	221
	347	5.1	26	231
	367	5.4	27	249
	407	5.6	27	264
	447	5.9	27	274

Таблица 4. Окислительно-восстановительные характеристики донных отложений станций 7 и 13

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрация, мкг/л		
		pH	Eh	
7	1.5	7.4	-360	
	10	7.37	-370	
	20	7.37	-382	
	30	7.36	-385	
	50	7.36	-380	
	80	7.33	-382	
	100	7.31	-389	
	150	7.31	-365	
	200	7.3	-383	
	270	7.3	-375	
	300	7.3	-385	
13	0	7.49	80	

Станции отбора	Горизонт, см	Концентрация, мкг/л		
	10	7.47	-82	
	20	7.41	-150	
	30	7.39	-142	
	50	7.38	-155	
	107	7.37	-163	
	157	7.33	-180	
	207	7.32	-202	
	267	7.33	-215	
	307	7.32	-214	
	347	7.32	-226	
	447	7.33	-231	