

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.361

МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ДНА ОЗЕРА БАЙКАЛ

А.Д. Дучков, С.А. Казанцев, А.А. Дучков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Представлены результаты экспериментальных наблюдений вариаций температуры дна, выполненных в 2003—2004 гг. в той глубоководной части Южно-Байкальской впадины, где фиксируется активная разгрузка газонасыщенного флюида. Дано описание разработанного в Институте геофизики СО РАН автономного измерителя температуры, которым проведена серия экспериментов вблизи двух подводных метановых источников (глубины дна 1020 и 1350 м). Впервые выполнены длительные (350 сут.) непрерывные измерения температуры дна (воды и осадков) вблизи источника Старый. Выявлены существенные вариации значений температуры воды (до 0.07 °C), осадков и геотермического градиента в осадках в метровом слое выше и ниже дна. Выделен относительно „спокойный“ период (середина июня 2003 г.—начало февраля 2004 г.) с незначительными колебаниями температуры (особенно в осадках) и два „нестационарных“ периода. „Спокойный“ период является наиболее благоприятным временем для проведения в Южно-Байкальской впадине геотермических работ. Значительное (на 0.04—0.05 °C) понижение температуры дна в „нестационарные“ периоды связывается с интрузиями холодных поверхностных вод. Обсуждены возможные причины формирования в апреле 2003 г. положительной температурной аномалии (~0.04 °C), которая может быть вызвана в том числе и активностью газового источника.

Подводные метановые источники, мониторинг температуры дна, автономный измеритель температуры, математическое моделирование теплопереноса, Южно-Байкальская впадина, оз. Байкал.

BOTTOM TEMPERATURE MONITORING IN LAKE BAIKAL

A.D. Duchkov, S.A. Kazantsev, and A.A. Duchkov

We report results of bottom temperature monitoring of 2003–2004 in the deepwater South Baikal basin (Lake Baikal) near active gas-fluid methane vents at lake depths of 1020 and 1350 m. Sediments and water temperatures were measured using an autonomous temperature recorder designed at the Institute of Geophysics, Novosibirsk. Experiments implied short-duration recording and pioneering continuous 350 day-long monitoring near the Saryi vent. Measurements within a 1 m thick layer above and below the bottom showed notable variations in water (up to 0.07 °C) and sediment temperatures and in geothermal gradient. The temperature records include a relatively steady period (mid-June 2003–early February 2004) with smooth temperature variations (especially in sediments) and two transient unsteady periods. The steady season is the best time for heat flow studies in the South Baikal basin. The 0.04–0.05 °C drop in bottom water temperature during the unsteady periods may result from intrusion of cold surface water. A positive temperature anomaly (~0.04 °C) of the sediments recorded in April 2003 may be caused, among other reasons, by active gas venting.

Submarine methane vents, bottom temperature monitoring, autonomous temperature recorder, mathematical modeling of heat transfer, South Baikal basin, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Длительные непрерывные измерения придонной температуры весьма редки в глубоких водоемах, хотя они представляют несомненный интерес при изучении процессов теплопереноса. Так, сравнительно недавно именно в результате таких наблюдений [Wuest et al., 2005] удалось зарегистрировать проникновение (интрузии) поверхностной холодной воды в придонную часть оз. Байкал. Этот процесс позволяет объяснить сравнительно быстрое (<20 лет) обновление воды в нижних горизонтах озера, которое ранее обсуждалось, например, в работах [Шимараев, Гранин, 1991; Shimaraev et al., 1993].

В настоящее время интерес к мониторингу температуры дна усиливается в связи с открытием в глубоководной части Южно-Байкальской впадины вблизи Посольской банки подводных метановых источников и приуроченных к ним поддонных скоплений гидратов метана [Дучков, 2003; Клеркс и др.,

2003]. Осадки на этом участке дна осложнены глубинным Посольским разломом и серией небольших активных разломов „обратного“ направления. Разломы контролируют несколько аномалий рельефа дна, напоминающих по форме подводные грязевые вулканы (Большой, Старый, Маленький и др.), к которым приурочены холодные метановые источники и поддонные скопления гидратов метана. Изучение эволюции этих источников и закономерностей формирования газовых гидратов нуждается в экспериментальной информации об изменении физических параметров, в том числе и температуры воды и осадков.

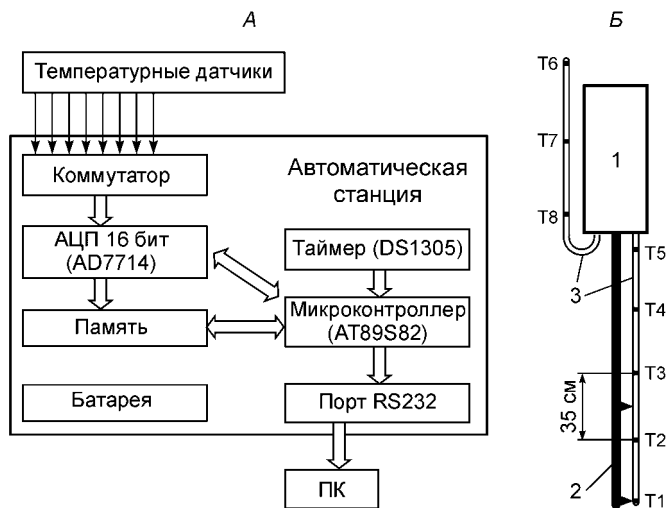
Организация длительных наблюдений температуры водной толщи сдерживается отсутствием серийной аппаратуры и сложностью постановки эксперимента в подводных условиях. В Институте геофизики СО РАН уже длительное время разрабатывается и изготавливается автономная цифровая аппаратура для измерения температуры [Казанцев, Дучков, 1992; Дучков, Казанцев, 1996]. Последняя модификация такой аппаратуры была использована для проведения температурного мониторинга дна в Южно-Байкальской впадине в 2003—2004 гг. Первые кратковременные эксперименты были проведены вблизи подводного газового источника mTSG (координаты 51°36.674' с.ш., 104°43.357' в.д.; глубина дна 1020 м). Длительный (350 сут.) мониторинг температуры дна был организован в пределах источника Старый (координаты 51°54.064' с.ш., 105°36.448' в.д., глубина дна 1350 м). Особенностью данного эксперимента является одновременное измерение температуры как в придонном слое воды, так и в осадках. Такие данные могут быть использованы при изучении теплообмена на границе вода—осадки и выявлении признаков активности глубоководных флюидных источников. Некоторые результаты температурных измерений были нами представлены в работе [Дучков и др., 2005]. В настоящей статье дан более полный анализ полученной информации.

АППАРАТУРА

Автономный измеритель температуры. Наблюдения выполнялись автономным измерителем температуры (АИТ), структурная схема которого приведена на рис. 1, А. Его основой являются 16-разрядный амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП) и микроконтроллер (однокристальная микроЭВМ), управляющий как работой АЦП, так и операциями по переключению датчиков, записью результатов в память и обменом информацией с внешней ЭВМ. В качестве АЦП была выбрана микросхема AD7714, предназначенная для измерения низкочастотных сигналов с большим динамическим диапазоном [Интегральные..., 1996]. В базовом варианте АИТ имеет десять каналов (восемь измерительных и два калибровочных). Сигналы с температурных датчиков (в нашем случае — термисторы) через коммутатор поступают на АЦП и в виде цифрового кода записываются в память. Используется энергонезависимая (технология Flash) память объемом до 7 тыс. восьмиканальных измерительных сессий. Работой прибора управляет микроконтроллер AT89S82, который имеет встроенное ППЗУ команд. Запускает измеритель в работу специализированный интегральный таймер (DS1305), интервал между измерениями задается программно с клавиатуры компьютера и может составлять от десятков секунд до десятков часов с временной привязкой каждого измерения. После измерения температуры всех датчиков, предварительной обработки и записи результатов в память микроконтроллер переводит станцию в дежурный, „спящий“, режим. В режиме измерения потребление регистратора составляет около 60 мА, в дежурном режиме — порядка 70 мкА. Питание регистратора осуществляется от батарейного источника напряжением 4—6 В. Для считывания информации к регистратору через стандартный последовательный порт RS232 подключается персональный компьютер. Программно определяется объем заполнения памяти, считывается и сохраняется в виде табличного файла ее содержимое. Перед запуском регистратора в работу задается интервал между измерениями, при необходимости память устройства очищается. После отключения компьютера регистратор автоматически переходит в рабочий режим. Точность измерения абсолютных значений температуры определяется возможностями градуировки температурных датчиков и составляет 0.01—0.02 °С, относительные изменения температуры регистрируются с разрешением до 0.002 °С.

Рис. 1. Структурная схема автономного измерителя температуры (А) и геотермический зонд (Б).

1 — герметичный контейнер с электроникой, 2 — несущий стальной стержень (1.5 м), 3 — трубки с температурными датчиками T1—T8 (термисторы).



Достоинствами автономного регистратора являются высокая разрешающая способность, большой объем памяти, малое общее энергопотребление, возможность длительной автономной работы, простота в обращении и обслуживании.

Геотермический зонд. Для доставки измерительной аппаратуры на дно оз. Байкал был использован геотермический зонд (см. рис. 1, Б), обычно применяемый при изучении теплового потока через дно водоемов. Оснащенный новой измерительной станцией один и тот же зонд позволяет проводить измерение температурных параметров в режимах короткого однократного зондирования или длительного мониторинга. Зонд состоит из тяжелого герметичного контейнера, в нижнем торце которого укреплены прочный металлический стержень длиной 1.5 м и две стальные трубки (диаметр 5 мм) с термодатчиками, одна из которых соединена кронштейнами со стержнем, а другая поднята вверх (расстояние между датчиками составляет 35—47 см). В герметичном контейнере размещается рассматриваемый выше автономный измеритель. Стержень служит для внедрения в донные осадки. При „полном“ внедрении зонда в осадки (по нижний фланец контейнера) датчики Т1—Т5 (в нижней трубке) измеряют температуру осадков соответственно на глубинах 10, 45, 80, 115 и 150 см ниже дна, а датчики Т6—Т8 (в верхней трубке) измеряют температуру воды в интервале 20—110 см выше дна. Внедрение зонда во всех экспериментах предполагалось вертикальным и не контролировалось.

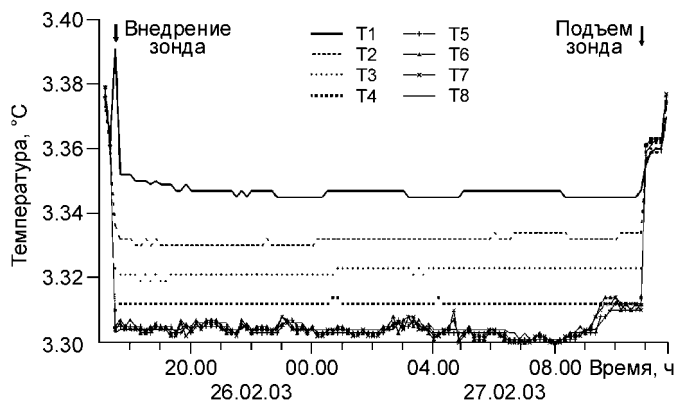
В качестве датчиков температуры использовались термисторы, градуированные относительно ртутных термометров на специальном лабораторном стенде. Сравнительная корректировка градуировочных графиков производилась в полевых условиях по результатам измерений температуры в водном слое с постоянной температурой, который определялся с помощью прибора STD. Разрешающая способность при измерении температуры составила 0.002—0.003 °С.

Экспериментальные работы выполнялись в феврале—марте, когда толщина слоя льда на озере превышает 1 м. В начале весны 2003 г. были проведены кратковременные геотермические эксперименты и установка зонда на год в осадки (с использованием погружного бую). Подъем зонда был успешно осуществлен весной 2004 г. Все спускоподъемные работы проводились со льда при содействии сотрудников Лимнологического института СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Кратковременные эксперименты. Целью кратковременных экспериментов была проверка работы измерителя и всего зонда в разных режимах измерений. Они были начаты на станции mTSG и завершены вблизи источника Старый. Рассмотрим некоторые результаты этих экспериментов.

Станция mTSG. Во время одного из первых спусков и внедрений (26 февраля 2003 г.) измерения велись в автономном режиме в течение 17.5 ч с регистрацией температуры каждые 10 мин. Графики рис. 2 показывают изменения температуры во времени, измеренные всеми датчиками в разное время и на различном удалении от дна (выше и ниже). Резкие изменения температуры в начале и конце записи отмечают спуск и внедрение зонда в осадки, а затем его извлечение из осадков и подъем на поверхность. Расположение кривых для четырех нижних датчиков (Т1—Т4) показывает, что в процессе мониторинга они находились в осадках и зафиксировали в верхнем метровом слое рост температуры на 0.033 °С. Геотермический градиент, рассчитанный по этим данным, не превышает 33 мК/м. При средней теплопроводности осадков порядка 1 Вт/(м·К) тепловой поток составляет 30—35 мВт/м². Таким образом, удалось установить, что район источника mTSG характеризуется аномально низким тепловым потоком (средний тепловой поток Южно-Байкальской впадины оценивается в 60—70 мВт/м² [Дучков и др., 1999]). Датчики Т5—Т8 фиксировали изменения температуры воды. Их записи практически совпадают (см. рис. 2). Это означает, что в придонном метровом слое вода хорошо перемешана и характеризуется одной температурой. В нем нет заметного (более 4—5 мК/м) геотермического градиента. Это наблюдение было



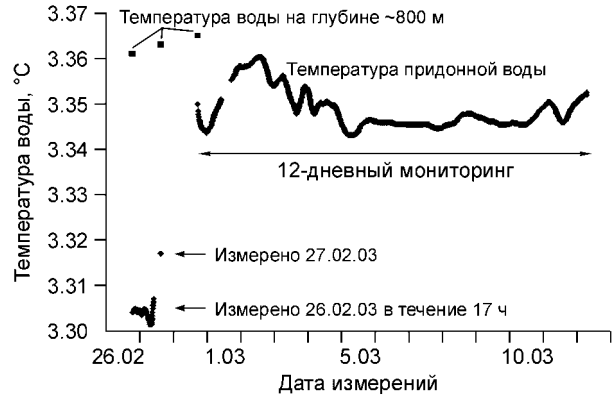
подтверждено при проведении в последующем на mTSG кратковременного геотермического спуска (27 февраля) и 12-суточного мониторинга (с 28 февраля по 12 марта 2003 г.). В обоих последних экспериментах вследствие неполного внедрения были записаны в основном изменения температуры в придонном слое воды.

Рис. 2. Температура придонной воды и осадков на станции mTSG по измерениям 26—27 февраля 2003 г.

Четыре нижних датчика (Т1—Т4) внедрены в осадки, остальные располагаются в воде.

Рис. 3. Средняя температура придонной воды на станции mTSG в период с 26 февраля по 12 марта 2003 г. по нескольким экспериментам.

Осреднение выполнялось в скользящем 5-часовом окне. Квадратами обозначены значения температуры воды, измеренные во время выстойки зонда перед внедрением.



Выполненные в разное время наблюдения позволили составить кривую вариаций температуры придонной воды (осредненную по показаниям всех датчиков) вблизи источника mTSG в период с 26 февраля по 12 марта 2003 г. Полученный график представлен на рис. 3. Очевидно, что температура придонного слоя воды не остается постоянной даже на глубине более 1000 м. В начальный период зафиксирован ее быстрый рост за 3 дня на 0.06 °C. Затем произошло небольшое (на 0.015 °C) уменьшение температуры с последующей ее стабилизацией. В целом за наблюдательный период средняя температура придонного слоя воды на станции mTSG изменялась от 3.30 до 3.36 °C.

Источник Старый. В районе подводного газифлюидного источника Старый было выполнено несколько экспериментов и в том числе кратковременное зондирование для оценки теплового потока. Зонд находился в осадках 90 мин, регистрация температуры производилась каждые 5 с. В этом эксперименте (27 марта 2003 г.) было достигнуто неплохое внедрение: 4 нижних датчика находились в осадках (запись одного из них, T1, была отбракована), остальные — в воде. Детальные графики изменений температуры датчиков приведены на рис. 4. На двух из них (для T2 и T3) видны пики внедрения (повышение температуры датчиков в осадках из-за нагрева, вызванного трением) и последующее охлаждение датчиков до стационарных значений температуры осадков. Геотермический градиент, рассчитанный по конечным участкам кривых, составляет 100 мК/м.

Начальные интервалы записей температуры с отчетливым пиком внедрения (графики T2 и T3 на рис. 4) были использованы для оценки теплопроводности осадков по методике, изложенной в работе [Lee et al., 2003]. Методика заключается в решении обратной задачи оценки теплопроводности и равновесной температуры (ненарушенной теплотой трения) по кривым выстойки датчиков в осадках. Задача формулируется в рамках вероятностного Байесовского подхода. Процесс подбора искомых параметров сводится к минимизации функционала невязки между расчетными и экспериментальными данными. Результаты тестирования на синтетических данных показали, что значения равновесной температуры и коэффициента теплопроводности (λ) могут быть восстановлены по начальному интервалу записи длиной 2.5 мин после внедрения зонда. Равновесная температура может быть определена этим методом с точностью до 0.002 °C, а значения λ — с точностью $\pm 5\%$. Согласно выполненным расчетам, коэффициент теплопроводности осадков в окрестности датчиков T2 и T3 (глубина 65—100 см ниже дна) составляет 0.8—0.9 Вт/(м·К).

Долговременный эксперимент. 28 марта 2003 г. была осуществлена постановка зонда в том же пункте для длительного мониторинга температуры с частотой опроса датчиков через 1.5 ч (16 измерений в сутки). Зонд был найден и поднят 11 марта 2004 г. При анализе результатов были забракованы записи с заметным дрейфом термисторов (датчики T1 и T7). Глубина внедрения зонда в осадки устанавливалась по ряду косвенных признаков: следы ила на стержне и трубках, характер записей по разным каналам. Внедрение было принято за „полное“ (по нижний фланец контейнера, см. рис. 1, Б) с ошибкой определения

глубины размещения датчиков ~5—10 см.

Результаты мониторинга (графики изменения температуры) приведены на рис. 5. Два нижних, практически совпадающих, графика иллюстрируют вариации температуры придонной воды (T_B) на глубине 20 и 110 см выше дна (датчики T6 и T8). Эти записи идентичны, свидетельствуя, как и ранее на станции mTSG,

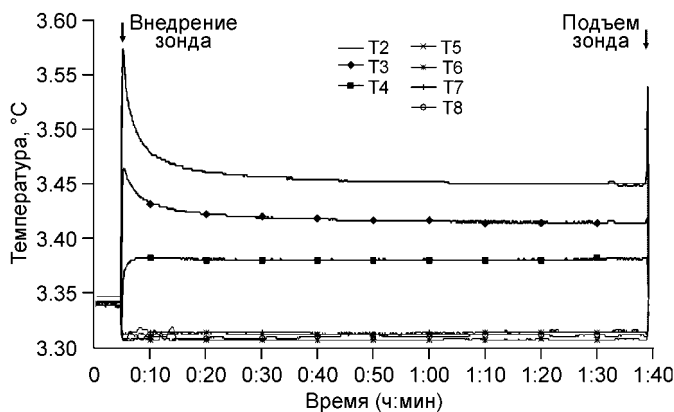


Рис. 4. Кратковременный спуск зонда вблизи источника Старый (опрос датчиков через 5 с).

Датчики T2, T3, T4 располагались в осадках, датчик T1 — не показан (вышел из строя), остальные датчики — в воде.

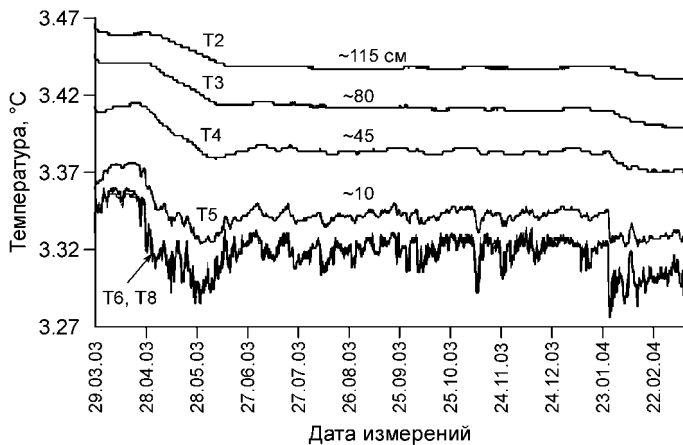


Рис. 5. Результаты мониторинга температуры дна Южно-Байкальской впадины вблизи подводного источника Старый с 28 марта 2003 г. по 11 марта 2004 г. (350 сут.).

Датчики T2—T5 находились в осадках на глубинах, указанных выше графиков, датчики T6 и T8 — в придонном слое воды.

о хорошем перемешивании воды в придонном слое. Датчики T2—T5 зафиксировали изменения температуры в осадках (T_{oc}) соответственно на глубинах 115, 80, 45 и 10 см ниже дна.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГОДИЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Температура воды. Анализ экспериментальных кривых (см. рис. 5) показывает, что температура дна в восточной части Южно-Байкальской впадины (источник Старый) постоянно изменяется, хотя амплитуды вариаций невелики — от 0.07 до 0.01 °C и менее. Длительность вариаций T_b колеблется от нескольких месяцев до суток. По записям отчетливо различаются три периода изменения температуры дна (как воды, так и осадков): относительно „спокойный“ летне-осенний период (середина июня 2003 г.—начало февраля 2004 г.) и два „нестационарных“ — в начале и конце наблюдений. Скорее всего „нестационарные“ периоды являются частями единого зимне-весеннего (от начала февраля до середины июня) этапа в температурном режиме дна озера. В „спокойный“ период фиксировались заметные (до 0.02—0.03 °C), но короткопериодные возмущения температуры вокруг среднего значения T_b порядка 3.32 °C. Спектральный анализ изменений температуры придонной воды в „спокойный“ период показал, что наиболее значимый максимум спектра соответствует периоду в 15 дней. Заметны циклы с периодами 55, 18, 11 и 8 дней. В начале мониторинга зафиксирован достаточно плавный рост T_b до значения 3.36 °C в середине марта. Затем в течение 2.5 мес. произошло уменьшение температуры воды до 3.29 °C в начале июня. Суммарная амплитуда изменения T_b в этот период составила, таким образом, 0.07 °C. Практически такой же рост температуры придонной воды нами наблюдался и на станции mTSG в начале марта (см. рис. 3). В конце января T_b уменьшилась скачкообразно на 0.05 °C. К сожалению, не удалось экспериментально проследить, как завершился в 2004 г. этот этап эволюции температурного поля дна Южно-Байкальской впадины.

Температура осадков. Простое сопоставление температурных графиков (см. рис. 5) позволяет связать изменения температуры в осадках с проникновением в них температурной волны, образованной изменениями T_b на верхней границе осадков. Практически все вариации T_b проникали в верхние 5—10 см осадков (график T5). Датчики, расположенные глубже (графики T2—T4), отметили только самые значительные изменения T_b , наблюдавшиеся в „нестационарные“ периоды. В „спокойный“ период эти датчики регистрировали постоянную температуру, определяемую величиной геотермического градиента и нарушаемую лишь приборным шумом (~0.002 °C).

Изучение теплового потока через дно водоемов обычно начинается с измерения геотермического градиента (G) в верхнем слое осадков. Выполненный эксперимент предоставляет уникальную возможность наблюдать в течение года изменения значений G в верхнем метровом слое осадков глубоководной части Южно-Байкальской впадины. Графики значений геотермического градиента приведены на рис. 6. Градиенты рассчитаны для интервалов глубин 10—45 см (G_4), 45—80 (G_3) и 80—115 см (G_2) ниже дна по измерениям датчиков T2—T5. Наиболее значительные изменения градиента и температуры наблюдаются в начале мониторинга

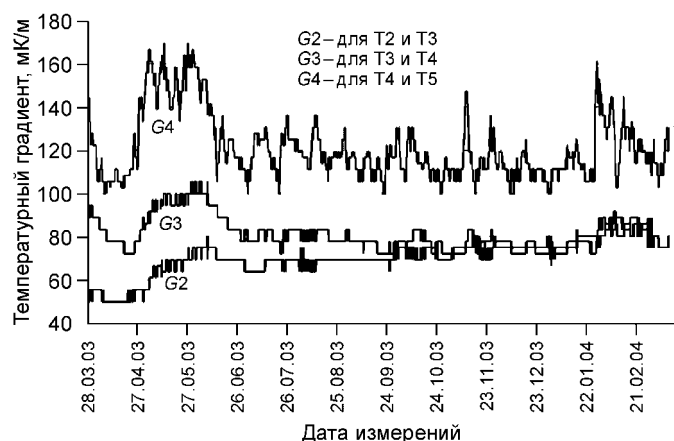
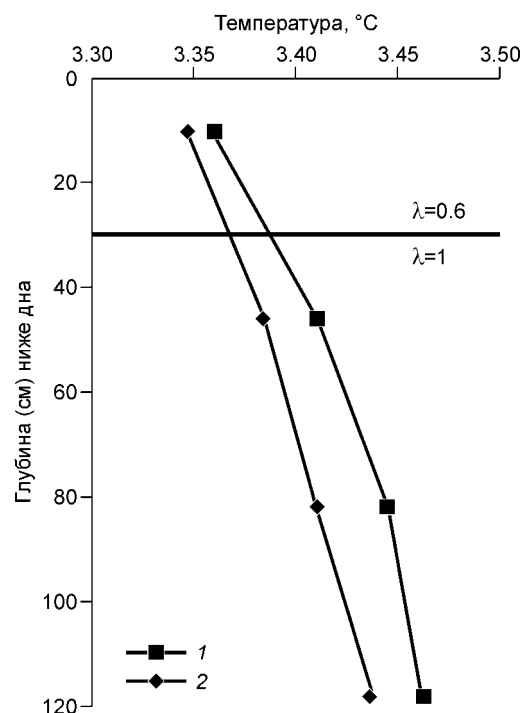


Рис. 6. Графики значений геотермического градиента, рассчитанные по результатам мониторинга (см. рис. 5).

Рис. 7. Термограммы, построенные по данным мониторинга (см. рис. 5) для разных периодов наблюдений:

1 — начальная термограмма (по измерениям 29 марта 2003 г.), 2 — стационарная термограмма (осреднены наблюдения за ноябрь 2003 г.).



(март—июнь 2003 г.). В „спокойный“ период (середина июня 2003 г.—начало февраля 2004 г.) средние значения градиента сохраняются примерно постоянными. Очевидно, что „спокойный“ период является наиболее благоприятным для изучения теплового потока в Южно-Байкальской впадине.

В изучаемом пункте в „спокойный“ период значения градиента (см. рис. 6) в двух нижних интервалах (G_2 и G_3) сохраняются практически одинаковыми — 70—78 мК/м. Выше было показано, что значение коэффициента теплопроводности осадков примерно на этих же глубинах (65—100 см) составляет 0.8—0.9 Вт/(м·К). Соответственно стационарный тепловой поток, равный произведению значений λ и G , в пункте мониторинга можно оценить в 60—70 мВт/м².

При работе в зимний период возможны значительные ошибки в оценке геотермического градиента, особенно при использовании коротких зондов. Не исключено, в этой связи, что полученное 27 марта 2003 г. значение градиента для структуры Старый, равное 100 мК/м, является завышенным.

Анализируя изменения стационарного геотермического градиента (см. рис. 6), интересно отметить, что в верхнем интервале значение геотермического градиента в 1.5 раза выше, чем в нижних ($G_4 = 105—115$, а $G_2 \approx G_3 \approx 70 - 78$ мК/м). Столь большое различие градиентов не удастся объяснить постепенным (по экспоненциальному закону) ростом теплопроводности, который можно связать с уплотнением осадков. Расчеты показывают, что наблюдаемые вариации G могут быть объяснены скачкообразным изменением теплопроводности осадков в двухслойной модели: в верхнем слое мощностью до 30 см λ не превышает 0.6 Вт/(м·К), теплопроводность подстилающих осадков достигает 1 Вт/(м·К). Таким образом, можно сделать вывод о наличии в пункте мониторинга относительно толстого слоя осадков с λ фактически равной теплопроводности воды. Наличие такого ослабленного слоя осадков подтверждает и эксперимент, проведенный здесь 27 марта 2003 г. (см. рис. 4). Именно этим можно объяснить отсутствие пика внедрения на записи, сделанной датчиком T4. Такой же слабосцементированный слой осадков покрывает дно озера и в районе источника mTSG, о чем также свидетельствует отсутствие пика внедрения на графике верхнего (T4) датчика (см. рис. 2).

По данным мониторинга можно построить графики изменения температуры осадков с глубиной (термограммы) в разные моменты времени. На рис. 7 приведены стационарная термограмма (по средним значениям температуры за ноябрь 2003 г.) и начальная термограмма (29 марта 2003 г.), которые, естественно, сильно отличаются. Тепловой поток, определяемый по стационарной термограмме, не превышает значения 80 мВт/м², о чем свидетельствуют и ранее выполненные оценки.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГОДИЧНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Резкое охлаждение температуры придонного слоя воды может быть вызвано, согласно [Wuest et al., 2005], интрузиями холодных поверхностных вод, формирующимися вдоль юго-западного побережья Южно-Байкальской впадины и затем растекающимися, постепенно прогреваясь, по дну. Этот механизм объясняет отрицательные аномалии T_b , наблюдаемые на кривых мониторинга в „нестационарные“ периоды (см. рис. 5) и изредка в „спокойный“ период (например, в ноябре 2003 г.). Однако положительная аномалия T_b в апреле 2003 г. не находит объяснения в механизмах, обсужденных в работах [Шимараев, Гранин, 1991; Shimaraev et al., 1993; Wuest et al., 2005]. Она может быть связана как с активностью источника Старый, так и с какими-то иными факторами, вызвавшими прогревание придонной воды зимой 2003 г. Ниже будут рассмотрены некоторые гипотезы и проведена их проверка моделированием.

Моделирование проводилось в рамках 1-D нестационарного уравнения теплопроводности (только кондуктивный теплоперенос в осадках), которое решалось методом конечных разностей. Температурная запись датчика T5 (самый верхний из „осадочных“) была использована как верхнее граничное условие.



Рис. 8. Модели изменения поверхностной температуры (на уровне датчика T5, см. рис. 5) в период перед началом мониторинга, рассмотренные при выполнении математического моделирования.

После 28 марта 2003 г. все модели предполагают изменения температуры в соответствии с кривой T5. 1 — гипотеза 3, 2 — гипотеза 2, 3 — гипотеза 1.

распоряжении имеется начальная термограмма только для верхнего метра осадков ($T_{\text{нач}}$, см. рис. 7). Неизвестно, как ведет себя начальная термограмма глубже. Это зависит от температурной предыстории на поверхности осадков до начала мониторинга. Неопределенность начального распределения температуры и значений объемной теплоемкости осадков ρC будет обсуждаться ниже.

Гипотеза 1. Первая гипотеза предполагает, что температура в период перед мониторингом была постоянной и соответствовала стационарной температуре, определенной по „спокойному“ периоду (3.346 °C). После установки зонда температура на уровне датчика T5 стала изменяться в соответствии с экспериментальной записью (см. температурную кривую для гипотезы 1 на рис. 8). В качестве начальных данных была взята стационарная термограмма, определенная в „спокойный“ период ($T_{\text{ст}}$, см. рис. 7) и экстраполированная на необходимую глубину. Был построен ряд расчетных температурных кривых для разных значений ρC . Наилучшее совпадение было достигнуто при $\rho C = 1.5 \cdot 10^6$ Дж/(м³·К) (это значение использовалось при моделировании и в дальнейшем). Сравнение расчетных температурных кривых с реальными измерениями датчиков T4, T3 и T2 приведены на рис. 9, А. Нетрудно видеть, что, начиная с июля 2003 г., экспериментальные (мониторинг) и расчетные (гипотеза 1) кривые хорошо совпадают. Это указывает на отсутствие факторов (в том числе и температурных импульсов от источника Старый), осложняющих кондуктивный теплообмен между водой и осадками в этот период. Заметные различия (до 0.02 °C) фиксируются только в начале наблюдений (в марте—июне 2003 г.). В начале мониторинга осадки оказываются более прогретыми, что предполагает действие источника тепла до этого процесса.

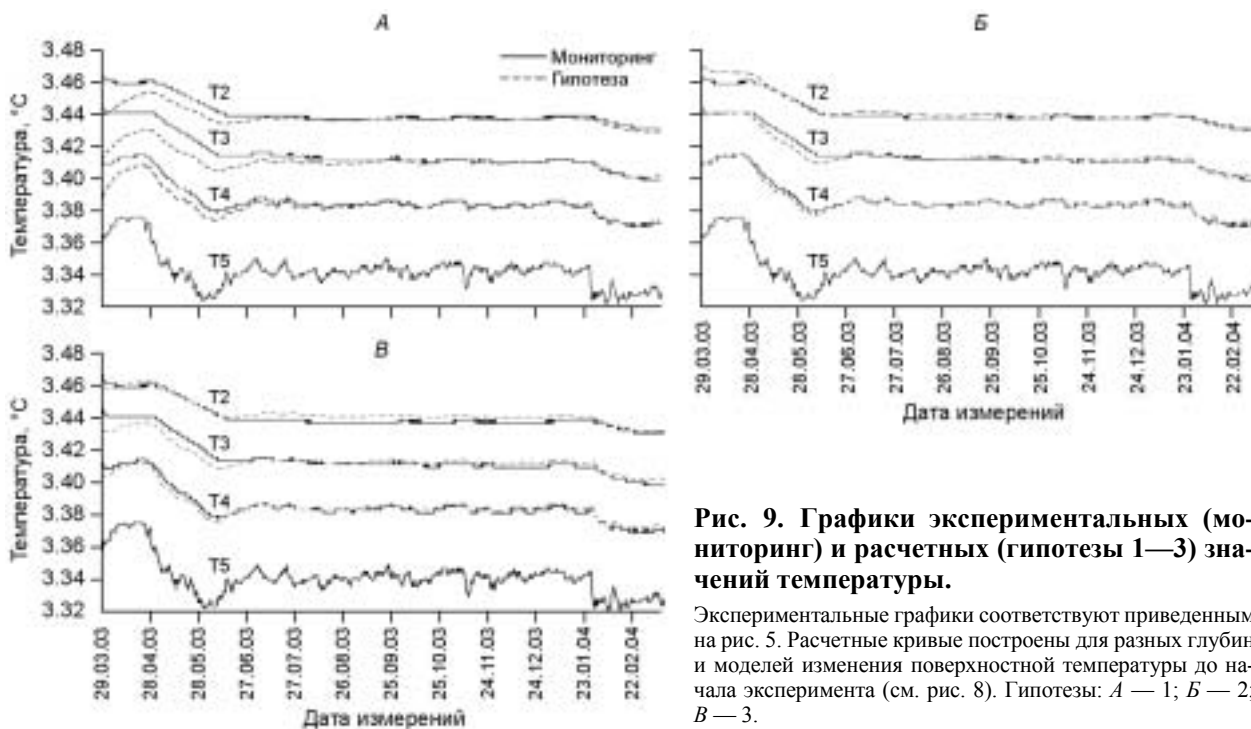


Рис. 9. Графики экспериментальных (мониторинг) и расчетных (гипотезы 1—3) значений температуры.

Экспериментальные графики соответствуют приведенным на рис. 5. Расчетные кривые построены для разных глубин и моделей изменения поверхностной температуры до начала эксперимента (см. рис. 8). Гипотезы: А — 1; В — 2; В — 3.

Гипотеза 2. Источником тепла могло служить временное повышение температуры придонной воды в период, предшествующий мониторингу. В этой модели предполагается, что до установки зонда имело место ступенькообразное кратковременное повышение температуры поверхности дна перед началом мониторинга и затем переход к кривой T5 (гипотеза 2, см. рис. 8). При моделировании варьировалась амплитуда температурных скачков и их длительность. Наилучшее совпадение расчетных температурных кривых с реальными (см. рис. 9, Б) происходит, когда в течение 1.5 мес. в районе действует тепловой импульс, повышающий температуру дна на уровне датчика T5 до 3.44 °С и исчезающий за 2 недели до начала мониторинга (см. рис. 8). При определении параметров события велика область неединственности, однако надежно подтверждается, что это событие должно иметь значительную амплитуду, превосходящую все вариации, наблюдавшиеся в ходе годового мониторинга температуры. В отличие от вторжений значительных объемов холодной воды в придонный слой, появление разогретых масс можно интерпретировать как следствие активизации источника Старый.

Гипотеза 3. Значительная амплитуда положительной температурной аномалии, полученной в гипотезе 2, видимо, требует пересмотра предположения о кондуктивном теплопереносе и одномерности модели. В то же время можно рассмотреть предположение, что распределение температуры в осадках в „спокойный“ период мониторинга (лето—осень 2003 г.) не является типичным стационарным распределением для данного района, а весь годовой мониторинг относится к периоду нестационарности. Известно, что в определенных годы процесс релаксации температурного поля после зимнего проникновения поверхностной холодной воды в придонную область может длиться почти год (Wuest A., Schmid M. — устное сообщение). В этом случае можно в качестве начальных данных рассмотреть стационарное распределение температуры с глубиной для той же модели и постоянной температуры на уровне датчика T5, но само значение начальной температуры будем брать выше среднего в „спокойный“ период. В этом состоит гипотеза 3 (см. рис. 8). Наилучшее совпадение расчетных кривых с данными мониторинга (см. рис. 9, Б) получается при принятии начальной температуры в январе—марте 2003 г. на уровне датчика T5, равной 3.365 °С. Последняя гипотеза в основном позволяет объяснить вариации температуры воды и осадков без предположения об активизации источника Старый.

К сожалению, приходится констатировать, что выбор между гипотезами 2 и 3 возможен только после привлечения дополнительной информации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана аппаратура, позволяющая выполнять длительные измерения температуры природных объектов. Аппаратура использована при проведении серии экспериментов вблизи глубоководных метановых источников mTSG и Старый (глубины дна 1020 и 1350 м) в Южно-Байкальской впадине. Впервые выполнен длительный (350 сут.) мониторинг температуры дна (воды и осадков) вблизи источника Старый.

В ходе мониторинга выявлены существенные вариации температуры воды (до 0.07 °С), осадков (до 0.04 °С) и геотермического градиента (до 20—30 мК/м) в глубоководной части озера, где глубина воды превышает 1000 м. Очевидно, что метровый слой придонной воды хорошо перемешивается, так как в течение всего периода наблюдений в нем не зафиксирован геотермический градиент, превышающий 3—5 мК/м.

Установлены основные закономерности вариаций температуры дна во времени, а именно чередование „нестационарных“ (март—июнь 2003 г. и февраль—март 2004 г.) и „спокойного“ (июнь 2003—январь 2004 г.) периодов. Можно предположить, что выявленное изменение температурного режима дна присуще водной толще Южно-Байкальской впадины и формируется здесь (в основных чертах) ежегодно [Wuest et al., 2005]. Тогда „спокойный“ период (июнь—январь) является наиболее благоприятным временем для проведения в Южно-Байкальской впадине геотермических работ с целью изучения теплового потока, так как в это время сохраняются стабильные средние значения температуры воды и осадков. В „нестационарные“ периоды фиксируются долгопериодные вариации температуры.

В период наблюдений с июня 2003 г. по март 2004 г. изменения температуры в осадках можно полностью объяснить кондуктивным распространением в них вариаций температуры придонной воды (T_b). Сами вариации T_b хорошо согласуются с современными представлениями о динамике вод оз. Байкал. В этот период не выявлено признаков активности источника Старый по температурным данным.

В начальный период (конец марта—апрель 2003 г.) наблюдается аномальный прогрев осадков. К сожалению, на данном этапе не удастся однозначно объяснить эту аномалию. Это может быть как след активизации источника Старый, так и результат вариаций температуры придонной воды (выявлена неожиданно высокая интенсивность этих вариаций). Для надежного разделения этих факторов требуются дополнительные экспериментальные данные.

Авторы благодарны Н.Г. Гранину, Р.Г. Гнатовскому, С.Г. Морозову за помощь при проведении полевых работ.

Исследования поддержаны грантами ИНТАС № 01-2309, РФФИ (грант 04-05-64433-а) и интеграционным проектом СО РАН № 147 „Природные и синтетические газовые гидраты“.

ЛИТЕРАТУРА

Дучков А.Д. Газогидраты метана в осадках озера Байкал // Российский химический журнал, 2003, т. XLVII, № 3, с. 91—100.

Дучков А.Д., Казанцев С.А. Измерение температуры в первых подводных скважинах оз. Байкал // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (6), с. 95—103.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 287—303.

Дучков А.Д., Казанцев С.А., Дучков А.А. Экспериментальное изучение вариаций температуры дна глубоководной части Южно-Байкальской впадины // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 5, с. 682—684.

Интегральные микросхемы: микросхемы для аналого-цифрового преобразования и средств мультимедиа, Вып. 1. М., Додека, 1996, 384 с.

Казанцев С.А., Дучков А.Д. Автономная аппаратура для режимных измерений температуры // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М., Наука, 1992, с. 365—373.

Клеркс Я., Земская Т.И., Матвеева Т.В., Хлыстов О.М., Намсараев Б.Б., Дагурова О.П., Голобокова Л.П., Воробьева С.С., Погодаева Т.П., Гранин Н.Г., Калмычков Г.В., Пономарчук В.А., Шоджи Х., Мазуренко Л.Л., Каулио В.В., Соловьев В.А., Грачев М.А. Гидраты метана в поверхностном слое глубоководных осадков озера Байкал // Докл. РАН. 2003, т. 393, № 6, с. 822—826.

Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. Температурная стратификация и механизм конвекции в озере Байкал // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, с. 831—835.

Lee T.-C., Duchkov A.D., Morozov S.G. Determination of thermal conductivity and formation temperature from cooling history of friction-heated probes // Geophys. J. Intern., 2003, v. 152, p. 433—442.

Shimaraev M.N., Granin N.G., Zhdanov A.A. Deep ventilation of Lake Baikal due to spring thermal bars // Limnol. Oceanogr., 1993, v. 38, p. 1068—1072.

Wüest A., Ravens T.M., Granin N.G., Kocsis O., Schurter M., Sturm M. Cold intrusions in Lake Baikal: direct observational evidence for deep-water renewal // Limnol. Oceanogr., 2005, v. 50, № 1, p. 184—196.

*Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.
С.В. Гольдиным*

*Поступила в редакцию
2 августа 2005 г.*