
**ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ**

УДК 551.57 (282.256.341)

**ОСОБЕННОСТИ ХОЛОДНЫХ ПРИДОННЫХ ИНТРУЗИЙ НА БАЙКАЛЕ
ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В 1993–2009 гг.¹**

© 2011 г. М. Н. Шимараев, А. А. Жданов, Р. Ю. Гнатовский, В. В. Блинов, В. Г. Иванов

Лимнологический институт Сибирского отделения Российской академии наук

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3

Поступила в редакцию 28.12.2009 г.

Рассмотрены особенности холодных придонных интрузий на Байкале по результатам наблюдений в 1993–2009 гг. Выяснено, что интрузионное обновление придонных вод происходит нерегулярно и не одновременно в разных котловинах. Его максимумы отмечены в Южном Байкале в 1997 и 2007, в Среднем – в 1995, 2006 и 2009, в Северном – в 1997 и 2009 гг. В эти годы объем холодного придонного слоя в отдельных котловинах достигал 200–470 км³, его суммарное охлаждение –20 ÷ –60 МДж 10⁹. Холодные интрузии возникали чаще и оказывали более заметное воздействие на придонный слой в Южном Байкале по сравнению с другими частями озера. Показано, что интрузии, особенно в годы их активного развития, приводят к охлаждению вод как придонного слоя, так и основной части глубинной зоны всех котловин.

Ключевые слова: Байкал, глубинная конвекция, придонный слой, тепловой эффект интрузий, пространственные и временные особенности.

Изучение стратификации и развития конвекции в Байкале показало, что в условиях уменьшения температуры, максимальной плотности воды (давления) с ростом глубины весной и перед ледоставом в слоях верхней зоны возникает термобарическая неустойчивость, ведущая к интрузиям холодных вод в глубинные и придонные слои [4, 14]. Причиной неустойчивости могут быть атмосферные воздействия [14], уплотнение при смешении на фронте термобаров [12, 13], различия в минерализации [6], явления типа “чимни” [15] и апвеллинга [11]. Отмеченное ранее [3, 13] охлаждение глубинных слоев весной и летом объясняется интрузиями – одним из основных механизмов обновления глубинных вод Байкала и аэрации их кислородом. Проникающие до дна интрузии ведут к формированию придонного холодного слоя, характеристики которого содержат, в свою очередь, информацию о самих интрузиях.

Изучение холодных интрузий как механизма обновления глубинных вод базируется, в основном, на результатах регистрации придонной температуры в двух пунктах измерений в Южном Байкале – в 1995–1997 гг. в его центре (1461 м), а с 2000 г. – в западной части в месте постановки нейтринного телескопа (НТ) (глубина 1352 м) [11, 15]. За время работ вторжение холодных вод отмечено в июне 1997 и 2000 гг., в декабре–январе 2002–2003, 2003–2004 гг.,

январе 2005, феврале 2006 и начале января 2007 гг. Аналогичные сведения для других частей Байкала отсутствуют. Ограниченное число горизонтов измерений (в районе НТ в 2 и 50 м от дна) и локальность мест наблюдений не дают полного представления о размерах холодного придонного слоя и оставляют открытым вопрос о пространственных масштабах процесса. В рамках данной работы для изучения холодных интрузий впервые привлечены данные многолетних температурных съемок всего Байкала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Использованы материалы разовых съемок Байкала в мае–сентябре 1993, 1995 и 1997–2009 гг. Съемки обычно выполнялись в сжатые сроки (6–12 сут) и включали зондирование температуры T до дна на станциях продольного разреза и пяти поперечных разрезов с общим числом станций до 18–30 в Южном, 10–11 в Среднем и 13–17 в Северном Байкале. Результаты измерений дают подробную информацию о распределении T в глубоководной части озера и позволяют выделить все случаи проникающих до дна интрузий. Их признаком считалось наличие придонного холодного слоя (ПХС), выделяющегося резким (до 8 раз) возрастанием вертикального градиента температуры $\partial T/\partial z$ по сравнению с его значениями в вышележащих слоях глубинной зоны (рис. 1). Определялись высота h ПХС, перепад T от верхней к нижней границе слоя ΔT и вертикальный градиент $\partial T/\partial z$, “фоновый” градиент $\partial T/\partial z_{\text{фон}}$ в 200–400-м толще выше придонного слоя, который

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00222-а) в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН (проекты 20.10, 20.11), междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 23.

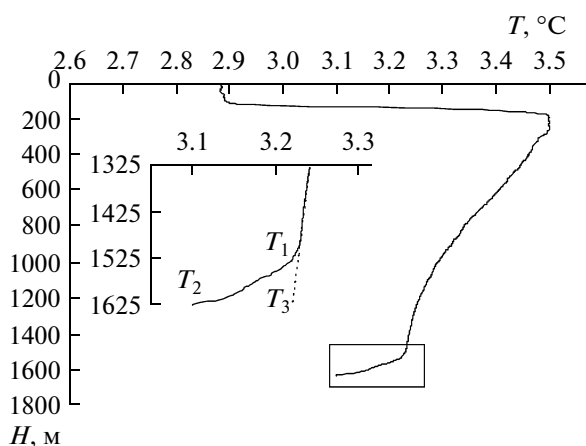


Рис. 1. Холодный придонный слой в Среднем Байкале, 10 км от м. Ижимей, 20.06.2006 г. на глубине 1624 м. T_1 — температура на верхней границе холодного придонного слоя (горизонт 1500 м), T_2 — фактическая и T_3 — гипотетическая температура воды у дна.

принимался за характерный для ненарушенного интрузиями распределения T в придонной зоне. Тепловой эффект холодных интрузий оценен по величине “дефицита” тепла $\Delta Q_{(-)}$ в ПХС [7]. Он рассчитан как разность между фактическим запасом тепла этого слоя и его запасом, соответствующим “фоновому” распределению T . Конечная форма выражения для расчета $\Delta Q_{(-)}$ имеет вид

$$\Delta Q_{(-)} = \rho c_p \times 0.5h(T_{\text{факт}} - T_{\text{гип}}),$$

где ρ и c_p — плотность и удельная теплоемкость воды, $T_{\text{факт}}$ — фактическая, а $T_{\text{гип}}$ — “гипотетическая” температура у дна, полученная линейной аппроксимацией “фоновой” профиля температуры (рис. 1). По данным всех наблюдений определены характеристики ПХС, осредненные для каждой из проведенных съемок (табл. 1), позволяющие рассмотреть пространственные и временные особенности придонных интрузий в Байкале. При анализе полученных характеристик ПХС учитывалось, что они могут иметь заниженные значения, так как формирование этого слоя под действием интрузий могло происходить раньше времени проведения температурных съемок.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Большое число случаев с ПХС (70% общего числа съемок) свидетельствует о частом (через 1–3 года) появлении холодных интрузий во всех частях озера и о сохранении ПХС с мая по август. По осредненным данным (табл. 2) заметна тенденция усиления ПХС к июлю, что возможно при развитии интрузий в течение большей части июня из-за позднего (в пелагиали озера в конце июня–начале июля [3]) перехода к летней стратификации. К августу

$\Delta Q_{(-)}$ уменьшается в среднем в 5 раз, в то время как размеры слоя h снижаются только на 70%. В начале осени (сентябрь 1998–2001 гг., кроме 2000 г. в Южном Байкале) ПХС практически исчезает под действием обменных процессов.

Наблюдения обнаруживают как массовый, так и локальный характер интрузий в отдельные годы. В Южном Байкале в годы массовых интрузий (1997, 2000, 2003–2005, 2007, 2008 гг.) ПХС занимал основную часть котловины с глубинами >1100 –1200 м. Его высота превышала 100 м (средняя 131, максимальная 270 м в 1997, 2007 гг.) при ее сравнительно однородном распределении в котловине. Большими были значения ΔT (среднее -0.025°C , в июле 2007 г. до -0.12°C) и “дефицита” тепла $\Delta Q_{(-)}$ (среднее -7.2 МДж м^{-2} , максимумы -11.9 в июле 1997 г., -23.7 в МДж м^{-2} июле 2007 г.). Отметим, что почти все отмеченные случаи приходились на годы с заметным понижением T в пунктах ее регистрации у дна [11, 15]. В июне 1993, 2002 гг. ПХС был обнаружен лишь в центре котловины глубже 1400 м, а в мае 2006 и 2009 гг. — только к югу от дельты р. Селенги на глубине 1000 м (табл. 1). Небольшие средние значения величин h (51 м) и $\Delta Q_{(-)}$ (-1.8 МДж м^{-2}) в эти годы указывают на малую активность интрузий, имевших, скорее всего, локальный характер.

В Среднем Байкале почти все случаи интрузий отмечены в области с глубинами >1500 м, в отдельные годы >1300 м. По сравнению с Южным Байкалом высота ПХС меньше (средняя 85 м, максимум 200 м в июле 2007 г.), перепад ΔT больше (средний -0.045°C , максимум -0.128°C в июне 2006 г.), а величина $\Delta Q_{(-)}$ (-7.2 МДж м^{-2}) совпадает по значению. Максимумы $\Delta Q_{(-)}$ (-12.2 ÷ -12.7 МДж м^{-2}) приходились на май 1995, июнь 2006 и май 2009 гг.

В Северном Байкале интрузии наблюдались обычно в области глубин >850 м, в некоторые годы (2004, 2006, 2009 гг.) — во всей его центральной части глубже 750 м. Средняя величина $h = 84$ м (максимум 289 м в июне 1997 г.), $\Delta T = -0.038^\circ\text{C}$ (в июне 1993 -0.1°C). Средняя величина $\Delta Q_{(-)} = -4.2$ (в июле 1997 г. -11.4 МДж м^{-2}) была меньше, чем в других частях озера. При локальных интрузиях в 1993 и 2007 гг. слой h (~ 40 м) был значительно меньше, а величина $\Delta Q_{(-)}$ близка к средним значениям.

Из сравнения средних и максимальных значений $\Delta Q_{(-)}$ в разных котловинах можно заключить, что в целом за период более сильное охлаждение придонного слоя интрузиями происходило в Южном Байкале.

Временные изменения. В каждой из котловин интрузии проявлялись нерегулярно и характеризовались разной интенсивностью в отдельные годы. Годы с наличием ПХС чередовались с годами, когда этот слой встречался единично или отсутствовал. В разных котловинах обновление придонных вод интрузиями происходило не синхронно, что заметно по различиям значений $\Delta Q_{(-)}$ и h в годы съемок, а

Таблица 1. Средние характеристики придонного холодного слоя в 1993–2009 гг. ($\Delta Q_{(-)}$, МДж м⁻²; H – глубина, м; h – высота придонного холодного слоя, м)

Дата съемки	Южный Байкал	Средний Байкал	Северный Байкал
1993 (24 мая–25 июня)	$H = 1431$ м (ст. 1) $h = 16$ м, $\Delta Q_{(-)} = -0.3$	$H > 1600$ м (ст. 2) $h = 40$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.2$	$H = 900$ м (ст. 1) $h = 26$ м, $\Delta Q_{(-)} = -4.7$
1995 (22–28 мая)	Слой отсутствует	$H > 1600$ м (ст. 2) $h = 83$ м, $\Delta Q_{(-)} = -12.3$	$H > 880-900$ м (ст. 3) $h = 45$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.9$
1997 (13–19 июля)	Вся котловина $H > 1255$ м (ст. 6) $h = 158$ м, $\Delta Q_{(-)} = -11.9$	Слой отсутствует	$H > 880-900$ м (ст. 2) $h = 190$ м, $\Delta Q_{(-)} = -11.4$
1998 (сентябрь)	Слой отсутствует	Слой отсутствует	Слой отсутствует
1999 (сентябрь)	Слой отсутствует	То же	То же
2000 (6–18 сентября)	$H > 1300$ м (ст. 4) $h = 94$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.0$	»	»
2001 (сентябрь)	Слой отсутствует	Слой отсутствует	Слой отсутствует
2002 (11–16 июня)	$H > 1400$ м (ст. 2) $H = 27$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.0$	$H > 1600$ м (ст. 2) $h = 69$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.8$	$H > 880-900$ м (ст. 2) $h = 75$ м, $\Delta Q_{(-)} = -0.24$
2002 (21–30 августа)	$H > 1350$ м (ст. 2) $H = 70$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.8$	Слой отсутствует	Слой отсутствует
2003 (10–19 июля)	Вся котловина (ст. 4) $H > 1260$ м $h = 94$ м, $\Delta Q_{(-)} = -5.2$	Слой отсутствует	Слой отсутствует
2004 (13–23 августа)	Вся котловина (ст. 4) $H > 1260$ м $h = 108$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.8$	$H > 1600$ м (ст. 2) $h = 69$ м, $\Delta Q_{(-)} = -0.8$	Вся котловина $H > 750$ м (ст. 6) $h = 80$ м, $\Delta Q_{(-)} = -3.2$
2005 (26 июля–6 августа)	Вся котловина (ст. 6) $H > 1330$ м $h = 105$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.6$	Слой отсутствует	Слой отсутствует
2006 (9–23 июня)	$H = 982$ м (ст. 1) $h = 20$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.7$	$H > 1400$ м (ст. 3) $h = 79$ м, $\Delta Q_{(-)} = -12.7$	$H > 750$ м (ст. 4) $h = 62.5$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.1$
2007 (10–18 июля)	Вся котловина (ст. 5) $H > 1240$ м $h = 172$ м, $\Delta Q_{(-)} = -23.7$	$H > 1600$ м (ст. 5) $h = 148$ м, $\Delta Q_{(-)} = -7.3$	$H > 850$ м (ст. 1) $h = 56$ м, $\Delta Q_{(-)} = -2.7$
2008 (29 мая – 5 июня)	Вся котловина (ст. 5) $H > 1260$ м $h = 188$ м, $\Delta Q_{(-)} = -4.8$	Слой отсутствует	Слой отсутствует
2009 (26 мая–4 июня)	$H = 980$ м (ст. 1) $h = 80$ м, $\Delta Q_{(-)} = -4.3$	$H > 1560$ м (ст. 5) $h = 83$ м, $\Delta Q_{(-)} = -12.2$	$H > 850$ м (ст. 3) $H = 56$ м, $\Delta Q_{(-)} = -4.7$
2009 (10 –20 июля)	$H = 1414$ м (ст. 1) $h = 30$ м, $\Delta Q_{(-)} = -1.1$	$H > 1350$ м (ст. 5) $h = 139$ м, $\Delta Q_{(-)} = -8.5$	Вся котловина $H > 750$ м (ст. 5) $h = 97$ м, $\Delta Q_{(-)} = -8.4$

Таблица 2. Средние значения h , м, и $\Delta Q_{(-)}$, МДж м⁻², в отдельные месяцы (в скобках – число съемок, по которым проведено осреднение величин h и $\Delta Q_{(-)}$)

Характеристика	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Южный Байкал					
h	Нет наблюдений	62 (4)	132 (4)	89 (2)	94 (1)
$\Delta Q_{(-)}$	То же	-2	-10.6	-1.8	-2
Средний Байкал					
h	83 (1)	62 (3)	116 (2)	69 (1)	Нет
$\Delta Q_{(-)}$	-12.3	-5.9	-9.6	-0.8	Нет
Северный Байкал					
h	45 (1)	54 (3)	114 (3)	80 (1)	Нет
$\Delta Q_{(-)}$	-2.9	-2.3	-7.4	-3.2	Нет
Все котловины					
h	64 (2)	59 (10)	122 (9)	82 (4)	94 (1)
$\Delta Q_{(-)}$	-7.6	-3.3	-9.3	-1.9	-2

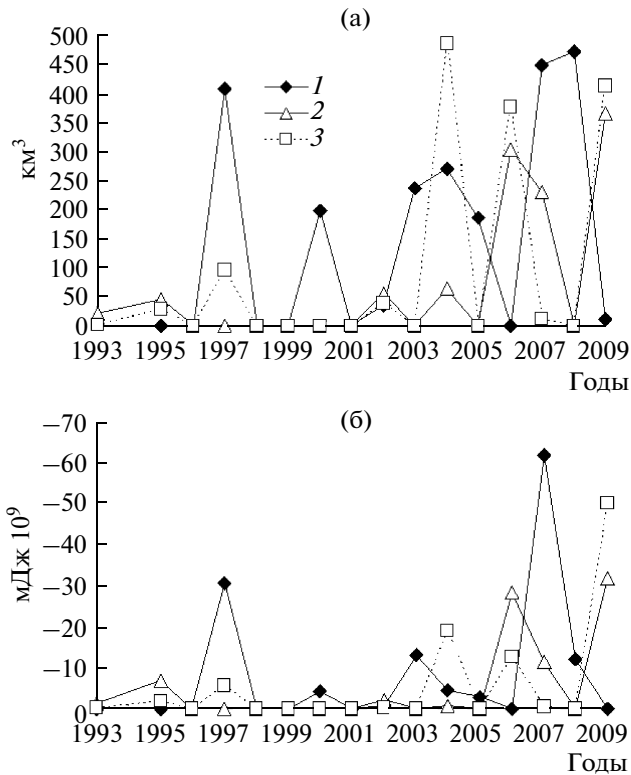


Рис. 2. Суммарные объемы (а) и величины “дефицита” тепла (б) холодного придонного слоя в разных котловинах Байкала. 1–3 – Южный, Средний и Северный Байкал соответственно.

также по несовпадению лет с отсутствием интрузий (табл. 1). Так, в 1993 и 1995 гг. при явных признаках обновления придонных вод Среднего и Северного Байкала, в Южном Байкале этот процесс не происходил, что подтверждается и результатами анализа баланса массы изотопа ^3He [9]. В июле 1997 г. активное обновление придонных вод наблюдалось только в Южном и Северном Байкале, а в 2000, 2003, 2005 и 2008 гг. ограничивалось только Южным Байкалом. Одновременное наличие ПХС на нескольких станциях каждой из котловин, указывающее на активность интрузий во всем озере, зафиксировано только в 2002 и 2004 гг. Ранее такой случай был отмечен в июле 1988 г. [14]. В целом за 1993–2009 гг. обновление придонных вод происходило чаще в Южном Байкале, где интрузии были отмечены в 11 годах, тогда как в остальных котловинах – в 7 годах из 15 лет наблюдений.

Отсутствие синхронности в межгодовой динамике холодного придонного слоя показывает, что условия развития глубинной конвекции в разных частях озера в отдельные годы не одинаковы, что связано с различиями ветрового режима, ледо-термических и динамических процессов в каждой из котловин. Так, позднее замерзание и раннее очищение ото льда в месяцы с сезонным обострением

ветровой активности (декабрь–январь, май) создает более благоприятные условия для глубинной конвекции в Южном Байкале, что приводит к ее более частому возникновению в этой части озера. На изменчивость интрузий в ряде случаев могут дополнительно влиять изменения речного стока и водообмена. В Среднем Байкале это могут быть колебания стока р. Селенги, воды которой, распространяясь весной вдоль восточного побережья, вызывают появление термобара и глубинной конвекции на его фронте [12], а зимой – опускание холодных вод от дельты реки в глубинную часть котловины [10]. С влиянием зимнего стока Селенги связано, скорее всего, и появление ПХС в июне 2006 и 2009 гг. в северной части Южного Байкала (район бухты Песчаной). В Северном Байкале определенную роль в межгодовой динамике холодных интрузий и характеристик ПХС может играть изменение его водообмена с водами Среднего Байкала [5, 10].

В качестве показателя активности интрузионного обновления всей придонной зоны котловин можно принять объем холодного придонного слоя W , оцениваемый для каждой из съемок как $W = hS$, где h – средняя толщина слоя, S – площадь сечения озера, соответствующая минимальной из глубин для станций котловины, на которых обнаружен холодный слой. Оценка S выполнена по кривым площадей, аппроксимированным полиномиальной кривой. Средняя за годы с интрузиями величина W в отдельных котловинах колеблется от 60 до 120 км³. В годы массового развития интрузий величина W достигала в Южном 470, в Среднем 360, и в Северном Байкале 460 км³ (рис. 2а). Другой показатель воздействия интрузий – величина суммарного охлаждения придонной зоны котловин Q_{Σ} , которая определена из выражения $Q_{\Sigma} = \Delta Q_{(-)}S$ (рис. 2б). Средняя за период величина Q_{Σ} составила -5 Е– -8 МДж 10^9 (коэффициент вариации 1.7–2.4). Ее максимальные значения в Южном Байкале в 1997 и 2007 гг. равны -30 и -60 МДж 10^9 , в Среднем в 2006 и 2009 гг. -30 МДж 10^9 , а в Северном в 2004 и 2009 гг. -20 и -45 МДж 10^9 соответственно. Очевидно, что средние значения W и Q_{Σ} занижены из-за того, что при их расчете использованы данные о h и $\Delta Q_{(-)}$ для августа (в Южном Байкале и для сентября), когда холодный придонный слой уже значительно ослаблен. В то же время, максимальные значения W и Q_{Σ} близки к реальным, так как получены по наблюдениям, проведенным почти сразу после вторжений холодных вод. Используя отношение средних величин Q_{Σ} к площадям сечений на горизонтах 200 м от дна, можно сравнить роль интрузий в охлаждении придонных слоев котловин. Величина отношения для Южного Байкала превысила ее значения для Среднего в 1.3, а для Северного – в 3 раза, что указывает на влияние интрузий в на придонный слой южной котловины 1993–2009 гг.

Холодные интрузии оказывают влияние и на температурное состояние всей глубинной зоны. В

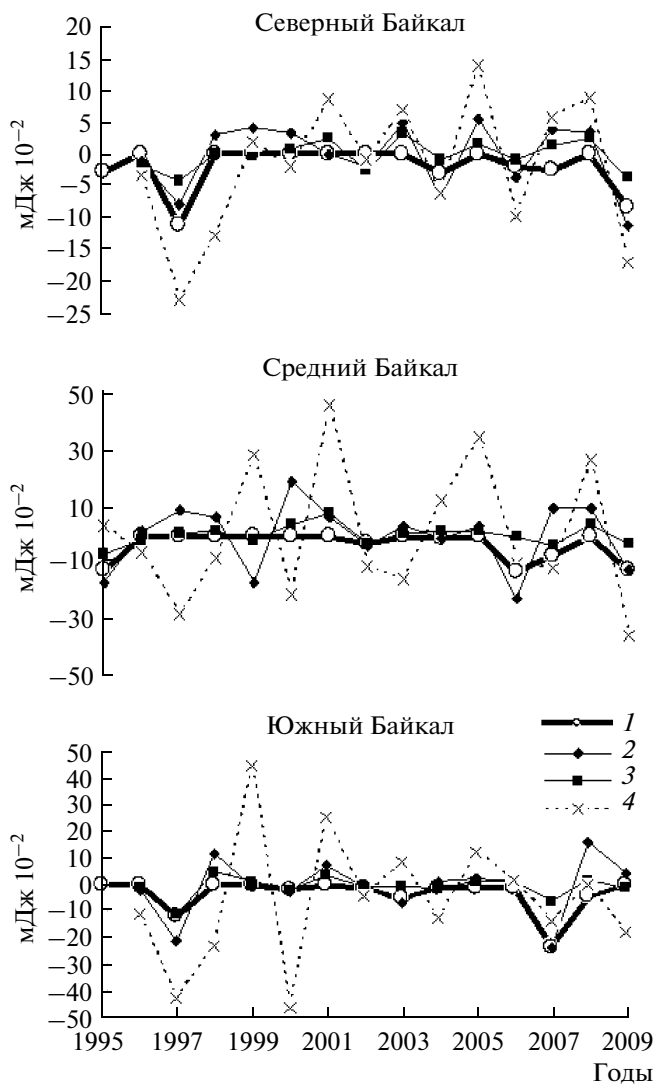


Рис. 3. Величины “дефицита” тепла $Q_{(-)}$ 1, приращенный теплозапаса в слоях в 100 м 2 и 100–200 м от дна 3, в основном глубинном слое 4 в Северном (400–700), Среднем (600–1400) и Южном (600–1200 м) Байкале.

связи с этим рассмотрена связь “дефицита тепла” в ПХС и приращений теплозапаса отдельных слоев глубинной зоны за период от лета предыдущего до лета текущего года. Обе величины отражают влияние холодных интрузий в месяцы их развития (декабрь–январь и май–июнь) – приращения теплозапаса – на всю глубинную зону, а “дефицита тепла” – на придонный слой. Для анализа приняты теплозапасы в слоях 200–400 и 400–600 м от поверхности, в основном глубинном слое (600–1200 в Южном, 600–1400 в Среднем и 400–700 м в Северном Байкале) и в слоях 100 и 100–200 м от дна (рис. 3). В Южном и Среднем Байкале связь положительна и значима в слое 200 м от дна ($r > 0.75$ – 0.77 , $p < 0.05$) и положительна в основном глубинном слое ($r = 0.25 \div 0.5$, $p = 0.05 \div 0.15$). В Северном Байкале

связь положительна и значима ($r = 0.67 \div 0.86$, $p < 0.01 \div 0.001$) для всей водной толщи глубже 400 м. Охлаждающий эффект интрузий на водах основного глубинного слоя характерен для всех лет с максимальными значениями $\Delta Q_{(-)}$ в придонном слое – в 1997, 2007 в Южном, в 2006, 2009 в Среднем и в 1997, 2006, 2009 гг. в Северном Байкале (рис. 3). Таким образом, наиболее значительные интрузии ведут не только к формированию холодного придонного слоя, но сопровождаются и охлаждением вод основного глубинного слоя. В большинстве лет с отсутствием ПХС баланс тепла в основном глубинном слое был положителен. Вместе с тем, в 1998, 2000, 2004, 2009 гг. в Южном, в 1997, 2000, 2003 гг. в Среднем и в 1998 г. в Северном Байкале он оказался отрицателен при отсутствии охлаждения придонного слоя. Очевидно, что в эти годы интрузии не достигали дна, а проникали до глубин < 1200 м в Южном, < 1400 в Среднем и < 700 м в Северном Байкале. С учетом этих случаев можно говорить о том, что интрузионное обновление глубинных вод происходило в Южном Байкале на протяжении 12, в Среднем 10 и в Северном – 9 из всех 15 лет наблюдений.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ распределения и изменения характеристик ПХС свидетельствует о разных масштабах и степени развития холодных интрузий в отдельные годы. Они могут иметь массовое распространение, ограничиваться локальными участками котловин или отсутствовать. Наиболее типичны случаи массовых интрузий с распространением холодного слоя на всю или значительную часть глубоководной области котловин. Заметим, что вызываемое ими охлаждение придонного слоя (в среднем на $-4 \div -7$, максимально на $-11 \div -24$ МДж m^{-2}) намного превосходит величину геотермического потока от дна (2 – 3 МДж m^{-2} в год [1]). В Северном Байкале влияние на температуру придонного слоя на локальном участке озера площадью 3500 km^2 вызывает также разгрузка гидротермальных вод, которые из-за их повышенной минерализации (и плотности) могут приводить к появлению вблизи дна “теплого” придонного слоя [1, 2]. Оценка тепла по приведенным в [2] характеристикам этого слоя (толщина 20 м, нарастание температуры 0.01 – $0.025^\circ C$), накопленного в слое за счет гидротермальных вод, дает величину 0.8 – 2.1 МДж m^{-2} , что также меньше средних и максимальных величин охлаждения придонного слоя при глубинной конвекции.

Интрузионное обновление придонных вод происходит не регулярно во времени и не одновременно в различных котловинах. Это свидетельствует о региональном проявлении механизмов, вызывающих этот процесс в условиях большой широтной протяженности озера и заметных различий климата, морфометрии и гидрологических особенностей

каждой из котловин. В 1993–2009 гг. обновление придонных вод наблюдалось чаще и происходило активнее в Южном Байкале, что объясняет факт понижения температуры придонных слоев воды в этой части озера, в то время как в Среднем и Северном Байкале ее тренд был положителен [8]. Совместное рассмотрение многолетних изменений “дефицита тепла” и теплозапаса водной толщи озера показывает, что интрузии, особенно в годы их активного развития, ведут к охлаждению не только придонного слоя, но и основной части глубинной зоны отдельных котловин ниже 600 м. Полученные результаты важны для понимания процессов массо- и теплопереноса в водной толще Байкала и могут быть использованы для оценок изменений в его экосистеме при наблюдаемых тенденциях изменений климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев В.А. Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
2. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2002. 35 с.
3. Шимараев М.Н. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977. 149 с.
4. Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. К вопросу о стратификации и механизме конвекции в Байкале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 381–385.
5. Шимараев М.Н., Гранин Н.Г., Домышева В.М. и др. О межкотловинном водообмене в Байкале // Вод. ресурсы. 2003. Т. 30. № 6. С. 678–681.
6. Шимараев М.Н., Грачев М.А., Имбоден Д. и др. Международный гидрофизический эксперимент на Байкале: процессы обновления глубинных вод в весенний период // Докл. РАН. 1996. Т. 36. № 6. С. 824–827.
7. Шимараев М.Н., Жданов А.А., Гнатовский Р.Ю. и др. Холодные придонные интрузии на Байкале: пространственные масштабы явления по наблюдениям в 1993–2007 гг. // Потоки и Структуры в жидкостях – 2007. Избранные тексты докладов междунар. конф. М.: Ин-т проблем механики РАН, 2008. С. 264–269.
8. Шимараев М.Н., Троицкая Е.С., Гнатовский Р.Ю. Современные изменения климата и температура глубинных вод озера Байкал // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 685–689.
9. Hohmann R., Hofer M., Kipfer R. et al. Distribution of helium and tritium in Lake Baikal // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C6. P. 12823–12838.
10. Hohmann R., Kipfer R., Peeters F. et al. Processes of deep water renewal in Lake Baikal // Limnol. Oceanogr. 1997. V. 42. № 5. 841–855.
11. Schmid M., Budnev N.M., Granin N.G. et al. Lake Baikal deepwater renewal mystery solved // Geophys. Res. Letters. 2008. V. 35. № L09605. P. 1–5.
12. Shimaraev M.N., Granin N.G., Zhdanov A.A. Deep ventilation of Lake Baikal waters due to spring thermal bars // Limnol. Oceanogr. 1993. V. 38. № 5. P. 1068–1072.
13. Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., Sherstyankin P.P. Physical limnology of Lake Baikal: areview. Irkutsk; Okayama: Baikal Intern. Center for Ecolog. Res., 1994. Print № 2. 80 p.
14. Weiss R.F., Carmack E.C., Koropalov V.M. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal // Nature. 1991. V. 349. № 6311. P. 665–669.
15. Wuest A., Rawens T.M., Granin N.G. et al. Cold intrusion in Lake Baikal: direct observational evidence for deep-water renewal // Limnol. Oceanogr. 2005. V. 50. № 1. P. 184–196.