

Оптико-термические фронты подо льдом оз. Байкал и их связь с обновлением придонных вод

П.П. Шерстянкин¹, Г.П. Коханенко², В.Г. Иванов¹, Л.Н. Куимова^{1*}

¹Лимнологический институт СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3

²Институт оптики атмосферы СО РАН им. В.Е. Зуева
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 20.11.2008 г.

Приводятся данные измерений глубинных профилей прозрачности и температуры воды в оз. Байкал в марте–апреле 2006 г. Рассмотрены оптико-термические проявления вертикального обмена поверхностных и глубинных вод во фронтальных зонах озера в подледный период. Обоснованы механизмы проникновения поверхностных вод в придонные в период обратной температурной стратификации.

Ключевые слова: Байкал, температура, показатель ослабления, фронт, обновление придонных вод.

Введение

Оптические свойства природных вод, в особенности физическая прозрачность или показатель ослабления (ПО) светового излучения ϵ , являются очень чувствительными индикаторами содержания и изменения природной взвеси, физической структуры и динамики вод. Особый интерес вызывает подледный период озера Байкал, когда прямые атмосферные воздействия в виде ветра и волнения на границе «воздух–лед» сходят на нет и основными процессами формирования оптико-физических и динамических структур толщи вод остаются температурно-плотностная конвекция и бароградиентные силы [1]. В подледный период в поверхностных слоях воды устанавливается обратная температурная стратификация и на глубинах до 300 м возникает мезотермический максимум температуры (ММТ). По определению, это глубина, на которой профиль реальной температуры воды T пересекается с профилем температуры максимальной плотности T_{md} .

Обратная температурная стратификация и рост плотности воды с глубиной в верхних слоях должны были бы затруднять вертикальный обмен и вентиляцию придонных вод поверхностными, но наблюдения показывают, что этого не происходит [2–4 и др.]. Открытие фронтов по показателю ослабления направленного света ϵ [4] с конвергентными (даунвеллинг) и дивергентными (апвеллинг) зонами с интенсивным вертикальным обменом в подледный период также подтверждает это.

Были также рассмотрены динамические условия фронто- и вихрегенеза на Байкале [5]. Конкретные

детали фронтального обмена и конвективной структуры вод в подледный период, объясняющие механизм вентиляции придонных вод поверхностными, пока не известны, но подробный анализ оптико-термических структур в подледный период может найти их, что и является целью настоящей работы.

1. Аппаратура и методика

Оптико-термические структуры вод оз. Байкал изучались с помощью STD-зонда MCTD3.5" фирмы Falmouth Scientific, Inc. [6], и фотометра-прозрачномера ФПТД-8 [7]. Канал температуры T STD-зонда имел погрешность 0,003 °С и разрешающую способность 0,0001 °С. Канал давления P имел погрешность $\pm 0,015\%$ от полной шкалы 200 бар (соответствует 0,3 м по глубине). Фотометр ФПТД-8 с каналами прозрачности θ , температуры T и давления P позволял измерять прозрачность на 8 длинах волн от 410 до 650 нм на базе $L = 1$ м. Оптическая схема ФПТД-зонда сделана так же, как в логарифмическом фотометре-прозрачнере конструкции М. Ли [8].

Электронная и механические части ФПТД-зонда были разработаны и изготовлены в Институте оптики атмосферы СО РАН и Лимнологическом институте СО РАН. Из оцифрованных значений измерительного F_m и опорного F_{ref} световых пучков вычитается значение светового фона F_{bg} , находится значение прозрачности $\theta = (F_m - F_{bg}) / (F_{ref} - F_{bg})$ и показателя ослабления $\epsilon = -\ln\theta / L$ [7].

Корректный учет отражения измерительного пучка от выходного иллюминатора прибора позволил получать абсолютные значения ϵ с погрешностью менее 0,02 м⁻¹. Измерения ϵ проводились в восьми участках видимого диапазона, но более подробно

* Павел Павлович Шерстянкин (ppsherst@lin.irk.ru); Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Вячеслав Геннадьевич Иванов; Любовь Николаевна Куимова.

наблюдения велись в области максимальной прозрачности воды 489 нм.

Наблюдения за показателем ослабления и температурой проводились методом вертикального зондирования от поверхности до дна, при этом МСТДЗ.5" крепился на корпусе прозрачномера. Работы проводились на станции в ледовом лагере нейтринного телескопа НТ-200 в 3,5 км от м. Ивановского в Южной Байкале. Ранее [7, 9] было показано, что фронты в этом районе находятся в постоянном движении, меандрируют и это позволяет изучать их структуру по одновременным наблюдениям пространственных разрезов или/и временным наблюдениям на одной станции, как делается в настоящей статье.

2. Краткая теория

Для анализа различных термодинамических характеристик (температура максимальной плотности T_{md} , коэффициента термического расширения α , адиабатического градиента температуры Γ , частоты Вайсяля и др.) расчеты проводились по точным формулам Шерстянкина и Куимовой [10] через 1 м глубины пакетно-файловым методом, т.е. вначале рассчитывался для файла наблюдавшихся температур и соленостей в зависимости от глубины пакет всех термодинамических характеристик, из которого выбирались нужные параметры.

Основной особенностью термодинамических структур в зимний период или, что является более общим случаем, в период обратной температурной стратификации с существованием ММТ является высокая активность вертикального обмена, выражающаяся в обновлении придонных вод поверхностными. При анализе зимних оптико-физических структур были открыты фронты с конвергентными зонами опускающихся вод (даунвеллинг) с вертикальными скоростями порядка 0,1 см/с [5, 11]. При возникновении и установлении обратной температурной стратификации и ММТ в осенне-зимний период или перед их разрушением в весенне-летний период по возрастанию концентрации кислорода [2] и другим факторам [3] обнаружены процессы обновления придонных вод с понижением их температуры.

Мезотермический максимум температуры со слоем максимально плотной воды должен препятствовать вертикальному обмену, но наблюдения не подтверждают повсеместный характер этого и показывают, что в местах, где возникает активный вертикальный обмен, ММТ должен ослабевать и в какой-то степени разрушаться. Активизацию процессов вертикального обмена на оз. Байкал в зимний период можно проследить по участкам, на которых изменения температуры ΔT на станциях пространственных разрезов или на одной станции во времени превышают фоновые (т.е. фронты, по определению К.Н. Федорова [12]). По изменению температуры воды ΔT и другим термодинамическим параметрам воды (коэффициент термического расширения α , двойная производная плотности воды ρ по температуре $(\partial^2\rho/\partial T^2) = \rho_{TT}$, адиабатический градиент температуры Γ и др.) рассчитываются уплотнение при

смешении $\Delta\rho_{cabb}$, максимальные вертикальные скорости конвекции W_{max}^{conv} , частота Вайсяля N и другие свойства вертикальных структур воды, связанных с перемешиванием и вертикальной устойчивостью. $\Delta\rho_{cabb}$ находилось по приближенной формуле К.Н. Федорова [12]:

$$\Delta\rho_{cabb} \approx -\rho_{TT}(\Delta T)^2/8. \quad (1)$$

Оценка максимальных вертикальных скоростей конвекции проводилась по формуле из [13]:

$$W_{max}^{conv} = (gd\Delta\rho/\rho)^{1/2}, \quad (2)$$

где g – ускорение силы тяжести; d – толщина слоя воды; $\Delta\rho/\rho$ – изменчивость плотности водной среды за счет температурной $\Delta\rho_{cabb}/\rho$ или другой природы, например взвешенного вещества $\Delta\rho_{sm}/\rho$, а частота Вайсяля N – по формуле В.М. Каменковича [14]:

$$N^2 = -\alpha g \left(\frac{dT}{dz} - g\rho\Gamma \right), \quad (3)$$

где Z – глубина.

Уплотнение при смешении в максимально контрастных по температуре районах Мирового океана в месте встречи теплого течения Гольфстрим (24 °С) с холодным Лабрадорским течением (10 °С) равно $0,24 \cdot 10^{-4}$ г/см³ [15], максимальная вертикальная скорость – 6 см/с [12]. На оз. Байкал максимально контрастные по температуре районы встречаются в устьях рек, например, в районе устья протоки Харауз дельты Селенги, где $\Delta\rho_{cabb}$ и W_{max}^{conv} имеют величины, близкие (немного меньше) к рассмотренному случаю в Мировом океане [16].

В водах открытого Байкала, включая и подледный период, максимальные значения $\Delta\rho_{cabb}$ реализуются в верхних слоях воды в слое скачка температуры (плотности) и имеют порядок $(1 \div 10) \cdot 10^{-6}$ г/см³ и в глубинных слоях уменьшаются на три и более порядка. Вертикальные скорости W_{max}^{conv} в верхних слоях имеют порядок 0,1 см/с и в глубинных слоях уменьшаются на один, два порядка. Концентрации взвешенного вещества в открытой части Южного Байкала имеют порядок 1 мг/л ($1 \cdot 10^{-6}$ г/см³) в верхних слоях и уменьшаются с глубиной [17], при этом $\Delta\rho_{sm}/\rho$ следует ожидать менее $1 \cdot 10^{-6}$, что соответствует максимальным вертикальным скоростям W_{max}^{conv} порядка 0,1 см/с и менее при изменении концентрации взвеси на 0,1 мг/л.

Частота Вайсяля в верхних слоях воды имеет большие значения порядка $1 \cdot 10^{-3}$ 1/с, в слое скачка плотности может быть в десятки раз больше, в более глубоких слоях воды уменьшается до $1 \cdot 10^{-4}$ 1/с, а в слоях воды с незначительной устойчивостью N^2 может доходить до отрицательных значений.

3. Результаты наблюдений

Наблюдения оптико-термических структур вод подо льдом оз. Байкал на станции в ледовом лагере нейтринного телескопа НТ-200 в 3,5 км от м. Ивановского в Южном Байкале проводились с 14 марта

2006 г. МСТD3.5"-зондом (12 серий) и с 21 марта по 4 апреля 2006 г. добавились синхронные измерения ФПТД-зондом, еще 46 серий. Обсуждение материалов и их представление начнем с термических структур в слое до 300 м за весь период наблюдений (рис. 1) и оптико-термических структур от поверхности до дна за период с 21 марта по 4 апреля 2006 г. (рис. 2). Серии измерений в тексте будут обозначаться по времени в часах, прошедшим с 14.03.08.

Термическая структура вод подо льдом в слое до 300 м. В этом слое находится мезотермический максимум температуры ММТ и представляют большой интерес формы проявления и стабильность его характеристик, таких как глубина залегания и значения температуры. В самых верхних слоях подо льдом температура воды выровнена за счет суточной конвекции, слой скачка температуры в это время лежит на глубинах меньше 40 м. Глубины залегания ММТ, точки пересечения реального профиля температуры $T(Z)$ с профилем температуры максимальной плотности $T_{md}(Z)$, колеблются от 159 (серия 353) до 187 м (серия 216), а температур воды — от 3,650 до 3,935 °С. Слой ММТ с температурами > 3,62 °С прерывается в районе серий 20, 24, 216, 287 и 358, но самый глубокий разрыв виден на серии 216. Эти разрывы можно трактовать как прорывы слоя ММТ со сравнительно теплыми водами с температурами больше 3,62 °С сравнительно

холодными водами с температурами меньше 3,62 °С таким образом, что в месте прорыва, над и под ним температура вод ниже температуры окрестных вод. Сам ММТ не разрушается, а его глубина в месте прорыва увеличивается до 187 м в соответствии с понижением температуры воды и T_{md} .

Места с прожилками более холодных вод, разрывающих ММТ, намечаются в нижних частях слоя скачка температуры глубже 40 м. Для серии 216, например, изотерма 3,55 °С выше ММТ опускается до 150, а ниже ММТ поднимается до 250 м. Поведение изотерм с изолиниями показателя ослабления ϵ во всем слое от поверхности до дна показано на рис. 2. Влияние прожилки более холодных вод, вызванных проникновением поверхностных вод в глубинные слои, прослеживается от поверхности, точнее от нижних слоев скачка температуры, до самого дна с некоторым ослаблением в слоях 400–500 м.

Поведение изолиний показателя ослабления ϵ . Самые высокие значения показателя ослабления ϵ наблюдаются в поверхностных слоях воды, где прослеживаются слои суточной конвекции с практически постоянным ϵ и заканчиваются слоем скачка ϵ . Пространственно слои скачка температуры и показателя ослабления совпадают и в местах, где в нижних частях слоя скачка появляется более холодная поверхностная вода и изотермы наклоняются, указывая на усиление вертикального водообмена, изолинии ϵ

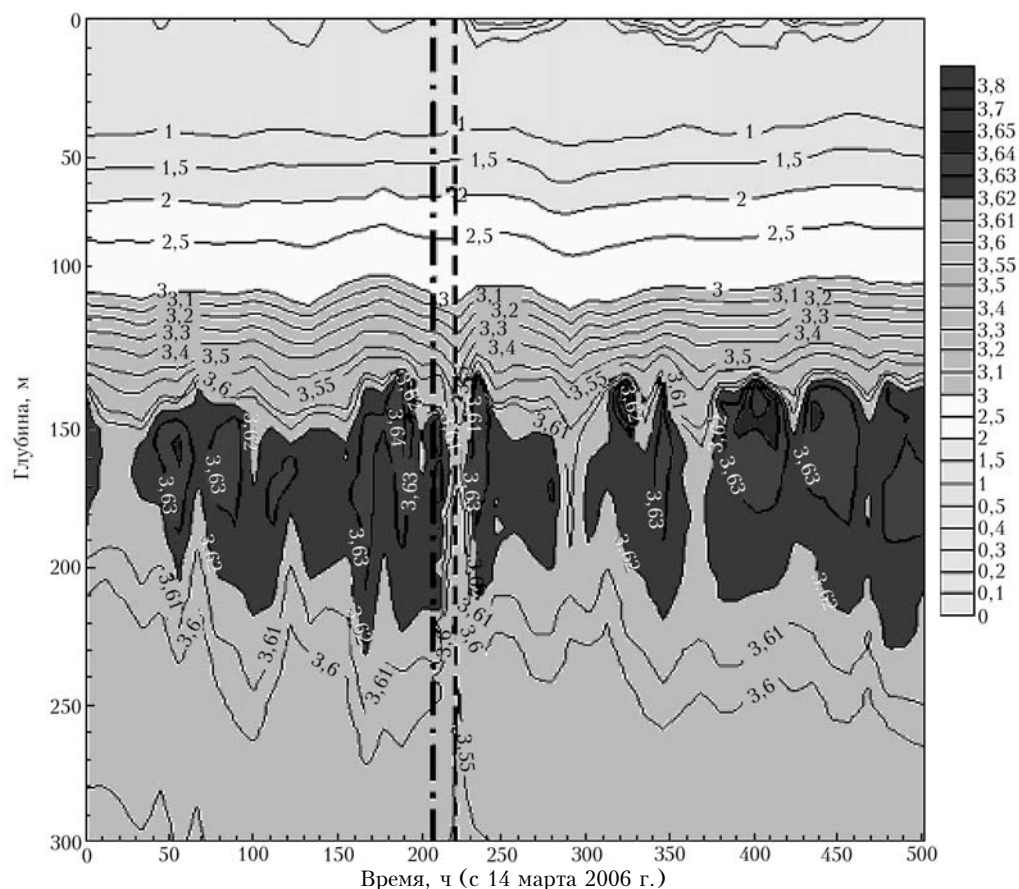


Рис. 1. Термоизоплеты, °С, в слое 0–300 м на станции в ледовом лагере нейтринного телескопа НТ-200 с 14 марта по 4 апреля 2006 г. (58 серий). Штрихпунктирной и штриховой линиями показаны серии 210 и 216 соответственно

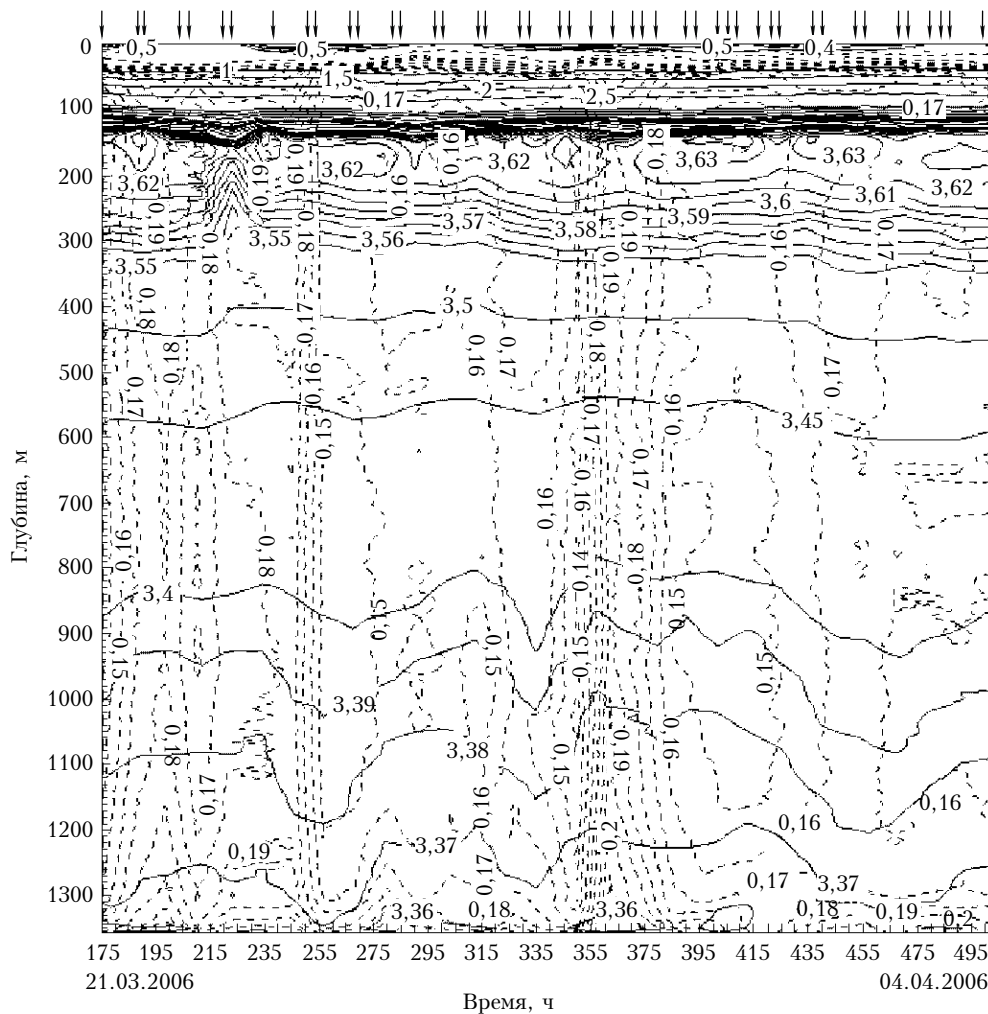


Рис. 2. Оптико-термическая структура на станции в ледовом лагере нейтринного телескопа НТ-200 по данным наблюдений с 21 марта по 4 апреля 2006 г. (46 серий). Толщина льда примерно 60 см. Изоплеты температуры T (°C) показаны сплошными, показателя ослабления светового излучения ϵ (1/м) – штриховыми линиями. Вертикальными стрелками отмечены сроки проведения синхронных серий измерения температуры и показателя ослабления

становятся почти вертикальными, проходят слой ММТ и идут до самого дна. В местах холодных прожилков значения ϵ высокие, т.е. мутность вод и содержание взвеси наибольшие. Это относится и к окрестностям серии 216, где проявление холодных прожилков наиболее сильное.

4. Анализ изменений ММТ по сериям наблюдений 210 и 216

Максимальные изменения температуры ΔT (в слое до 300 м) наблюдались между сериями 210 и 216, поэтому представляет интерес по анализу уплотнения при смешении $\Delta \rho_{cabb}$ и максимальных вертикальных скоростей конвекции W_{max}^{conv} проследить и понять механизм формирования прожилков (струй) холодных поверхностных вод, проникающих через ММТ и прослеживающихся до самого дна.

Разность температур между сериями 210 и 216 $\Delta T(210, 216, Z) = T(210, Z) - T(216, Z)$. Серии выпол-

нялись с шестичасовым интервалом времени. В метровом слое непосредственно подо льдом для серии 210 вода была холоднее на $0,12$ °C, затем шел до глубины 36 м слой хорошо перемешанных вод с температурой примерно $0,6$ °C (суточная конвекция), который переходил в слой скачка температуры с перепадом $\sim 0,04$ °C/м до глубины 75 м. В слое 36–91 м, кроме участка 62–65 м, ΔT отрицательно, что указывает на более высокую плотность вод для серии 216. Глубже 88 м ΔT положительна, достигает максимума в $0,131$ °C на глубине 133 м, при этом температуры вод меньше температуры максимальной плотности T_{md} , т.е. воды серии 210 являются более плотными, чем для серии 216, но после прохождения T_{md} воды серии 216 становятся более плотными, чем для серии 210.

Уплотнение при смешении $\Delta \rho_{cabb}$ и максимальные вертикальные скорости конвекции W_{max}^{conv} . Максимальным температурным различиям для серий 210 и 216 должны соответствовать и максимальные

значения для УПС и соответственно для максимальных вертикальных скоростей конвекции, которые рассчитываются по формулам (1) и (2) и показаны на рис. 3.

Уплотнение при смешении $\Delta\rho_{cabb}$ не зависит от знака разности температур ΔT , поскольку она входит в формулу (1) в квадрате. Поведение $\Delta\rho_{cabb}$ и W_{\max}^{conv} подобно с точностью до размерного коэффициента, что дает возможность упростить объяснения. Действительно, отрицательным значениям значения ΔT в слое 36–91 м соответствуют положительные значения $\Delta\rho_{cabb}$ и W_{\max}^{conv} с максимумом $2,4 \cdot 10^{-8}$ г/см³ и 0,068 см/с, а максимальным на глубине 133 м — со значениями $3,4 \cdot 10^{-8}$ и 0,082 см/с. Во всем слое 0–300 м значения $\Delta\rho_{cabb}$ имеют порядок 10^{-8} г/см³, а W_{\max}^{conv} — 0,01±0,08 см/с с минимальными (в 10 раз и более) значениями в слоях суточной конвекции 1–36 м и в слоях перехода ΔT от отрицательных значений к положительным на глубинах 88–94 м. В более глубоких слоях 335–700 м $\Delta\rho_{cabb}$ и W_{\max}^{conv} имеют порядок $(1 \div 100) \cdot 10^{-12}$ г/см³ и 10^{-3} см/с и далее до самого дна $-(1 \div 100) \cdot 10^{-14}$ г/см³ и 10^{-4} см/с соответственно.

Частота Вэйсяля N и N^2 . Будем рассматривать частоту Вэйсяля в форме N^2 , так как при потере устойчивости водных слоев N^2 становится отри-

цательным действительным числом, а в форме N — мнимым. В зоне суточной конвекции (рис. 4) N^2 для серий 210 и 216 положительна, но близка к нулю (в среднем 6 и $2 \cdot 10^{-6}$ с⁻²). В максимуме слоя скачка температура N^2 возрастает до единиц на 10^{-5} с⁻², затем до 125 м уменьшается до единиц на 10^{-6} и более. С глубин 145 м N^2 для серии 210 уменьшается до единиц 10^{-9} с⁻², затем в слое 154–176 м становится знакопеременной и еще на 2–3 порядка меньше, в точке ММТ 167 м имеет значение $-1,4 \cdot 10^{-12}$ с⁻².

Интересно отметить, что в области 117–178 м значения N^2 для серии 210 от нескольких раз до нескольких порядков меньше, чем для серии 216. Для этой серии область значений N^2 , меньших единиц на 10^{-9} , находится в слое 154–287 м, знакопеременная область в районе ММТ — в слое 164–194 м, в точке ММТ 186–187 м N^2 равно $(+3,3; -1,6) \cdot 10^{-11}$ с⁻². N^2 увеличивается до единиц 10^{-8} с⁻² для серии 210 с ростом глубины от 218 до 430 м и для серии 216 — от 288 до 712 м; до единиц на 10^{-7} с⁻² для серии 210 от 431 до 1011 м и для серии 216 от 713 до 1358 м; до единиц на 10^{-6} с⁻² для серии 210 от 1012 до 1358 м; при этом значения N^2 для серии 210 в 2 раза и более выше, чем для серии 216. В последнем метровом слое 1358–1359 значения N^2 отрицательны для обеих серий.

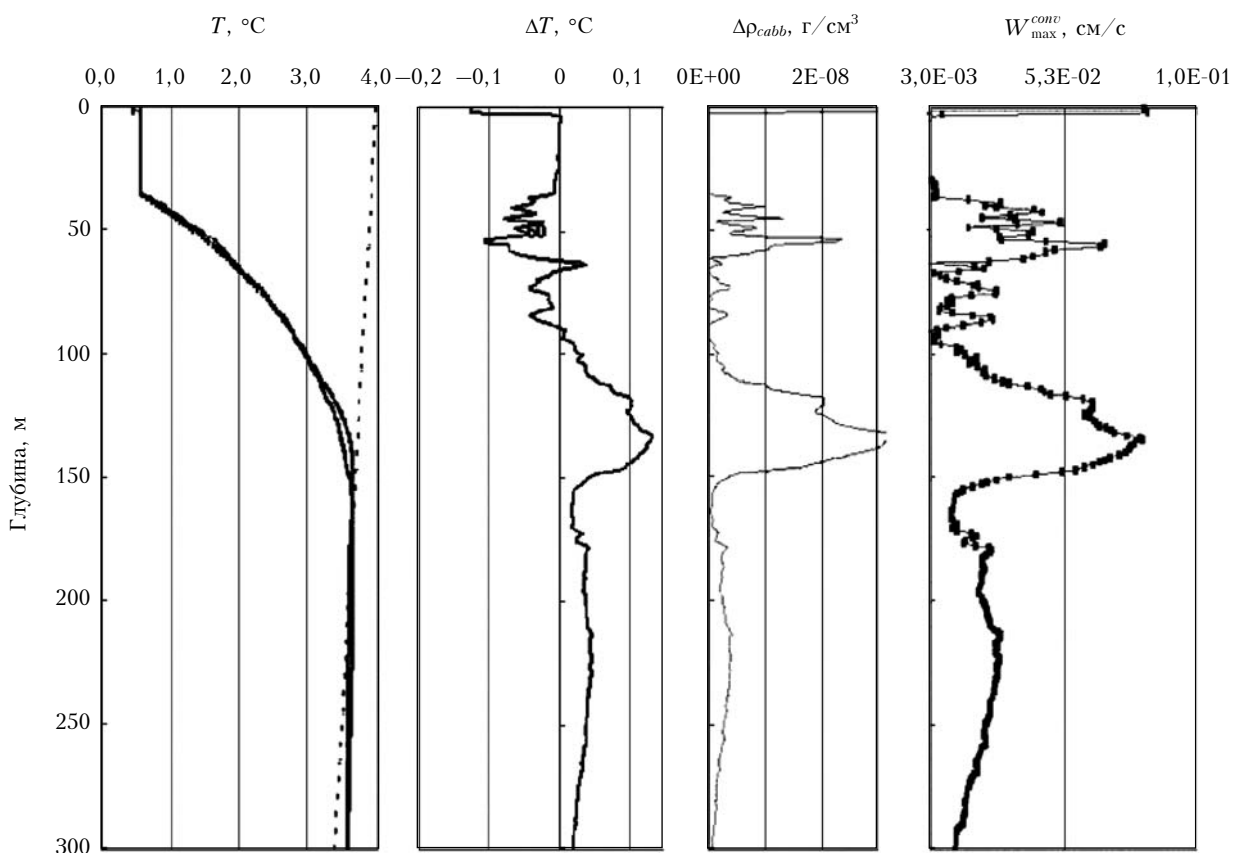


Рис. 3. Температуры воды для серий 210 и 216 в слое 0–300 м, их разности, уплотнение при смешении $\Delta\rho_{cabb}$ и максимальные вертикальные скорости конвекции W_{\max}^{conv}

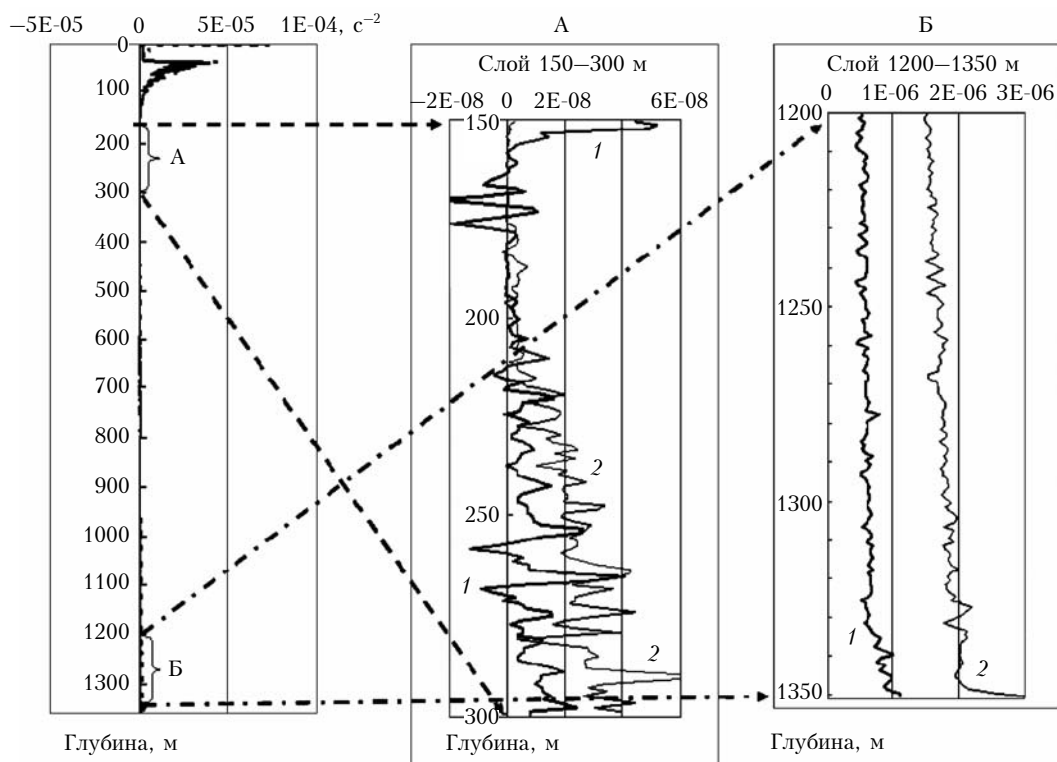


Рис. 4. Частота Вайсяля N^2 , s^{-2} , для серий 216 (1) и 210 (2) для разных слоев: для полного слоя от 0 до 1360 м; 150–300 (А) и 1200–1350 м (Б). Врезки показаны штриховыми и штрихпунктирными линиями со стрелками

5. Обсуждение

Рассмотрены оптико-физические структуры вод подо льдом Южного Байкала в 3,5 км от м. Ивановского в ледовом лагере нейтринного телескопа НТ-200 по наблюдениям с 14 марта по 4 апреля 2006 г. Главной особенностью этого района является постоянное существование в 3–5 км от берега фронтов, конвергентная зона которых распространяется от нижних частей слоя скачка температуры (плотности, показателя ослабления) до самого дна. Фронты в этом районе были открыты в зимний период на поперечных разрезах озера от м. Ивановского через ледовый лагерь нейтринного телескопа на сетке станций с частой до 1 км [4]. Конвергентная зона фронтов представляла вертикальную завесу из мутных вод (высокие значения показателя ослабления) толщиной 1–2 км, идущую практически от поверхности до дна, с высокими (до 0,1 см/с) вертикальными скоростями опускающихся вод.

Местом зарождения конвергентной зоны являются места максимальных скоростей (стрежни) прибрежных течений, которые меандрируют и вызывают меандрирование конвергентной зоны фронтов [7]. Скорость меандрирования фронта, оцениваемая на уровне температуры 3,62 °С по ширине конвергентной зоны примерно в 2 км и времени прохождения прожилки холодной воды в районе серий 210–216 ч, равна 4 см/с, что близко к реальным значениям подледных скоростей течений [1, 18]. Данные рис. 2 по распределению ϵ говорят о том, что наблюдения приходятся на центральные части конвергентных

зон, где и находятся прожилки поверхностных вод, или на периферии этих зон.

Показатель ослабления ϵ , определяемый в основном взвесью, является природным трассером движений в воде, и вертикальное расположение его изолиний говорит о вертикальных движениях воды. По рис. 2 видно, что в местах расположения прожилок поверхностных вод изолинии ϵ вертикальны практически до самого дна, т.е. они преодолевают слой ММТ без труда.

В глубинных водах минимальные значения ϵ достигают 0,15 ln/м, разности $\Delta\epsilon$ в области прожилок поверхностных вод – 0,04 ln/м, что дает максимальные значения вертикальных конвективных скоростей W_{\max}^{conv} за счет $\Delta\epsilon$, меньше 0,1 см/с. Важно, что инициатором зарождения конвергентной зоны в нижних частях слоя скачка является уплотнение при смешении и уплотненная тонущая вода захватывает с собой мутную воду с высоким значением ϵ . Если в первоначальный момент погружение более плотных вод идет за счет УПС, то в дальнейшем, когда эффект УПС сходит на нет, погружение вод конвергентной зоны идет за счет взвеси, что приводит к самоподдерживанию фронтов. В придонной зоне ϵ начинает повышаться за 350 м до дна и менее.

Интересные выводы о конвективной и фронтальной структуре глубинных (ниже 400 м) вод можно сделать из анализа совместного поведения температуры и показателя ослабления ϵ . Так, изотермы имеют беспокойный ход, увеличивающийся с приближением ко дну: в районе прорывов слоя ММТ изотермы поднимаются, указывая на более холодные

воды (районы серий 216–233, 353–358, 497–502). Показатели ослабления ϵ в этих местах имеют большие горизонтальные градиенты и высокие значения (признаки конвергентной фронтальной зоны). В районах серий 258, 329–334, 449–473 изотермы максимально заглублены. Показатели ослабления ϵ имеют небольшие горизонтальные градиенты и минимальные значения (признаки удаления от конвергентной зоны), особенно в придонной зоне от 1000 м и более. Таким образом, воды в конвергентной фронтальной зоне и в придонной области отличаются не только повышенными значениями показателя ослабления ϵ (повышенное содержание взвеси), но и пониженной температурой.

Из анализа представленных материалов видны детали механизма погружения поверхностных вод и их обмен с придонными. В начале в нижних частях слоя скачка (от 36 до 88 м) за счет УПС начинают погружаться более теплые и близкие к температуре максимальной плотности T_{md} ($T < T_{md}$) воды 216 серии, захватывая более мутные воды. Далее до самого дна воды серии 216 остаются холоднее (ближе к T_{md} и плотнее) вод для серии 210 и беспрепятственно проникают до самого дна. Это подтверждается и частотой Вайссыя в несколько раз меньшей, чем для серии 210. Из анализа вертикального распределения показателя ослабления ϵ следует, что проникающие воды имеют показатель ослабления ϵ более высокий, чем окружающие воды, что полностью соответствует фронтальному механизму обмена [5, 10]. Таким образом, нами сравнительно детально прослежен механизм проникновения поверхностных (из нижних частей слоя скачка температуры или показателя ослабления) вод в придонные.

Возможность проникновения и обмена поверхностных вод с придонными в период обратной температурной стратификации была впервые установлена по повышенной концентрации растворенного кислорода и других химических показателей В.А. Толмачевым [2], по возрасту придонных вод и понижению температуры Р. Вайссом с соавт. [3]. Нами уточнены детали механизма такого обмена для зимнего подледного периода по наблюдениям в Южном Байкале.

Работа поддержана РФФИ, гранты № 06-05-64685, 08-05-98007-р-сибирь-а, 08-05-00395.

1. Сокольников В.М. Течения и водообмен в Байкале // Элементы гидрометеорологического режима озера Байкал. М.; Л.: Наука, 1964. С. 5–21.

2. Толмачев В.А. Некоторые гидрохимические показатели внутреннего водообмена в Байкале // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. № 3. С. 639–642.
3. Weiss R.F., Carmack E.C., Koropalov V.M. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal // Nature. 1991. V. 349. P. 665–669.
4. Шерстянкин П.П. Присклоновые фронты показателя ослабления света на Байкале в зимний период // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1087–1090.
5. Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н., Мищенко Р.Е. Динамические условия фронто- и вихрегенеза на Байкале // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 2. С. 251–255.
6. 3.5" Micro CTD. <http://www.falmouth.com/DataSheets/MCTD3-05.pdf>
7. Шерстянкин П.П., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Ростов А.П., Куимова Л.Н., Иванов В.Г., Блинов В.В. О формировании конвергентной зоны фронта подо льдом на озере Байкал // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 106–110.
8. Ли М.Е. Логарифмический фотометр-прозрачномер для видимой и ближней ультрафиолетовой области спектра // Тр. Морского гидрофиз. ин-та АН УССР. 1969. Т. 41. С. 180–189.
9. Шерстянкин П.П. Оптические структуры и фронты океанического типа на Байкале: Дис. ... докт. физ.-мат. наук (в форме научного доклада). ИО РАН им. П.П. Ширшова. М., 1993. 37 с.
10. Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н. Точные формулы для термодинамических параметров озерных вод по уравнению состояния в форме Chen-Millero // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 254–259.
11. Шерстянкин П.П. Фронтонез на Байкале по материалам оптических наблюдений // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 2. С. 366–370.
12. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 296 с.
13. Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н., Иванов В.Г. Оценка максимальных вертикальных скоростей конвекции в природных водах на примере озера Байкал // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 115–119.
14. Каменкович В.М. Основы динамики океана. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 240 с.
15. Зубов Н.Н., Сабитин К.Д. Вычисление уплотнения при смешении морских вод. М.: Гидрометеоздат, 1958. 38 с.
16. Шерстянкин П.П., Иванов В.Г., Куимова Л.Н., Силунов В.Н. Формирование вод Селенгинского мелководья с учетом сезонного хода речного стока, термической конвекции и термобаров // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 4. С. 439–445.
17. Тарасова Е.Н. Органическое вещество вод Южного Байкала. Новосибирск: Наука, 1975. 148 с.
18. Wüest A., Ravens Th.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. N 1. P. 184–196.

P.P. Sherstyankin, G.P. Kokhanenko, V.G. Ivanov, L.N. Kuimova. Optical-thermal fronts under the Lake Baikal ice and their connection with bottom water regeneration.

Measurements of deep-water profiles of transparency and temperature in the Lake Baikal for March–April, 2006 are presented. Optical-thermal manifestations of vertical exchange between surface and bottom waters in frontal zones of the lake at the ice period are considered. The mechanisms of the surface water penetration into the bottom ones in the period of inverse temperature stratification are verified.