

Влияние ветровых условий на распределение температуры в оз. Байкал при развитии осеннего термобара

Б. О. Цыденов,^{1,*} Н. С. Трунов,¹ В. В. Чуруксаева,¹ Д. В. Деги¹

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, механико-математический факультет, научно-исследовательская лаборатория вычислительной геофизики
Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 36

(Поступила в редакцию 16.12.2023; после доработки 29.01.2024; подписана в печать 09.02.2023)

Представлены результаты численного моделирования процессов глубокой конвекции в оз. Байкал во время развития осеннего термобара. На примере разреза р. Болдакова—прол. Малое Море, характеризующегося большими глубинами, проведен анализ пространственно-временных распределений температуры при различных ветровых режимах. Расчеты показали эффективность ветра лишь в верхнем 250-метровом слое. Однако плотностная неустойчивость, генерируемая термобаром, может привести к конвективному перемешиванию до глубин ~ 600 м.

PACS: 92.40.Cy. УДК: 519.6, 556.5.

Ключевые слова: численное моделирование, ветровое перемешивание, глубокая конвекция, осенний термобар, озеро Байкал.

DOI: [10.55959/MSU0579-9392.79.2420901](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9392.79.2420901)

ВВЕДЕНИЕ

Данные измерений температуры, концентрации растворенного кислорода и хлорфторуглеродов [1–3] указывают на существование особого механизма обновления глубинных вод в озере Байкал, вопреки стабильной стратификации ($3.4\text{--}3.5^\circ\text{C}$), характерной для водной толщи ниже ~ 300 м. Точный триггер, запускающий этот механизм, определить весьма сложно, поскольку на протекание динамических процессов в водоеме влияет совокупность внешних (ветровой режим, радиационные потоки, характеристики речных притоков, поток геотермального тепла и др.) и внутренних (влияние температуры и давления на плотность воды) факторов. Ряд ученых [1, 4, 5] вентиляцию глубинных вод озера Байкал связывает с ветровым перемешиванием. Согласно другой гипотезе [6] глубокая конвекция в Байкале может быть вызвана эффектом уплотнения при смешении вод на фронте термобара.

Несмотря на достаточно длительный период натурных [6–9], лабораторных [10–12] и численных [13–17] исследований явления термобара, единого его определения до сих пор не существует. Термобар проявляется в водоеме в виде узкой зоны погружения поверхностных вод в окрестности температуры максимальной плотности [7, 8, 18]. Осенью это температурный, а следовательно, и плотностной фронт, разделяющий холодные (с температурой меньше 4°C) литоральные и теплые (с температурой больше 4°C) пелагиальные воды. Ведущую роль в формировании термобара в Байкале играют его притоки [19]. Под влиянием термобара нисходя-

щий поток плотных вод опускается ниже глубины мезотермического максимума [20], увлекая поверхностные воды на большие глубины. Время возникновения и разрушения термобара зависит от силы и направления ветра [21, 22], а также рельефа дна [23, 24]. Ветровой фактор становится доминирующим в динамике развития термобара в периоды осеннего выхолаживания водоема [25, 26]. В результате действия ветра может происходить смещение области конвергенции водных масс на поверхности озера относительно изотермы 4°C или же полное разрушение термического фронта [27, 28].

Целью настоящей работы является изучение влияния ветровых режимов на процессы глубокой конвекции в озере Байкал во время развития осеннего термобара методами математического моделирования.

1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

1.1. Основные уравнения модели

Негидростатическая математическая 2.5D-модель (в которой используется приближение, переводящее задачу в двумерную, с учетом трех компонент вектора скорости [13, 17, 23]) для воспроизведения гидродинамических процессов в водоеме, учитывающая влияние силы Кориолиса, включает в себя уравнения количества движения (1–3), неразрывности (4), температуры (5), баланса солености (6):

* E-mail: tsydenov@math.tsu.ru

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + 2\Omega_z v - 2\Omega_y w; \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial wv}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) + 2\Omega_x w - 2\Omega_z u; \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial w^2}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{g\rho}{\rho_0} + 2\Omega_y u - 2\Omega_x v; \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial wT}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial H_{\text{sol}}}{\partial z}; \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial wS}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6)$$

где u и v — горизонтальные компоненты скорости (вдоль осей x и y соответственно); w — вертикальная компонента скорости (вдоль оси z); T — температура; S — солёность; K_x (D_x) и K_z (D_z) — коэффициенты турбулентной вязкости (диффузии) в соответствующих направлениях; Ω_x , Ω_y и Ω_z — компоненты вектора угловой скорости вращения Земли; g — ускорение свободного падения; c_p — удельная теплоёмкость; p — давление; ρ_0 — плотность воды при стандартном атмосферном давлении, температуре T_L и солёности S_L .

Поглощение солнечной (коротковолновой) радиации H_{sol} рассчитывается по закону Бугера–Ламберта–Бэра:

$$H_{\text{sol}} = H_{S_{\text{sol},0}} (1 - r_s) \exp(-\epsilon_{\text{abs}} d), \quad (7)$$

где $r_s \approx 0.2$ — коэффициент отражения воды; $\epsilon_{\text{abs}} \approx 0.3 \text{ м}^{-1}$ — коэффициент поглощения солнечной радиации в воде; d — глубина, м. Приток коротковолновой радиации $H_{S_{\text{sol},0}}$ на поверхность озера определяется соотношением

$$H_{S_{\text{sol},0}} = \begin{cases} S_0 (a_g - a_w) \cos \zeta [a(C) + b(C) \ln(\cos \zeta)], & \cos(\zeta) > 0; \\ 0, & \cos(\zeta) \leq 0, \end{cases} \quad (8)$$

где $S_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$ — солнечная постоянная; $a(C)$ и $b(C)$ — эмпирические коэффициенты, зависящие от степени покрытия небесного свода облачностью C [29]; ζ — зенитный угол Солнца; эмпирические функции a_g и a_w представляют соответственно молекулярное рассеяние и поглощение перманентных газов.

Коэффициенты интенсивности диффузионного переноса импульса и тепла определяются на основе k - ω модели турбулентности [30, 31]. Генерация турбулентности за счет действия силы плавучести осуществляется как [32, 33]

$$B = -\frac{\nu_T}{\text{Pr}_T} N^2,$$

где ν_T — турбулентная кинематическая вязкость; Pr_T — турбулентное число Прандтля; N — частота плавучести, определяемая соотношением

$$N^2 = g\alpha \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma \right),$$

здесь α — коэффициент термического расширения, Γ — адиабатический градиент температуры.

Плотность воды в гравитационном члене уравнения (3) вычисляется по формуле Чена–Миллера [34]. Подробное описание математической модели и численного метода приведено в [31–33].

1.2. Начальные и граничные условия

Начальные условия для уравнений (1)–(7) задаются в виде

$$u = 0; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad T = T_L(z); \quad S = S_L, \quad (9)$$

где $T_L(z)$ и S_L — температура и солёность воды в озере соответственно.

Граничные условия для уравнений имеют вид

а) на границе раздела вода–воздух:

$$\begin{aligned} K_z \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{\tau_{\text{surf}}^u}{\rho_0}; & K_z \frac{\partial v}{\partial z} &= \frac{\tau_{\text{surf}}^v}{\rho_0}; \\ w &= 0; & D_z \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{H_{\text{net}}}{\rho_0 c_p}; & \frac{\partial S}{\partial z} &= 0, \end{aligned} \quad (10)$$

где H_{net} — тепловой поток, состоящий из длинноволновой радиации (H_{lw}), скрытого (H_L) и явного (H_S) тепла, параметризация которых осуществляется согласно расчетным формулам [36]:

$$H_{lw} = \epsilon_w \epsilon_a \sigma (1 + 0.17C^2) T_A^4 - \epsilon_w \sigma T^4, \quad (11)$$

где ϵ_w и ϵ_a — коэффициенты излучения воды и атмосферы соответственно, σ — коэффициент Стефана–Больцмана, T_A — температура воздуха, T — температура воды;

$$\begin{aligned} H_L &= f_u (e_A - e_w); & f_u &= 6.9 + 0.345 U^2; \\ e_w &= 6.112 \exp\left(\frac{17.67 (T_A - 273.15)}{T_A - 29.65}\right), \end{aligned} \quad (12)$$

где e_A — давление водяного пара в атмосфере, e_w — давление насыщенного водяного пара вблизи подстилающей поверхности, f_u — коэффициент массоотдачи, U — скорость ветра;

$$H_S = 0.62 f_u (T_A - T). \quad (13)$$

Сдвиговое напряжение ветра на поверхности озера описывается законом

$$\tau_{\text{surf}}^u = c_{10} \rho_a \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2} \cdot u_{10};$$

$$\tau_{\text{surf}}^v = c_{10} \rho_a \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2} \cdot v_{10},$$

здесь ρ_a — плотность воздуха у поверхности воды; u_{10}, v_{10} — составляющие скорости ветра на высоте 10 м над поверхностью озера; $c_{10} = 1.3 \times 10^{-3}$;

б) на твердых границах:

$$u = 0; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial n} = 0; \quad \frac{\partial S}{\partial n} = 0, \quad (14)$$

где n — направление внешней нормали к области;

в) на границе раздела река–озеро:

$$u = u_R; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad T = T_R; \quad S = S_R, \quad (15)$$

где u_R — скорость притока в устье реки; T_R и S_R — температура и соленость воды в реке соответственно;

г) на открытой границе задаются условия радиационного типа [35] и простые градиентные условия:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c_\phi \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 (\phi = u, v, T, S); \quad \frac{\partial w}{\partial x} = 0. \quad (16)$$

2. ОБЛАСТЬ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПАРАМЕТРЫ ЗАДАЧИ

Расчеты выполнены для разреза р. Болдакова–прол. Малое Море оз. Байкал (рис. 1, а), характеризующегося большими глубинами и крутым склоном, на вычислительной области $10 \times 1.2 \text{ км}^2$ (рис. 1, б). Данные о рельефе дна, соответствующие указанному разрезу, взяты из работы [19]. Вычислительная область покрыта равномерной прямоугольной сеткой с шагами $h_x = 50 \text{ м}$ и $h_z = 5 \text{ м}$. Шаг по времени — 30 с.

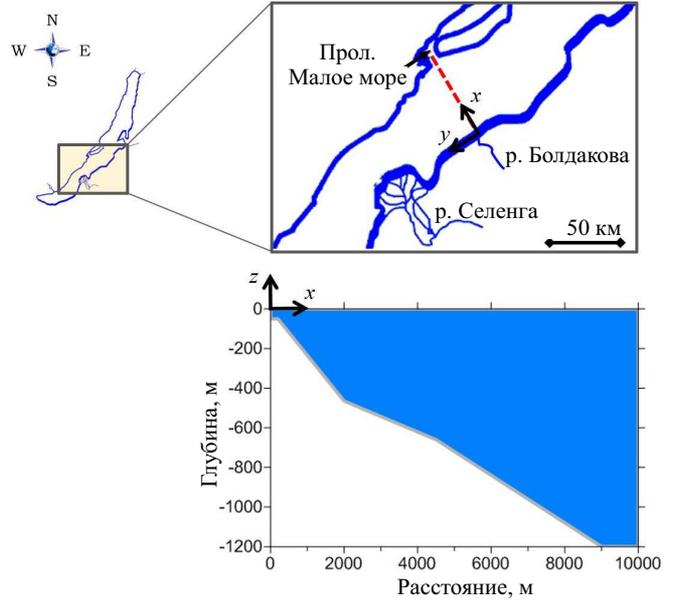


Рис. 1. Схема разреза оз. Байкал (вверху), вычислительная область (внизу)

Начальная температура воды в вычислительных экспериментах имела вертикально неоднородное распределение (от 3.22°C на дне водоема до 5.76°C на его поверхности) и постоянное значение на каждом уровне по горизонтали, что отражает температурный режим Среднего Байкала в октябре месяце [2]. Температура воды в устье речного стока в начальный момент времени соответствовала 1.5°C и понижалась на 0.02°C в сутки. Минерализация воды в озере — 96 мг/л [2], в реке — 128.2 мг/л (средняя минерализация по всем притокам) [37]. Скорость течения речного притока при впадении в озеро — 0.5 см/с , что приблизительно соответствует максимальным значениям скорости течения прот. Средняя [38]. Глубина открытого участка речного стока (на левой границе) составляет 50 м . Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии приняты равными $K_x = D_x = 5.0 \text{ м}^2/\text{с}$ [39]. Потоки длинноволновой радиации, а также скрытого и явного тепла, воздействующие на водное зеркало, параметризованы согласно расчетным формулам (11)–(13). Ветровые характеристики (рис. 2) и другие параметры атмосферы (температура воздуха, относитель-

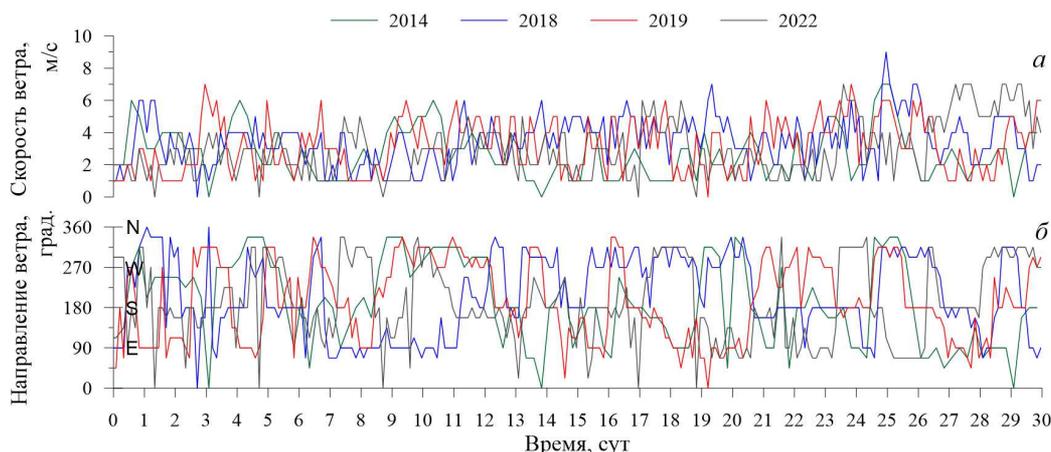


Рис. 2. Скорость (а) и направление (б) ветра в ноябре в 2014, 2018, 2019 и 2022 гг. по данным метеостанции с. Горячинск

ная влажность, атмосферное давление, облачность) в вычислительных экспериментах задавались исходя из информации (записанной с интервалом 3 ч) о погодных условиях метеостанции с. Горячинск [40] в ноябре за 2014, 2018, 2019 и 2022 гг. (эти годы наиболее отличаются друг от друга по силе и направлению ветра за последние 10 лет наблюдений). На их основе вычислены значения потоков коротко- и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла на каждом шаге по времени (для определения промежуточных значений параметров атмосферы использовался метод линейной интерполяции). Длительность расчетов составляет 20 сут.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Анализ ветровых условий

По данным метеостанции с. Горячинск ветер в ноябре 2014, 2018, 2019 и 2022 гг. сильно варьировался как по направлению, так и по скорости (рис. 2).

В 2014 г. ветровая активность наблюдалась в первой и третьей декадах ноября: в первой декаде его скорость изменялась в пределах 0–6 м/с, во второй — 0–4 м/с и в третьей — 0–7 м/с. Из относительно стабильных участков по направлению ветра можно выделить преобладание западного ветра на 2–4 сут, северо-западного на 10–12 сут и восточного на 27–29 сут. Самыми сильными были порывы северо-западного ветра: на 1-е, 5-е и 11-е сут со скоростью до 6 м/с, на 25 сут — до 7 м/с. Среднемесячная скорость ветра составила 2.7 м/с.

В ноябре 2018 г. скорость ветра прогрессивно росла с каждой последующей декадой: в первой декаде она составила 0–6 м/с, во второй — 1–7 м/с и в третьей — 1–9 м/с. Разброс по направлению ветра был меньше, чем в 2014 г.: на 1–2 сут преобладал северо-северо-западный ветер, на 3–6 сут — южный с некоторыми переменами, на 8–11 сут — восточный, на 16–20 сут — западный и северо-западный,

на 22–24 — стабильно южный, а на 25–26 — северо-западный и западо-северо-западный. Самыми сильными были порывы ветра западного и северо-западного направлений: до 7 м/с (на 20 сут) и 9 м/с (на 25 сут) соответственно. Среднемесячная скорость ветра составила 3.5 м/с.

В 2019 г. скорость ветра в течение всего ноября колебалась в диапазоне 0–7 м/с, с некоторыми затишьями на 1–3, 8–9 и 28 сут: в эти дни скорость ветра не превышала 3 м/с. Временные интервалы со стабильным направлением ветра в 2019 г. были короче: относительно стабильный восточный ветер на 1–2, 5, 9, 20–21 сут, северо-западный на 3–4 и 25 сут, переменчивый северо-западный и западный на 10–12 сут, южный на 24–25 и 26–27 сут. Самыми сильными были ветры северо-западного и южного направлений: их скорость достигала 7 м/с на 3 и 24 сут соответственно. Средняя скорость ветра в ноябре этого года составила 3.2 м/с.

В 2022 г., как и в 2018 г., ветер усиливался в течение ноября: в первой декаде его скорость варьировалась в пределах 0–5 м/с, во второй — 0–6 м/с, а в третьей — 1–7 м/с. В этом году в ноябре преобладали южный и северо-западный ветры: южный — на 1–4, 12–13, 16, 27–28 сут, а северо-западный — на 5, 8, 18–19, 24, 29–30 сут. На 20–26 сут также часто дул восточный ветер, причем на 26 сут непрерывно. В качестве самых сильных порывов ветра можно отметить южный ветер со скоростью в 6 м/с на 18 сут, северо-западный со скоростью в 6 м/с (на 18 и 19 сут) и 7 м/с (на 24, 29 и 30 сут), а также южный со скоростью до 7 м/с на 28 сут. Среднемесячная скорость ветра составила 3 м/с.

Можно заметить, что вне зависимости от года наибольшую роль в ветровом режиме оз. Байкал играют ветры южного, западного, восточного и северо-восточного направлений.

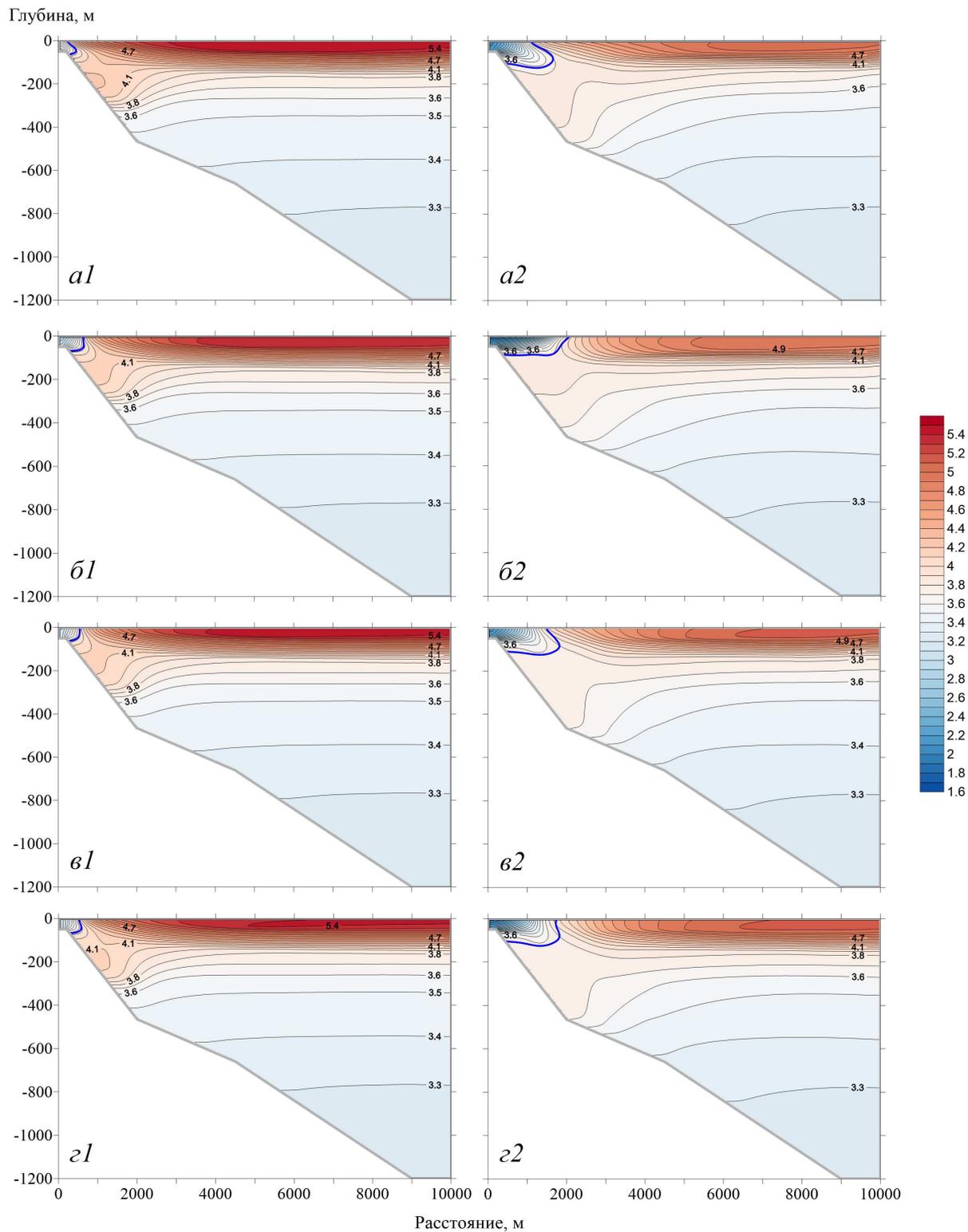


Рис. 3. Распределение температуры [°C] при метеорологических условиях 2014 (а), 2018 (б), 2019 (в) и 2022 (г) гг. на 4 (1) и 10 (2) сут. Жирной (синей) линией показан профиль температуры максимальной плотности

3.2. Распределение температуры и динамика термобара

Полученные в ходе численного моделирования распределения температуры на разрезе р. Болдокова—прол. Малое море при метеорологических

условиях 2014 (эксперимент № 1), 2018 (эксперимент № 2), 2019 (эксперимент № 3) и 2022 (эксперимент № 4) гг. на 4 сут (рис. 3, а1, б1, в1, г1), на первый взгляд, имеют сходство между собой. Однако при детальном рассмотрении в эксперименте № 1 (рис. 3, а1) наблюдается более близкое к устью

речного притока расположение профиля температуры максимальной плотности, на расстоянии 200 м от устья, в то время как в остальных экспериментах — на расстоянии 500 м. Картина распределения температуры в верхней толще на 10 сут в эксперименте № 2 (рис. 3, б2) значительно отличается от результатов других экспериментов. Все, что находится ниже изотермы 3.6°C в теплоинертной области, неизменно во всех экспериментах, однако в эксперименте № 2 наблюдается следующая особенность: более горизонтальный профиль температуры максимальной плотности и более горизонтальные изотермы в теплоактивной области. Учитывая схожесть структуры распределения температуры на 4 сут, это можно объяснить спецификой ветрового режима на 4–10 сут. Именно в 2018 г., в отличие от остальных случаев, в этот период значительно преобладали ветры южного (со скоростью 3–4 м/с на 4–6 сут) и восточного (со скоростью 1–4 м/с на 7–11 сут) направлений, способствующие горизонтальному развитию термобара. Расчеты показывают, что конвективное перемешивание за счет плотностной неустойчивости, генерируемой термобаром, происходит в присклоновой области и достигает глубины ~ 400 м на 4 сут (рис. 3, слева) и ~ 600 м на 10 сут (рис. 3, справа).

Хроноизоплеты распределения температуры на расстоянии 1000 м от устья реки в эксперименте № 2 (рис. 4, б) на протяжении всего рассматриваемого интервала времени также заметно выделяются на фоне других. Однако теперь, в отличие от первой декады, весомый вклад в структуру хроноизоплет эксперимента № 2 вносит преобладающий западный и северо-западный ветер (дующий преимущественно со скоростью 4–5 м/с) на 11–20 сут ноября 2018 г. Поверхность охлаждается больше всего на 10–11 сут — до 2.2°C , а на 13 сут ее температура возвращается к значению 3.4 – 3.6°C , причем такая температура устанавливается по всей толще. Этот эффект связан с достаточно длительным воздействием восточного ветра (на 7–11 сут), который способствовал поверхностному распространению более холодных речных вод в открытое озеро, и впоследствии с изменением направления ветра (после 11 сут), что привело к запуску обратного процесса (переноса более теплых вод открытого озера в прибрежную область). После этого выхолаживание поверхности и распространение холодной воды продолжается и на 20 сут температура становится ниже 3°C на поверхности, а на 200-метровой глубине остается чуть ниже 3.6°C . В остальных экспериментах выхолаживание поверхностных вод на этой отметке происходит более монотонно. На 20 сут температура на поверхности и глубине 200 м в эксперименте № 1 (рис. 4, а) $< 1.4^{\circ}\text{C}$ и 3.6 – 3.8°C соответственно, в эксперименте № 3 (рис. 4, в) $< 1^{\circ}\text{C}$ и 3.4 – 3.6°C соответственно, а в эксперименте № 4 (рис. 4, г) $< 1.6^{\circ}\text{C}$ и 3.4 – 3.6°C соответственно.

Анализ динамики перемещения области расположения температуры максимальной плотности на поверхности водоема (рис. 5) показал, что в экспе-

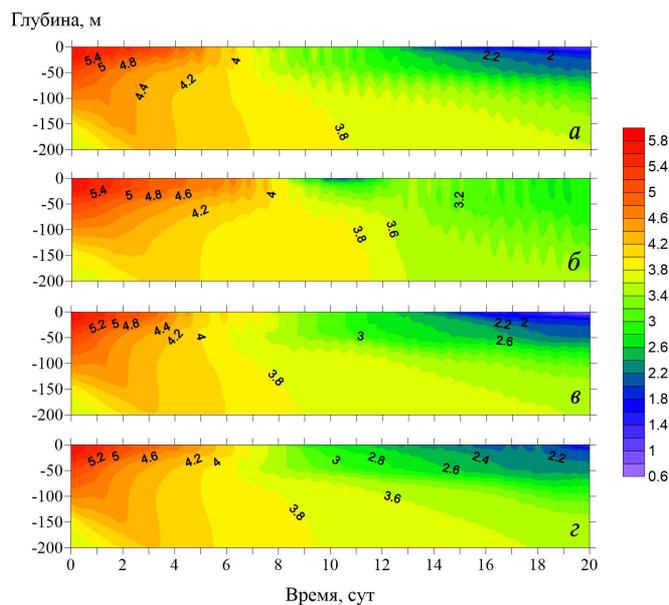


Рис. 4. Хроноизоплеты распределения температуры [$^{\circ}\text{C}$] на расстоянии $x = 1000$ м при метеорологических данных за 2014 (а), 2018 (б), 2019 (в) и 2022 (г) гг.

риментах № 2, № 3 и № 4 термобар (в данной работе под термобаром понимается область воды с температурой максимальной плотности) сформировался уже на 2 сут, а в эксперименте № 1 — на 3 сут. В течение полутора суток после возникновения термобара в экспериментах № 2, № 3 и № 4 его фронт перемещался на поверхности водоема с одинаковой скоростью, а после удаления от устья реки на 400 м на 3 сут стали проявляться эффекты ветра. На протяжении всего времени моделирования видно, что северный и северо-западный ветры значительно замедляют продвижение термобара и даже сдвигают его фронт в сторону устья, а южный и юго-восточный ветры, наоборот, ускоряют горизонтальное развитие термобара: так, в эксперименте № 1 фронт термобара с 3 по 4 сут смещается в сторону открытого озера на 350 м, но под действием северо-западного ветра возвращается вплотную к устью речного притока, в эксперименте № 3 термобар продвигается на 900 м с 3 по 5 сут под влиянием юго-восточного и восточного ветров, а в эксперименте № 2 заметное расхождение положения температуры максимальной плотности по сравнению с другими экспериментами происходит с 7 по 10 сут под действием относительно стабильного восточного и юго-восточного ветров. Высокая амплитуда колебания графиков на 7–10 сут (рис. 5) говорит об усилении влияния внутрисуточной изменчивости тепловых потоков с отдалением термобара от устья реки [33]. Из ранее проведенных исследований [41] известно, что изменение ветровых характеристик на фоне дневного прогрева и ночного охлаждения поверхностных вод может приводить к реверсивным движениям термического фронта.

Результаты моделирования свидетельствуют о том, что в глубоких участках оз. Байкал эффект

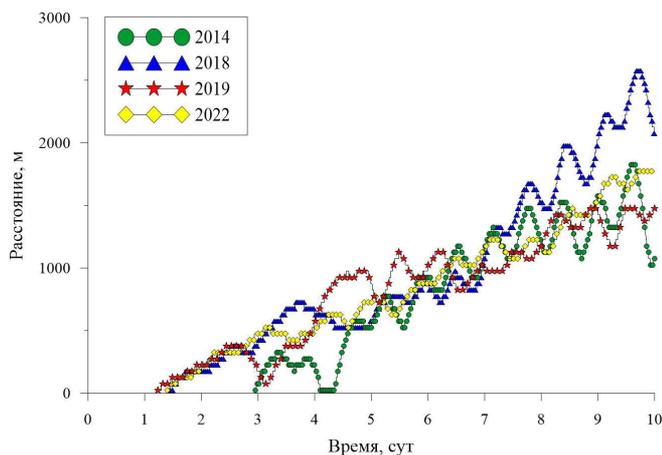


Рис. 5. Динамика перемещения области расположения температуры максимальной плотности на поверхности водоема при метеорологических условиях 2014 (эксперимент № 1), 2018 (эксперимент № 2), 2019 (эксперимент № 3) и 2022 (эксперимент № 4) гг.

метеорологических факторов на перемещение фронта термобара в осенний период может быть сильно выражен. Это связано с влиянием более холодных вод: речных и глубинных озерных [41]. Средняя скорость движения фронта термобара на поверхности водоема составила 150 м/сут

в эксперименте № 1, 247 м/сут в эксперименте № 2, 170 м/сут в эксперименте № 3 и 203 м/сут в эксперименте № 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Анализ данных метеонаблюдений показал, что в периоды развития осеннего термобара в оз. Байкал ветровые характеристики могут сильно варьироваться как по направлению, так и по скорости.
2. Смоделированные распределения температуры в открытой части озера указывают на то, что ветер эффективен лишь в верхней 250-метровой толще.
3. Конвективное перемешивание за счет плотностной неустойчивости, индуцируемой термобаром, может достигать глубины ~600 м.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-71-10020, <https://www.rscf.ru/project/23-71-10020/>).

- [1] Weiss R., Carmack E., Koropalov V. // *Nature*. **349**. 665 (1991).
- [2] Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., Sherstyankin P.P. *Physical Limnology of Lake Baikal: a Review*. Irkutsk–Okayama, 1994.
- [3] Beeton A.M. // *Environ. Conserv.* **29**, 21 (2002).
- [4] Killworth P.D., Carmack E.C., Weiss R.F., Matear R. // *Limnol. Oceanogr.* **41**. 131 (1996).
- [5] Botte V., Kay A. // *Dynam. Atmos. Oceans*. **35**. 131 (2002).
- [6] Shimaraev M.N., Granin N.G., Zhdanov A.A. // *Limnol. Oceanogr.* **38**. 1068 (1993).
- [7] Forel F.A. // *L'Écho des Alpes*. N3. 149 (1880).
- [8] Тухомиров А.И. Термика крупных озер. Л., 1982.
- [9] Науменко М.А., Гузиватый В.В., Каретников С.Г. и др. // Докл. Акад. наук. **444**, № 1. 83 (2012). (Naumenko M.A., Gyzivatyy V.V., Karetnikov S.G. et al. // *Dokl. Earth Sc.* **444**. 601. (2012)).
- [10] Elliott G.H. A laboratory and mathematical study of the 'thermal bar': Ph.D. Thesis. Vancouver, 1970.
- [11] Соловьев Д.А., Блохина Н.С. // *Океанология*. **50**, № 6. 904 (2010). (Solov'ev D.A., Blokhina N.S. // *Oceanology*. **50**, N6. 855 (2010)).
- [12] Detchenko N.Yu., Chubarenko I.P. // *Water Quality Res. J. Can.* **47**, N3-4. 436 (2012).
- [13] Цветова Е.А. // Прикладная механика и техническая физика. **39**, № 4. 127 (1998). (Tsvetova E.A. // *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. **39**, N4. 593 (1998)).
- [14] Квон Д.В., Квон В.И. // *Метеорология и гидрология*. № 6. 68 (1998). (Kvon D.V., Kvon V.I. // *Russian Meteorology and Hydrology*. N6. 50 (1998)).
- [15] Блохина Н.С., Орданович А.Е., Савельева О.С. // *Вод. ресурсы*. **28**, № 2. 224 (2001). (Blokhina N.S., Ordanovich A.E., Savel'eva O.S. // *Water Resources*. **28**, N2. 201 (2001)).
- [16] Farrow D.E. // *EJAM*. **24**, N2. 161 (2003).
- [17] Holland P.R., Kay A., Botte V. // *J. Mar. Syst.* **43**, N1-2. 61 (2003).
- [18] Блохина Н.С., Показеев К.В. // *Земля и Вселенная*. № 6. 78 (2015).
- [19] Likhoshway Y.V., Kuzmina A.Ye., Potyemkina T.G. et al. // *J. Great Lakes Res.* **22**, N1. 5 (1996).
- [20] Шимараев М.Н., Грачев М.А., Имбоден Д.М. и др. // Докл. РАН. **343**, № 6. 824 (1995).
- [21] Akitomo K., Tanaka K., Awaji T., Imasato N. // *J. Oceanogr.* **51**. 171 (1995).
- [22] Tsydenov B.O. // *J. Great Lakes Res.* **45**, N4. 715 (2019).
- [23] Malm J. // *Nordic Hydrology*. **26**, N4-5. 331 (1995).
- [24] Цыденов Б.О. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* **78**, № 5. 2350901 (2023). (Tsydenov B.O. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **78**, N5. 689 (2023)).
- [25] Ullman D., Brown J., Cornillon P., Mavor T. // *J. Great Lakes Res.* **24**, N4. 753 (1998).
- [26] Цыденов Б.О. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* № 1. 64 (2019). (Tsydenov B.O. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **74**, N1. 70. (2019)).
- [27] Блохина Н.С. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* № 4. 102 (2015). (Blokhina N.S. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **70**, N4. 102 (2015)).
- [28] Tsydenov B.O. // *J. Mar. Syst.* **179**. 1 (2018).
- [29] Александрова М.П., Гулев С.К., Сеницын А.В. // *Метеорология и гидрология*. № 4. 45 (2007).

- (*Aleksandrova M.P., Gulev S.K., Sinitsyn A.V.* // *Russian Meteorology and Hydrology*. **32**, N 4. 245 (2007)).
- [30] *Wilcox D.C.* // *AIAA J.* **26**, N 11. 1299 (1988).
- [31] *Цыденов Б.О., Старченко А.В.* // Вест. Том. гос. ун-та. Матем. и мех. № 5(31). 104 (2014).
- [32] *Цыденов Б.О.* Численное моделирование эффекта весеннего термобара в глубоком озере: дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Томск. 2013.
- [33] *Tsydenov B.O., Kay A., Starchenko A.V.* // *Ocean Modelling*. **104**. 73 (2016).
- [34] *Chen C.T., Millero F.G.* // *Limnol. Oceanogr.* **31**, N 3. 657 (1986).
- [35] *Orlanski I.* // *J. Comput. Phys.* **21**, N 3. 251 (1976).
- [36] *Ji Z.-G.* Hydrodynamics and Water Quality: Modeling Rivers, Lakes, and Estuaries. John Wiley & Sons, 2008.
- [37] *Вотинцев К.К.* // В кн.: Проблемы Байкала. **16**, № 36. 124 (1978).
- [38] *Синюкович В.Н., Жарикова Н.Г., Жариков В.Д.* // География и природ. ресурсы. № 3. 64 (2004).
- [39] *Holland P.R., Kay A., Botte V.* // *J. Environ. Fluid Mech.* **1**, N 3. 311 (2001).
- [40] Расписание Погоды [Электронный ресурс]. URL: <https://gr5.ru/> (дата обращения: 29.09.2023).
- [41] *Цыденов Б.О.* // *Оптика атмосферы и океана*. **36**, № 5. 381 (2023)).

Effects of wind on deep convection in Lake Baikal during the autumnal thermal bar

B. O. Tsydenov^a, N. S. Trunov, V. V. Churuksaeva, D. V. Degi

*Computational Geophysics Laboratory, Faculty of Mechanics and Mathematics, Tomsk State University
Tomsk 634050, Russia
E-mail: ^atsydenov@math.tsu.ru*

The results of numerical modeling of processes of deep convection in Lake Baikal during the autumnal thermal bar are presented. Analysis of the space–time distributions of temperature under different wind conditions was conducted on an example of the Boldakov River–Maloye More Strait cross-section which is characterised by the great depths. Simulations have shown the effectiveness of wind only in the upper 250 m layers. However, cabbeling instability generated by the thermal bar can lead to convective mixing to a depth of ~600 m.

PACS: 92.40.Cy.

Keywords: numerical modeling, wind mixing, deep convection, autumnal thermal bar, Lake Baikal.

Received 16 December 2023.

English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2024. **79**, No. 2. Pp. .

Сведения об авторах

1. Цыденов Баир Олегович — канд. физ.-мат. наук, заведующий лабораторией; тел.: (3822) 529-553, e-mail: tsydenov@math.tsu.ru.
2. Трунов Никита Сергеевич — младший научный сотрудник; тел.: (3822) 529-553.
3. Чуруксаева Владислава Васильевна — канд. физ.-мат. наук, научный сотрудник; тел.: (3822) 529-553.
4. Деги Дмитрий Владимирович — программист; тел.: (3822) 529-553.