

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Динамика осеннего термобара при дифференцированной ветровой нагрузке

Б. О. Цыденов^{1, а}¹ Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук, лаборатория прогнозирования состояния атмосферы Россия, 634055, Томск, пл. Академика Зуева, д. 1

Поступила в редакцию 08.10.2021, после доработки 26.11.2021, принята к публикации 26.11.2021.

Методами численного моделирования исследуется воздействие ветра на поведение термобара в период осеннего охлаждения водоема на примере оз. Камлупс (Канада). В работе рассматриваются противоположно направленные распространению термического фронта ветры различной силы: штиль (0.1 м/с), тихий ветер (1 м/с), легкий ветер (2 м/с), слабый ветер (4 м/с), умеренный ветер (6 м/с), свежий ветер (9 м/с) и сильный ветер (12 м/с). Установлено влияние силы ветра на сроки появления осеннего термобара, скорость его перемещения и особенность формирования глубинных течений.

Ключевые слова: осенний термобар, сила ветра, математическая модель, температура максимальной плотности, вычислительный эксперимент, озеро Камлупс, охлаждение водоема.

УДК: 519.6, 556.5. PACS: 92.40.Cy.

ВВЕДЕНИЕ

Термобаром называется природное явление, возникающее в озерах средних широт весной и осенью благодаря необычному свойству воды — аномальной зависимости плотности от температуры. Он представляет собой узкую зону погружения воды в озеро, где температура воды на его поверхности близка к 4° С, и служит барьером, ограничивающим распространение прибрежных вод с высокой концентрацией загрязнения и биоты в открытое водное пространство [1, 2]. Согласно терминологии А. И. Тихомирова [3] термобар делит водоем на *теплоактивную* (в прибрежной части) и *теплоинертную* (в пелагической части) области. В настоящее время вопросы изучения особенностей развития термобара приобретают крайне актуальный характер в связи с заметным ухудшением экологического состояния крупнейших пресноводных озер планеты.

В период осеннего выхолаживания водоема поведение термобара напрямую зависит от ветрового режима (см. [4] и статью автора в этом журнале, 2019 г.). Под воздействием ветра может происходить значительное смещение области схождения вод относительно местоположения температуры максимальной плотности на поверхности воды [5–7], что приводит к противоречию с классической трактовкой явления термобара [3, 8]. Связь длительности воздействия ветра, его силы и направления на развитие термобара во время таяния ледового покрова описана в работе Блохиной Н.С., 2018 г. в этом журнале. Несмотря на численное изучение ветровых эффектов в ранее проведенных работах автора [9, 10] и в этом журнале за 2020 г., многие аспекты все еще остаются неясными. В частности, особый интерес вызывает тот факт, что при усилении ветра фронт термобара может разрушаться, а при его ослаблении — формироваться вновь [7]. Также известно, что ветры, направленные против движения термического

фронта, тормозят его горизонтальное развитие (см. [9] и статью автора в этом журнале за 2019 г.). Поэтому для более полного понимания специфики термобара при ветровой активности необходимы более детальные исследования.

Целью настоящей работы является изучение методами математического моделирования влияния силы ветра на поведение осеннего термобара путем задания дифференцированной ветровой нагрузки на границе раздела вода—воздух на примере озера Камлупс.

1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

1.1. Основные уравнения модели

Рассматривается область длиной $L_x=10$ км и глубиной $L_z=138$ м, представляющая собой продольное вертикальное сечение озера Камлупс (Канада, провинция Британская Колумбия) (рис. 1). Задача решается в системе координат Ox, Oy, Oz (начало отсчета совпадает с устьем реки Томпсон). Ось Ox направлена в центр озера по течению реки, Oy — вдоль границы раздела река—озеро, Oz — вертикально вверх.

Негидростатическая 2.5D модель включает в себя уравнения количества движения (1–3), неразрывности (4), энергии (5) и баланса солености (6):

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

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

^а E-mail: tsydenov@iao.ru

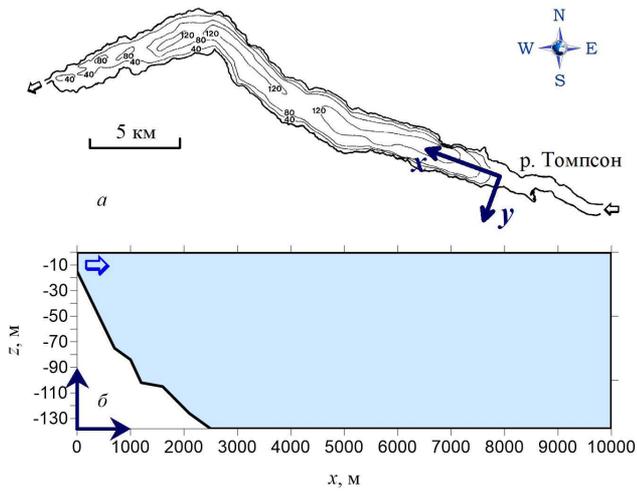


Рис. 1. Озеро Камлупс: а — батиметрия, б — вычислительная область

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

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

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

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

где u и v — горизонтальные компоненты скорости (вдоль осей x и y соответственно); w — вертикальная компонента скорости (вдоль оси z); T — температура; S — соленость; 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 теплоемкость; p — давление; ρ_0 — плотность воды при стандартном атмосферном давлении, температуре T_L и солености 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 $H_{S_{\text{sol},0}}$ — поток солнечной радиации на поверхности водоема; $r_s \approx 0.2$ — коэффициент отражения воды; $\epsilon_{\text{abs}} \approx 0.3 \text{ м}^{-1}$ — коэффициент поглощения солнечной радиации в воде; $d = |L_z - z|$ — глубина, м.

Коэффициенты интенсивности диффузионного переноса импульса и тепла определяются на основе $k - \omega$ модели турбулентности [11, 12]. Плотность воды рассчитывается по формуле Чена-Миллера [13]. Подробное описание математической модели и метода численного решения ее уравнений приведено в [7, 14].

1.2. Начальные и граничные условия

Начальные условия ($t = 0$) для уравнений модели задаются в виде

$$u = 0; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad T = T_L; \quad S = S_L, \quad (8)$$

где T_L и S_L — температура и соленость воды в озере соответственно.

Граничные условия для уравнений имеют вид

- на границе раздела вода—воздух

$$K_z \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{\text{surf}}^u}{\rho_0}; \quad K_z \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{\text{surf}}^v}{\rho_0}; \quad (9)$$

$$w = 0; \quad D_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{H_{\text{net}}}{\rho_0 c_p}; \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0,$$

где H_{net} — тепловой поток, включающий в себя компоненты длинноволновой радиации, скрытого и явного тепла, параметризация которых осуществляется по расчетным формулам модели № 3 из [15]; 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; $c_{10} = 1.3 \times 10^{-3}$;

- на твердых границах (на дне)

$$u = 0; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial n} = 0; \quad \frac{\partial S}{\partial n} = 0, \quad (10)$$

где n — направление внешней нормали к области;

- на границе раздела река—озеро

$$u = u_R; \quad v = 0; \quad w = 0; \quad T = T_R; \quad S = S_R, \quad (11)$$

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

- на открытой границе задаются условия радиационного типа [16] и простые градиентные условия

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c_\phi \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (\phi = u, v, T, S); \quad \frac{\partial w}{\partial x} = 0. \quad (12)$$

2. ПАРАМЕТРЫ ЗАДАЧИ

Начальные и граничные условия задачи совпадают с условиями (за исключением ветровых характеристик), принятыми в работе автора в этом журнале за 2019 г. Температура воды в озере в начальный момент времени имеет вертикально неоднородное распределение (от 5.06°C на дне водоема до 6.45°C на поверхности водоема), рассчитанное по формуле

$$T_L(z) = 0.00004d^2 - 0.0156d + 279.6, \quad (13)$$

что соответствует термическому режиму оз. Камлупс в осенний период [17]. Втекающая в озеро вода в устье р. Томпсон охлаждается от 2.8 до 0.75°C [17]

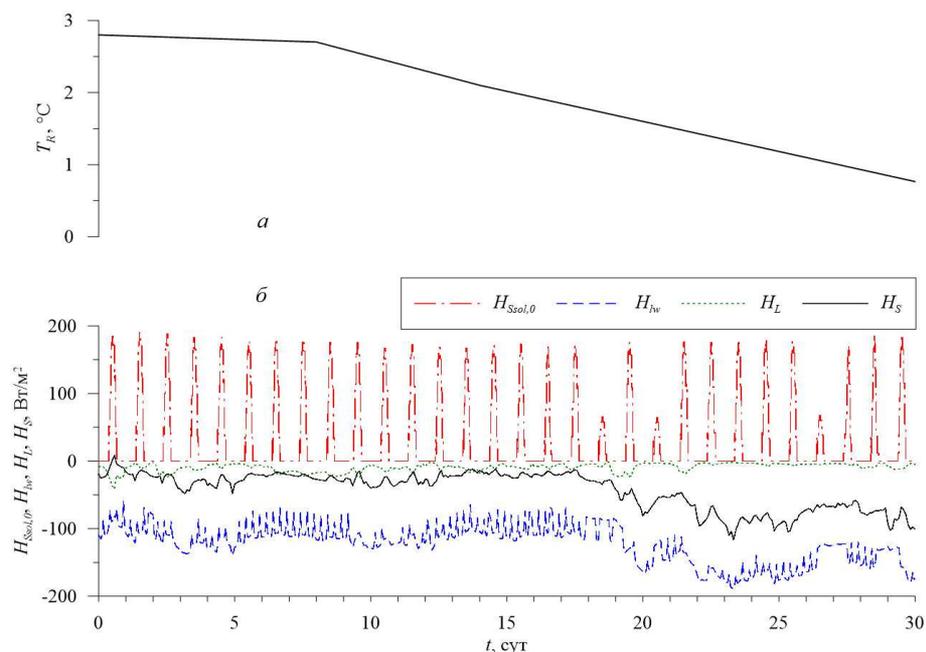


Рис. 2. Температура воды в устье р. Томпсон (а) и тепловые потоки с 01.12.2017 по 30.12.2017 г. (б)

(рис. 2, а). Скорость речного притока на границе раздела река–озеро составляет 3×10^{-3} м/с, минерализация воды в озере равна 0.1 г/кг [18]. Расчетная область (рис. 1, б) покрыта равномерной ортогональной сеткой с шагами $h_x=25$ м и $h_z=3$ м. Шаг по времени — 10 с.

В качестве метеорологических данных (температура воздуха, относительной влажности, атмосферного давления, облачности) взяты сведения наблюдений из архива погодных условий метеостанции г. Камлупс с 01.12.2017 по 30.12.2017 г., записанные с интервалом 1 ч (<http://climate.weather.gc.ca>). На их основе вычислены значения потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, а также явного и скрытого тепла на каждом шаге по времени (для определения промежуточных значений параметров атмосферы использовался метод линейной интерполяции).

Температура воздуха в первых двух декадах месяца была преимущественно положительной и варьировалась от -5 до $+8^\circ C$, а в третьей декаде — от -19 до $-3^\circ C$. Средняя скорость ветра за рассматриваемый период равна 3.1 м/с, порывы до 14 м/с и 12 м/с наблюдались на 19 и 29 сут месяца соответственно. По результатам расчетов (рис. 2, б) в декабре 2017 г. поток коротковолновой радиации имел максимальное значение $189.8 W/m^2$, его низкие значения в дневное время на 19 и 21 сут. связаны с высокой облачностью. Направленные на выхолаживание поверхностных вод потоки длинноволнового излучения и скрытого тепла изменялись в диапазоне от -59.0 до $-188.8 W/m^2$ и от -1.7 до $-40.8 W/m^2$ соответственно. Поток явного тепла на протяжении всего периода моделирования варьировался от $+8.0$ до $-116.7 W/m^2$ (более низкие значения наблюдались в третьей декаде месяца вследствие понижения температуры воздуха). Интенсивное охлаждение водоема происходило ночью при отсутствии солнечной радиации.

Ранее выполненное моделирование для реального ветрового режима оз. Камлупс показало, что влияние на динамику термобара ветров восточного направления, которые имели преобладающий характер в декабре 2017 г., возрастает по мере удаления термобара от устья речного притока. Эпизодическое возникновение ветров западного направления, дующих противоположно распространению термического фронта, способствовало замедлению горизонтального движения термобара. Поэтому особый интерес представляют эффекты ветров западного направления (которые, в зависимости от года, также могут преобладать в периоды существования термобара), противодействующие силе, связанной с плотностной неустойчивостью.

С целью оценки влияния ветра на динамику осеннего термобара проведена серия вычислительных экспериментов с заданием на границе раздела вода—воздух значений скорости ветра от 0.1 м/с до 12 м/с, соответствующих градации, приведенной в таблице.

Таблица. Значения скоростей ветра в вычислительных экспериментах

№ эксперимента	Скорость ветра (м/с)	Словесное описание ветра
1	0.1	штиль
2	1	тихий ветер
3	2	легкий ветер
4	4	слабый ветер
5	6	умеренный ветер
6	9	свежий ветер
7	12	сильный ветер

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Изотермы (рис. 3, а) и линии тока (рис. 3, б), построенные по результатам расчетов на 23 сут,

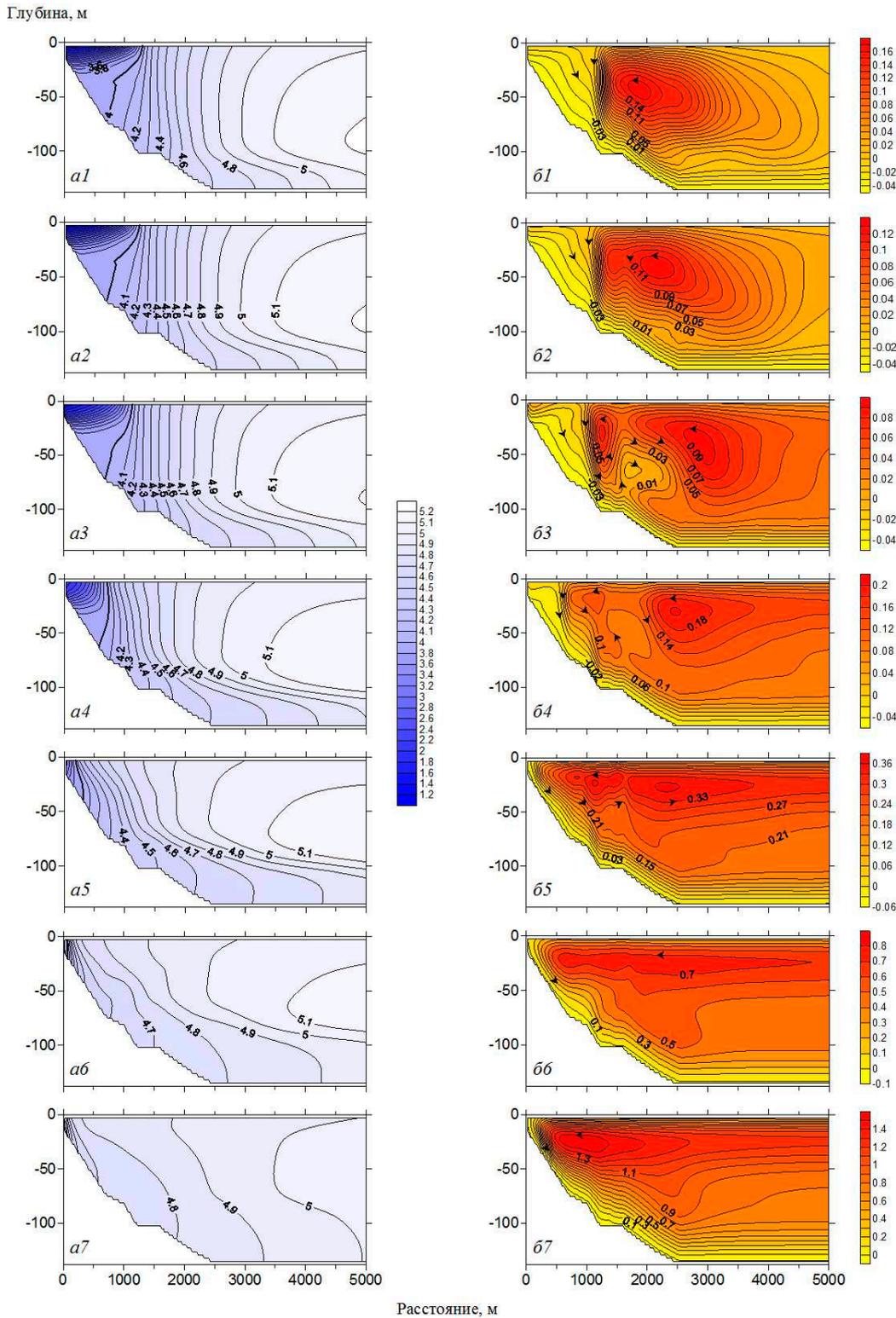


Рис. 3. Изотермы (а) [°C] и линии тока (б) [м²/с] на 23 сут в вычислительных экспериментах №1 (1), №2 (2), №3 (3), №4 (4), №5 (5), №6 (6) и №7 (7). Жирной линией (а) показана изотерма 4°C

указывают на то, что в экспериментах №1–4 линия конвергенции холодных прибрежных потоков с более теплыми водами открытого озера совпадает с местоположением температуры максимальной плотности. В эксперименте №1 (штиль) термобар на 23 сут достигает расстояния 1.3 км от устья р. Томпсон, в теплоинертной области формируется крупное вихревое течение (рис. 3, а1, б1). На месте термобара за счет плотностной неустойчивости

воды опускаются до нижней границы склона озера. При возникновении тихого ветра (эксперимент №2), дующего против направления распространения термобара, наблюдается сдвиг центра вихря в сторону открытого озера, несмотря на смещение фронта термобара к устью реки (рис. 3, а2, б2). В этом случае размеры вихревых потоков вдоль водоема возрастают. Увеличение силы ветра до 2 м/с (эксперимент №3) привело к замедлению продвижения термобара

в центральную часть озера (рис. 3, а3) и образованию новых вихревых структур в теплоинертной области (рис. 3, б3). Максимальная скорость движения вод внутри фронта термобара (в вертикальном направлении) составила 3 мм/с. Можно предположить, что на формирование мелких циркуляций оказало влияние морфологические характеристики подводного рельефа: на границе равнинного участка и глубоководного склона (1.6 км от устья реки) возникает компенсационное подъемное течение, приводящее к фрагментации крупномасштабного вихря. Важно заметить, что в эксперименте №3 интенсивность мелких циркуляций ниже интенсивности крупного вихря, полученного в эксперименте №2.

Существенный тормозящий эффект в распространении термобара проявился в эксперименте №4 (рис. 3, а4, б4): скорость горизонтального движения термического фронта меньше почти в 2 раза (местоположение термобара на 23 сут — 0.7 км от устья реки) по сравнению с результатами эксперимента №1. При усилении ветра интенсивность вихревых структур в теплоинертной области возрастает. Умеренный ветер постоянной силы (эксперимент №5) не дает развиваться термобару, создавая циркуляционные потоки по всему водоему (рис. 3, а5, б5). Однако в этой ситуации все еще сохраняется компенсационный подъем вод.

Результаты экспериментов №6 (рис. 3, а6, б6) и №7 (рис. 3, а7, б7) показали, что развитие термобара невозможно при больших скоростях ветра, направленного в сторону устья реки. Под воздействием свежих и сильных ветров происходит активное перемешивание вод по всему озеру, благодаря которому наблюдается тенденция к выравниванию температуры в водоеме. В этих случаях линии тока уже не фиксируют влияние геометрии дна на формирование подъемных течений. Важно также заметить, что при сильном ветре центр вихря локализован в приустьевой области водоема на глубине 20 м (рис. 3, б7). Скорость течения у поверхности озера в эксперименте №6 достигала 6.4 см/с, а в эксперименте №7 — 12.7 см/с.

Согласно позиции температуры максимальной плотности на поверхности озера (рис. 4) формирование термобара в эксперименте №1 происходит на 6 сут, в эксперименте №2 — на 7 сут, в эксперименте №3 — на 8 сут, в эксперименте №4 — на 12 сут, в эксперименте №5 — на 16 сут, в эксперименте №6 — на 22 сут и в эксперименте №7 — на 27 сут. При высоких значениях силы ветра, направленного к устью речного притока, наблюдаются более поздние сроки формирования термобара и низкая скорость его горизонтального движения. Картина динамики положения температуры максимальной плотности на поверхности водоема также свидетельствует о росте влияния ветра на скорость перемещения термического фронта с увеличением расстояния от устья речного притока. Аналогичный эффект наблюдался и для случая преобладания ветров восточного направления (статья автора в этом журнале, 2019 г.).

Выполненные расчеты для глубокого озера показали, что при непрерывном воздействии ветра постоян-

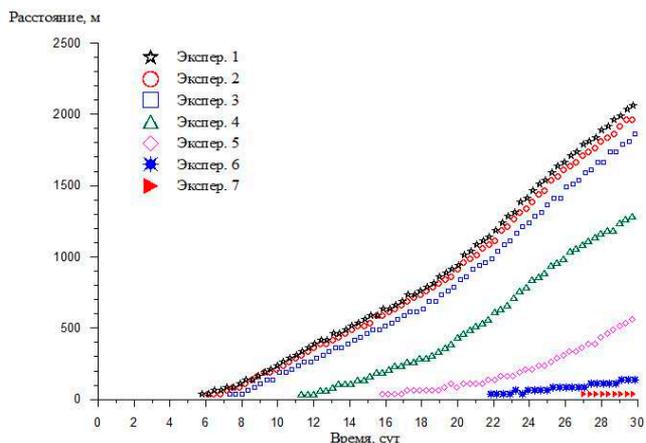


Рис. 4. Динамика горизонтального перемещения области расположения температуры максимальной плотности на поверхности водоема

ной силы на водную поверхность верна классическая трактовка термобара как области схождения вод в окрестности температуры максимальной плотности на поверхности озера. Это согласуется и с выводами работы [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов численного моделирования термогидродинамических процессов в период осеннего выхолаживания водоема (на примере озера Камлупс) можно сделать следующие выводы:

1. При ветрах постоянной силы верна классическая трактовка термобара (для глубокого озера) как области конвергенции течений в окрестности температуры максимальной плотности.
2. Высокие значения силы ветра, направленного в сторону устья речного притока, являются причиной более поздних сроков формирования термобара и низкой скорости его горизонтального перемещения.
3. При легком и слабом ветре возможно возникновение компенсационного подъемного течения над равнинным участком подводного склона.
4. Сильные западные ветры, генерируя крупномасштабные вихревые потоки, блокируют распространение термобара в центральную часть водоема.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-71-00013, <https://rscf.ru/project/21-71-00013/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блохина Н.С., Показеев К.В. // Земля и Вселенная. 2015. №6. С. 78.
2. Tsydenov B.O. // J. Mar. Syst. 2019. 195. P. 38.
3. Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л., 1982.
4. Ullman D., Brown J., Cornillon P., Mavor T. // J. Great Lakes Res. 1998. 24, N 4. P. 753.
5. Блохина Н.С. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2015. №4. С. 102. (Blokhina N.S. // Moscow Univ. Phys. Bull. 2015. 70, N 4. P. 102.)
6. Блохина Н.С. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2013. №4. С. 59. (Blokhina N.S. // Moscow Univ. Phys. Bull. 2013. 68, N 4. P. 324.)

7. Tsydenov B.O. // *J. Mar. Syst.* 2018. **179**. P. 1.
8. Forel F.A. // *L'Écho des Alpes*. 1880. N3. P. 149.
9. Tsydenov B.O., Starchenko A.V., Kay A. // *Inland Waters*. 2018. **8**, N3. P. 322.
10. Tsydenov B.O. // *J. Great Lakes Res.* 2019. **45**, N4. P. 715.
11. Wilcox D.C. // *AIAA J.* 1988. **26**, N11. P. 1299.
12. Цыденов Б.О., Старченко А.В. // Вест. Том. гос. ун-та. Матем. и мех. 2014. №5(31). С. 104.
13. Chen C.T., Millero F.G. // *Limnol. Oceanogr.* 1986. **31**, N3. P. 657.
14. Цыденов Б.О. Численное моделирование эффекта весеннего термобара в глубоком озере: дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Томск. 2013.
15. Tsydenov B.O., Starchenko A.V. // *Proc. SPIE*. 2015. **9680**. 96800H.
16. Orlanski I. // *J. Comput. Phys.* 1976. **21**, N3. P. 251. DOI:
17. John B.E.St., Carmack E.C., Daley R.J. et al. The limnology of Kamloops Lake. B.C. Vancouver, 1976.
18. Holland P.R. Numerical modelling of the riverine thermal bar: Ph.D. Thesis. Loughborough, 2001.

The Fall Thermal Bar Dynamics under a Differential Wind Load

B. O. Tsydenov

*Laboratory for Atmospheric Prediction, Zuev Institute of Atmospheric Optics
Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
Tomsk 634055, Russia
E-mail: tsydenov@iao.ru*

Wind effects on the thermal bar behavior during fall cooling of a water body have been studied on the example of Kamloops Lake (Canada) using numerical modeling methods. This paper considers various speed winds directed opposite to the thermal bar propagation: calm (0.1 m/s), light air (1 m/s), light breeze (2 m/s), gentle breeze (4 m/s), moderate breeze (6 m/s), fresh breeze (9 m/s), and strong breeze (12 m/s). The influence of wind force on the timing of the formation of the fall thermal bar, its motion speed, and specific feature of the formation of subsurface currents have been found.

Keywords: fall thermal bar, wind force, mathematical model, maximum density temperature, numerical experiment, Kamloops Lake, cooling of a water body.

PACS: 92.40.Cy.

Received 08 October 2021.

English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2022. **77**, No. 1. Pp. 61–67.

Сведения об авторе

Цыденов Баир Олегович — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; тел.: (3822) 492-404, e-mail: tsydenov@iao.ru.