

О ВЛИЯНИИ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ТЕПЛЫХ ВОД ПРИТОКА НА РАЗВИТИЕ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕЙ КОНВЕКЦИИ В ГЛУБОКОМ ОЗЕРЕ*

Т. Э. Овчинникова, О. Б. Бочаров

Институт водных и экологических проблем СО РАН

Новосибирск, Россия

e-mail: teo@ad-sbras.nsc.ru

An effect of mineralized warm tributary on the development of convective processes in a deep lake is investigated by means of numerical experiments using two-dimensional vertical mathematical model of hydrophysical processes.

Введение

Возникновение и развитие конвективных течений в глубоком озере в период весенне-летнего прогревания может существенным образом зависеть от наличия притоков с более высокими температурой и соленостью, вносящих свой вклад в гидростатическую неустойчивость водных масс. В работе [1] именно влияние приточности рассматривается как механизм, вызывающий вынужденную конвекцию, способствующую обновлению глубинных вод Байкала.

Целью настоящего исследования является выяснение степени влияния такого притока на примере приустьевой зоны р. Селенги путем сравнения полученных в результате численных экспериментов картин течений, развивающихся в прибрежной зоне при разных характеристиках втекающего потока. Мы не претендуем на детальный анализ гидрофизических процессов этого района. Главная задача состоит в выявлении качественных отличий конвективных течений при разных условиях.

1. Математическая модель

Для анализа развития течений в приустьевой зоне используем двумерную вертикальную модель турбулентного течения в приближении Буссинеска. Система уравнений при этом

*Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (интеграционный проект № 131) и Программы Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ Российской Федерации (грант № НШ-22.2003.5).

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2006.

имеет следующий вид:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u \vec{v} + \frac{\partial}{\partial z} w \vec{v} + \frac{1}{\rho_0} \nabla p = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} \vec{v} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial}{\partial z} \vec{v} + \frac{\rho}{\rho_0} \vec{g},$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u T + \frac{\partial}{\partial z} w T = \frac{\partial}{\partial x} D_x \frac{\partial}{\partial x} T + \frac{\partial}{\partial z} D_z \frac{\partial}{\partial z} T,$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u S + \frac{\partial}{\partial z} w S = \frac{\partial}{\partial x} N_x \frac{\partial}{\partial x} S + \frac{\partial}{\partial z} N_z \frac{\partial}{\partial z} S,$$

$$\rho = \rho(T, S, p).$$

Здесь u , w — составляющие вектора скорости \vec{v} по осям x , z (направленным перпендикулярно к берегу и по вертикали вверх соответственно); ρ — плотность; p — давление; T — температура; S — соленость; ρ_0 — характерная плотность воды; коэффициенты K_x , K_z и D_x , D_z характеризуют интенсивность турбулентного переноса импульса и тепла в соответствующем направлении ($D_q = 0.7K_q$, $q = x, z$); $N_q = K_q/Sc$ — коэффициенты турбулентной диффузии, число Шмидта $Sc = 700$ (по данным из работы [2]).

В качестве уравнения состояния используется уравнение Чена — Миллера [3], связывающее плотность воды с температурой, соленостью и давлением. На свободной поверхности $z = H$ (здесь H — глубина водоема) ставятся гидродинамические граничные условия типа “твердой крышки” (при отсутствии ветровых напряжений) и задается поток тепла, зависящий от потока солнечной радиации, температуры воздуха и воды, облачности и влажности воздуха и рассчитываемый по методике, изложенной в [4, 5]. На дне помимо условия непроницаемости задаются связь касательных напряжений с придонной скоростью (квадратичный закон трения), а также условие отсутствия теплообмена с дном. При $x = 0$ (у берега) задаются профиль горизонтальной скорости, согласованный с расходом втекающей реки, температура и соленость воды в притоке T_{in} и S_{in} . При $x = L$ (открытая граница) задается условие свободного выхода струй: $u_x = 0$, $w_x = 0$, $T_x = 0$, $S_x = 0$. Эти граничные условия реализуются с помощью интегроинтерполяционного метода, что, как показано в [6], дает минимальные искажения течения при прохождении открытой границы.

Начальные условия соответствуют состоянию покоя $u = w = 0$ и заданным полям температуры T_0 и солености S_0 , по которым определяется гидростатическое распределение давления с учетом уравнения состояния. Таким образом, течения индуцируются прогревом через свободную поверхность водоема и притоком с заданными скоростью, температурой и соленостью. Численный алгоритм и граничные условия подробно описаны в [3, 7].

2. Морфометрические и гидрологические данные

Район впадения реки Селенги в озеро Байкал характеризуется тем, что устье ее расположено на участке, где повышен уровень дна на всем поперечном сечении озера. Селенга при впадении образует дельту, периметр которой равен приблизительно 40 км [8]. В качестве расчетной области была выбрана 18-километровая область сечения между пунктами р. Харауз — Красный Яр, поскольку мы располагали наиболее полными морфометрическими данными по этому сечению (Харауз — один из наиболее крупных рукавов дельты

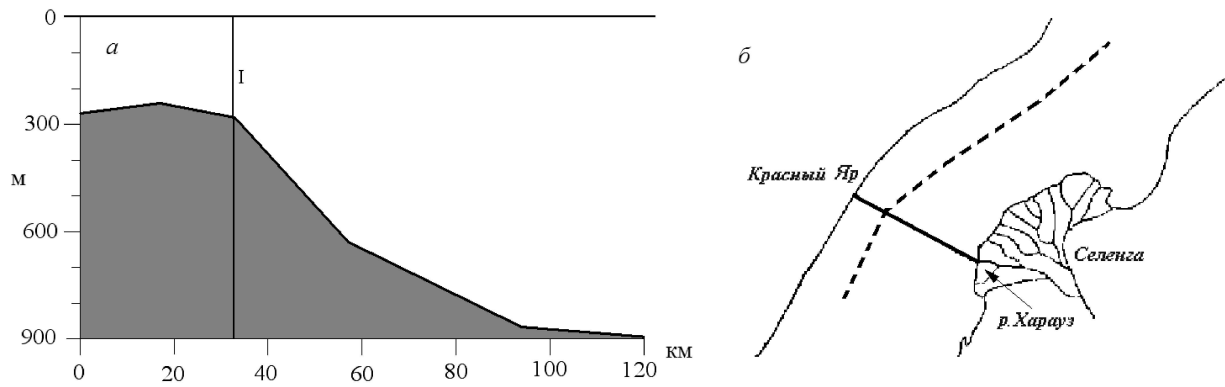


Рис. 1. Рельеф дна продольного сечения оз. Байкал в районе дельты р. Селенги в 18 км от восточного берега (а); участок оз. Байкал в этом же районе (б).

Селенги, Красный Яр — пункт на противоположном от него берегу Байкала). Батиметрия ряда поперечных сечений этого района озера приведена в [9], а профили этих сечений нами уточнялись с помощью данных, приведенных в [10]. На рис. 1 представлена схема Селенгинского района с указанием поперечного сечения, выбранного для численных экспериментов (геометрию дна в этом сечении можно видеть на рисунках, показывающих линии тока и изотермы), и продольного сечения (для общей характеристики данного района озера). Штриховая линия на рис. 1, б обозначает продольное сечение, находящееся примерно в 18 км от восточного берега и проходящее по наиболее глубокой части озера в этом районе, а сплошная показывает поперечное сечение, содержащее расчетную область. Точка пересечения этих двух линий соответствует правой границе расчетной области. На рис. 1, а изображена геометрия дна в продольном сечении, указанном штриховой линией. Линия I проходит через точку, соответствующую правой границе расчетной области.

В работе [11] приведены данные по среднемесячным расходам воды р. Селенги на основе многолетних наблюдений (табл. 1). Среднегодовое значение расхода по этим же данным составляет $982 \text{ м}^3/\text{с}$. Поскольку глубина в устье реки в среднем 2 м, при периметре дельты 40 км это дает среднюю скорость течения $1.2 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}$. По данным наблюдений скорость стокового течения в озере вблизи устья Селенги приблизительно равна $2 \cdot 10^{-4} \text{ м/с}$ [12, с. 99]. Но если рассматривать один из наиболее крупных рукавов дельты, то по тем же данным скорости в нем могут достигать величин порядка $4 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}$.

Таблица 1. Среднемесячный расход р. Селенги в устье

Месяц	I	II	III	IV	V	VI
Расход, $\text{м}^3/\text{с}$	129.6	82.0	93.2	565.6	1673.3	1649.8
Месяц	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Расход, $\text{м}^3/\text{с}$	2003.3	1956.1	1885.4	1178.4	223.9	221.1

Таблица 2. Минерализация р. Селенги

	Подледный период	Летний период
ст. Науштал	289.4 мг/л	181.4 мг/л
с. Мурзино	283.5 мг/л	145.0 мг/л

Данные о концентрациях главных ионов в р. Селенге, приводимые в [13], показывают, что минерализация реки заметно меняется в течение года. Кроме того, она различна в разных рукавах дельты. В табл. 2 приведены данные по двум наиболее полноводным рукавам на двух станциях наблюдения.

С другой стороны, в работе [12, с. 126, 134] приводятся следующие данные:

- общая минерализация р. Селенги (среднегодовая) 150 мг/л;
- общая минерализация озера Байкал 96.4 мг/л.

Таким образом, минерализация в реке и озере отличаются приблизительно в 1.5 раза.

3. Предварительный анализ

Прежде чем выполнить расчеты, мы попытались провести сравнительную оценку влияния градиентов солености, температуры и давления на градиент плотности, так как в нашей задаче он является важнейшим фактором, влияющим на развитие конвективных течений. Поскольку мы используем уравнение состояния Чена — Миллера, для него и была выполнена соответствующая численная оценка. Очевидно, что возрастание температуры за точкой температуры максимальной плотности приводит к уменьшению плотности, в то время как возрастание солености вызывает противоположный эффект. В определенных условиях эти градиенты могут компенсировать друг друга.

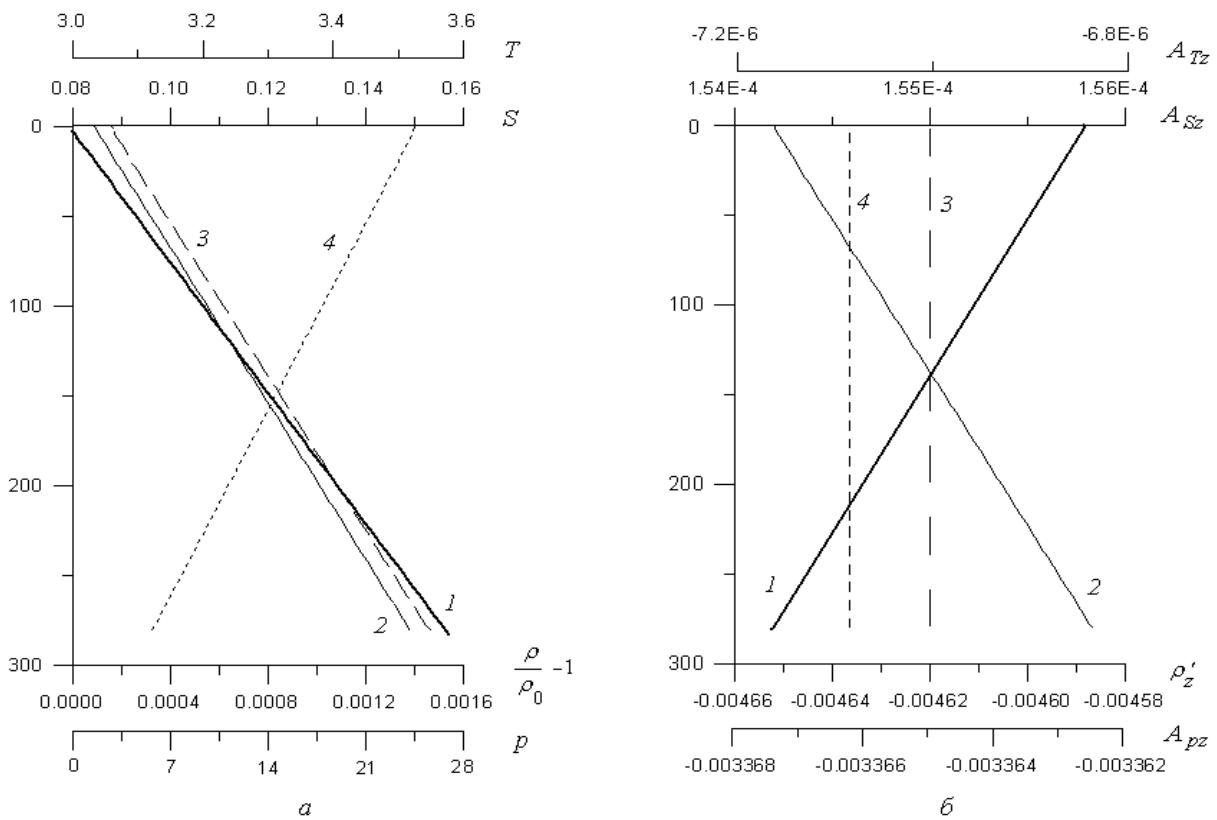


Рис. 2. Распределение параметров: 1 — p , бар; 2 — $\delta\rho$; 3 — T , °C; 4 — S , г/л (а); распределение градиентов: 1 — A_{pz} ; 2 — ρ'_z ; 3 — A_{Tz} ; 4 — A_{Sz} (б).

Воспользуемся следующим представлением вертикального градиента плотности:

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z} \equiv A_{Tz} + A_{Sz} + A_{pz}. \quad (1)$$

Для оценки трех составляющих в правой части соотношения (1) мы задались начальным вертикальным распределением температуры и солености по линейному закону, а давление рассчитали по гидростатическому закону. Температура на поверхности и у дна соответствовала средним многолетним данным наблюдений на озере Байкал для июня [11], соленость на поверхности соответствовала среднегодовой общей минерализации реки Селенги, а на дне — общей минерализации озера Байкал (рис. 2, *a*).

Путем численного анализа было установлено, что в диапазонах изменения температуры ($0 \dots 10^\circ\text{C}$), солености ($0 \dots 1$ г/л) и давления ($0 \dots 28$ бар) основной вклад в значение градиента плотности вносит компонент, связанный с давлением, затем — компонент, связанный с минерализацией, и на последнем месте — температурный компонент: $A_{pz} \approx 3.4 \cdot 10^{-3}$, $A_{Sz} \approx 1.5 \cdot 10^{-4}$, $A_{Tz} \approx -7 \cdot 10^{-6}$. Следует отметить, что последние два компонента противоположны по знаку.

На рис. 2, *б* приведены графики вертикальных распределений функций A_{pz} , A_{Sz} , A_{Tz} (единицы измерения — в системе СИ) для условий, показанных на рис. 2, *a* (эти начальные распределения полностью укладываются в диапазоны, для которых был выполнен численный анализ). Разумеется, при увеличении температурной стратификации за счет прогрева верхних слоев воды ее влияние на градиент плотности будет расти и может стать сравнимым по абсолютной величине с воздействием градиента солености, тем более, что ситуация с минерализацией в исследуемом районе мало подвержена изменениям. Но в заданном диапазоне температур влияние минерализации и давления на плотность существенно выше температурного.

4. Численные эксперименты

Выполненные нами ранее расчеты [7] показали, что скорости течений, формирующихся как результат свободной конвекции, по абсолютной величине могут превосходить скорости стокового течения вблизи устья реки Селенги. Это согласуется с данными работ [8, 12]. В настоящей же работе проанализированы два случая: а) скорость течения притока равна средней скорости $2 \cdot 10^{-4}$ м/с; б) скорость течения притока равна скорости наиболее мощного из рукавов $4 \cdot 10^{-2}$ м/с. Для каждого из этих случаев выполнена серия из четырех экспериментов, в которых варьировались температура втекающей воды и соленость, причем для солености задавалось либо среднегодовое значение в реке Селенге, либо значение минерализации в Байкале. Таким образом, в последнем случае рассматривалась модельная ситуация, в которой влияние минерализации на развитие течений в озере отсутствовало (для оценки степени этого влияния).

Значения втекающей воды и солености для четырех экспериментов:

I. $T_{\text{in}} = 6^\circ\text{C}$, $S_{\text{in}} = 0.096$ г/л.

II. $T_{\text{in}} = 6^\circ\text{C}$, $S_{\text{in}} = 0.15$ г/л.

III. $T_{\text{in}} = 10^\circ\text{C}$, $S_{\text{in}} = 0.096$ г/л.

IV. $T_{\text{in}} = 10^\circ\text{C}$, $S_{\text{in}} = 0.15$ г/л.

В качестве начального поля температуры в озере был выбран профиль вертикального распределения (рис. 3), соответствующий данным натуральных наблюдений в этом районе [11]. График начального профиля солености не приводится, поскольку она задана

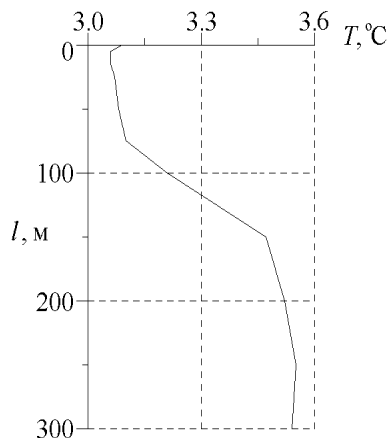


Рис. 3. Начальное вертикальное распределение температуры.

постоянной во всей расчетной области ($S = 0.096$ г/л). Мы не располагали более детальными данными, но поскольку значения солености в Байкале в любой его точке заметно ниже, чем у вод Селенги, наше допущение в целом не должно сильно исказить картину протекающих водообменных процессов.

В выполненных расчетах коэффициенты турбулентной вязкости и температуропроводности были постоянными: $K_x = 5 \cdot 10^{-3}$ м²/с, $K_z = 10^{-4}$ м²/с. Такие значения выбраны с учетом косвенных оценок, приведенных в работах [8, 14]. Поток тепла, поступающий на водную поверхность, рассчитывался с использованием метеорологических данных, взятых из работы [15]. Расчетный период составлял 30 суток.

В экспериментах серии *a* при слабых скоростях втекающего потока фронт более соленой воды на конец расчетного периода не распространялся дальше прибрежной зоны длиной 2 км. Поэтому повышенная минерализация притока почти не сказалась на развитии процессов в глубоководной части. В экспериментах *a I* и *a II* наблюдаются лишь очень незначительные отличия в картинах течений (приводится только одна из них на рис. 4, *a*), а картина распределения изотерм практически одинакова (рис. 4, *б*). Интересен тот факт, что при повышении температуры втекающей воды различия стали еще менее заметными. Линии тока и изотермы в экспериментах *a III* и *a IV* оказались графически неразличимыми и весьма близкими к изображенным на рис. 4, *a*. Течение во всех этих экспериментах было преимущественно приповерхностным со скоростями, не превышающими $5 \cdot 10^{-3}$ м/с. Поскольку эта величина все же превосходит скорость втекающего потока, можно сделать вывод, что это течение формируется под влиянием плотностной неоднородности воды.

Здесь следует дать некоторые пояснения к картине линий тока, полученной в этих экспериментах. На рисунке мы видим область с возвратным течением, расположенную ниже основной приповерхностной струи и захватывающую пространство от 2 до 18 км. Оценка скорости этого возвратного течения такова: на выходной границе максимальная скорость втекания струи не превышает $1.8 \cdot 10^{-4}$ м/с, и достигается она на глубине приблизительно 15 м. На глубине 30 м и более скорость втекания не превышает 10^{-8} м/с. Таким образом, можно считать, что течение здесь практически отсутствует, а линии тока характеризуют скорее тенденцию к его образованию. Это отчасти объясняется особенностями численной модели: при наличии хотя бы небольшой вытекающей струи в условиях несжимаемости жидкости и граничного условия на свободной поверхности типа неподвижной твердой крышки должно возникать компенсационное течение.

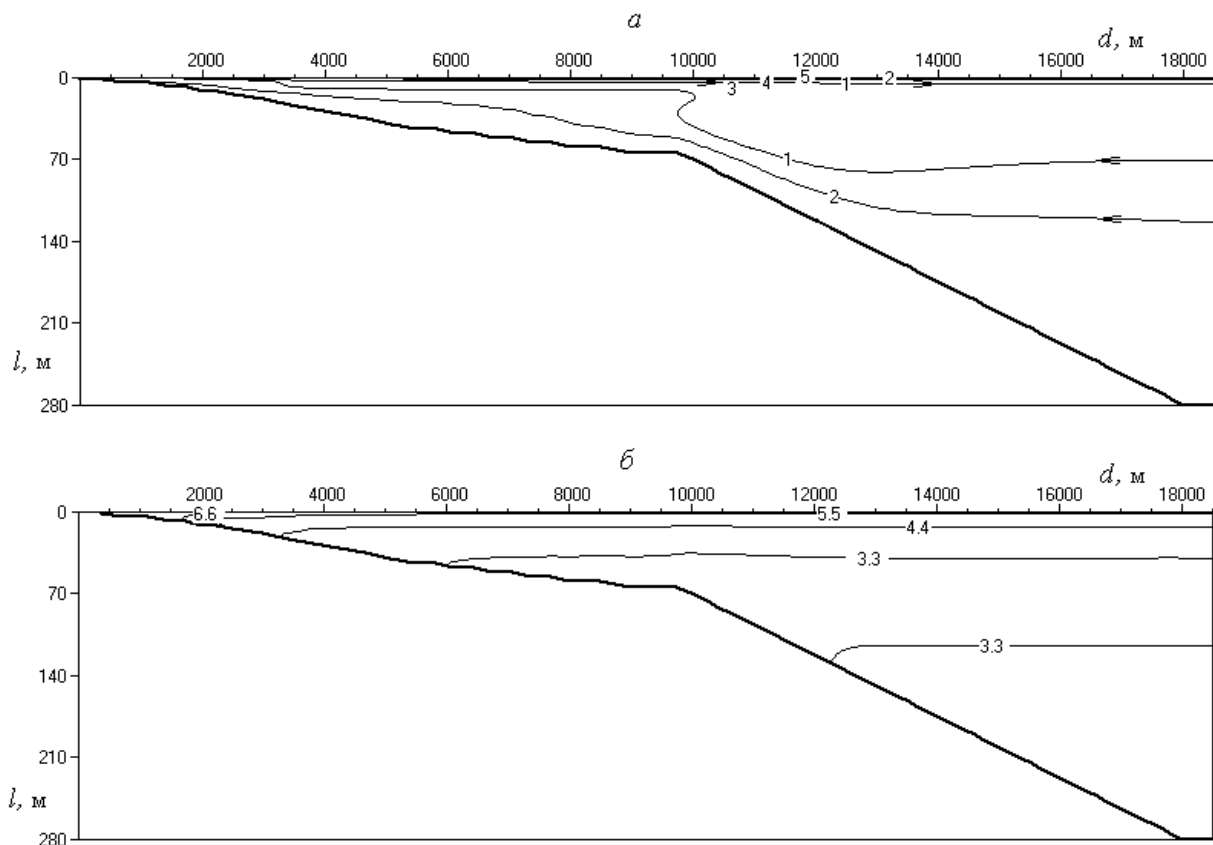
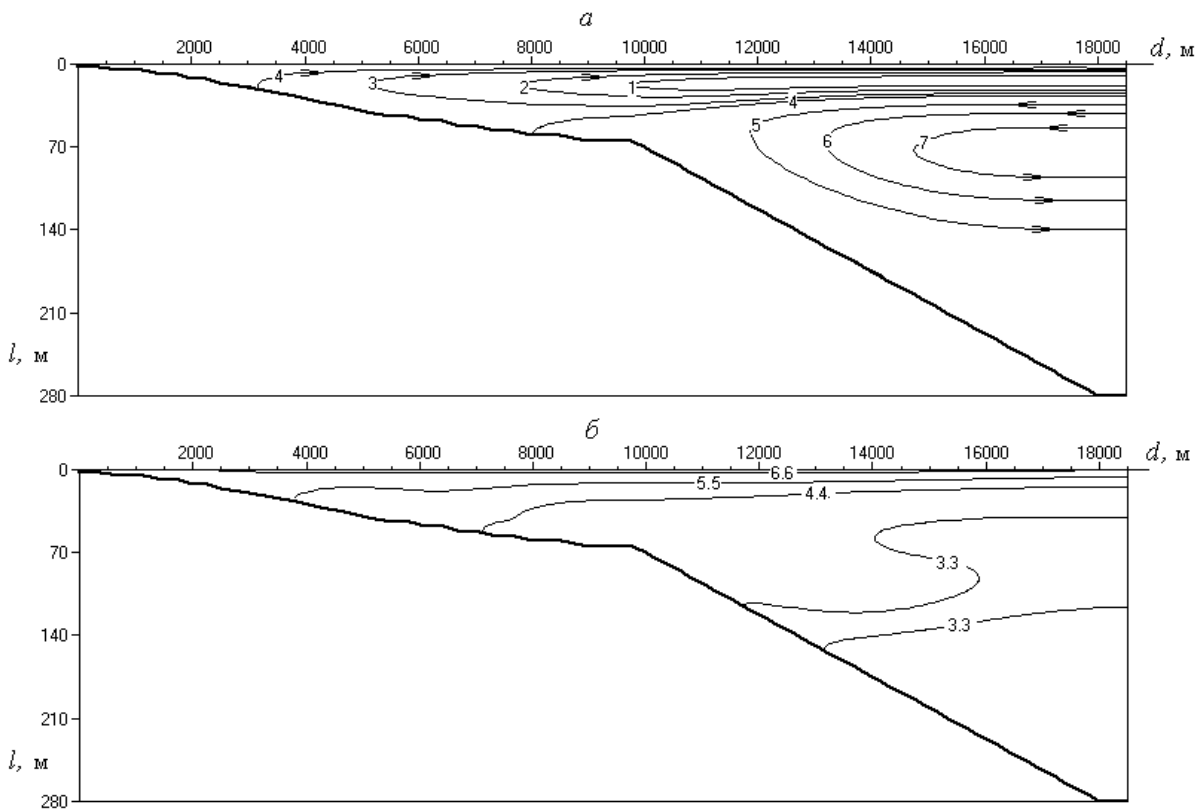


Рис. 4. Картина линий тока в эксперименте *a I*: кривая 1 — -0.01 , 2 — -0.005 , 3 — 0 , 4 — 0.0001 , 5 — 0.0002 (*a*); распределение изотерм в экспериментах *a I* и *a II* (значения даны в градусах Цельсия) (*б*).

Серия экспериментов *б* дала гораздо большее разнообразие развития конвективных процессов. Прежде всего следует отметить, что вода повышенной минерализации за расчетный период в экспериментах *б II* и *б IV* достигла выходной границы области, но распространилась лишь в приповерхностной зоне глубиной не более 15 м. Наиболее интенсивные процессы наблюдаются в эксперименте *б II*, поскольку здесь температура втекающей воды невысока и, следовательно, влияние минерализации притока компенсируется лишь в незначительной степени. В глубоководной части развиваются циркуляционные течения, вызывающие перераспределение тепла (рис. 5). И все же максимальные скорости течения достигаются в приповерхностной струе: порядка $3 \cdot 10^{-2}$ м/с. Скорости течений во втекающей струе на выходной границе достигают величины $1.4 \cdot 10^{-2}$ м/с, т. е. здесь наблюдается довольно интенсивный водообмен как с глубинными слоями, так и с зоной, лежащей за границей расчетной области. Вертикальные профили горизонтальной компоненты скорости u показаны на рис. 5, *в*. Аналогичный характер распределения скорости по глубине в мелководной (до 70 м) части расчетной области имеет место во всех выполненных экспериментах, но величины скоростей существенным образом определяются скоростью течения на входе.

При сравнении эксперимента *б II* (см. рис. 5, *a*) с экспериментом *б I* (рис. 6, *a*) становится совершенно очевидным факт влияния повышенной минерализации притока на характер



в

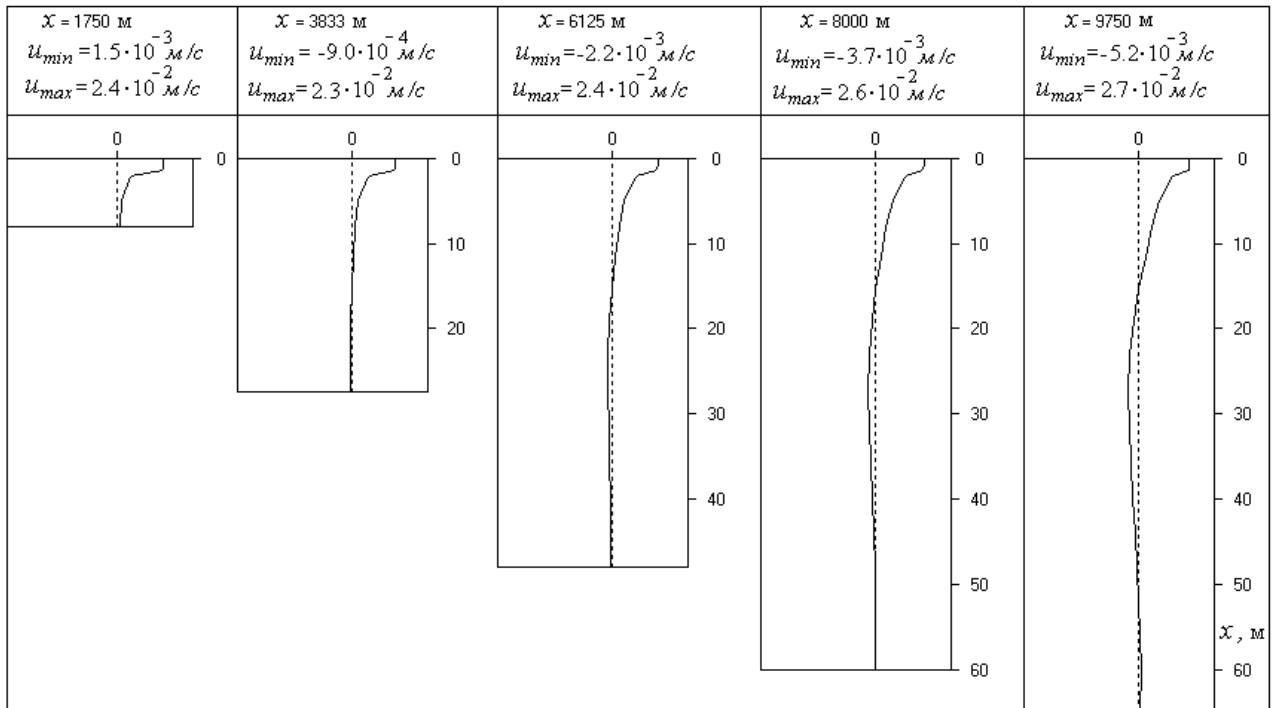


Рис. 5. Картина линий тока в эксперименте б II (а): кривая 1 — -0.1, 2 — -0.07, 3 — 0, 4 — 0.035, 5 — 0.07; б — распределение изотерм в эксперименте б II (значения даны в градусах Цельсия); в — профили горизонтальной компоненты скорости в прибрежной зоне на разном расстоянии от берега.

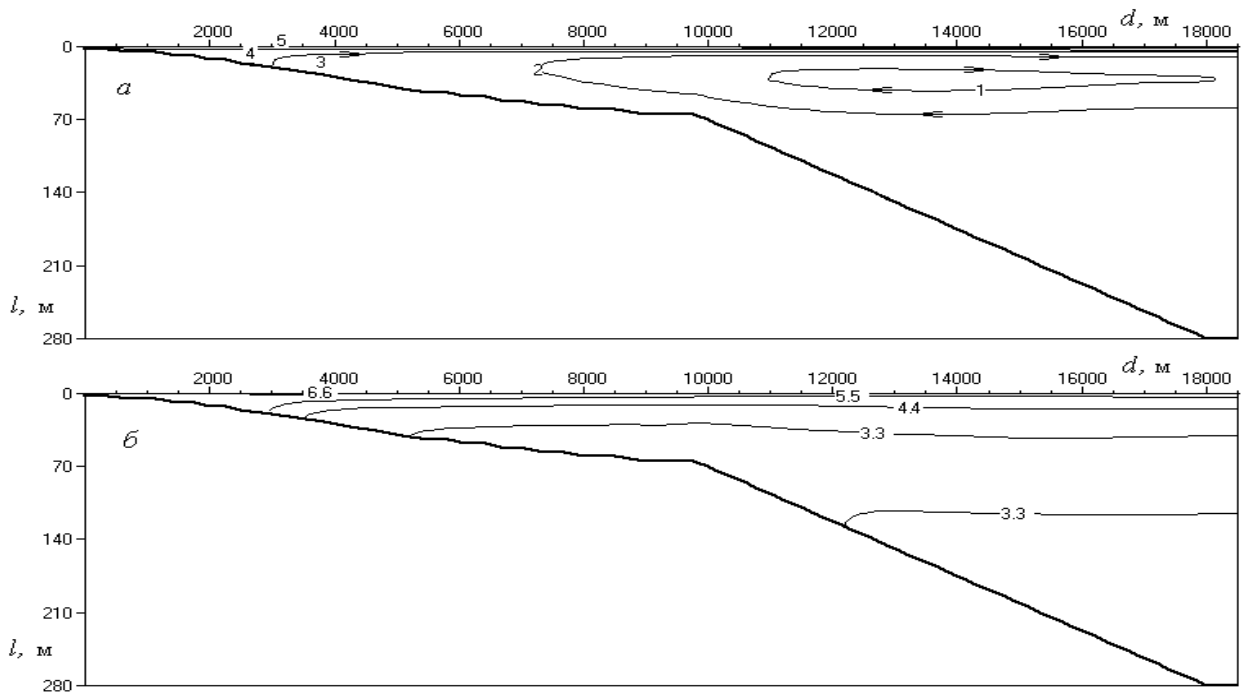


Рис. 6. Картина линий тока в эксперименте б I (а): кривая 1 — -0.1 , 2 — -0.07 , 3 — 0 , 4 — 0.035 , 5 — 0.07 ; б — распределение изотерм в эксперименте б I (значения даны в градусах Цельсия).

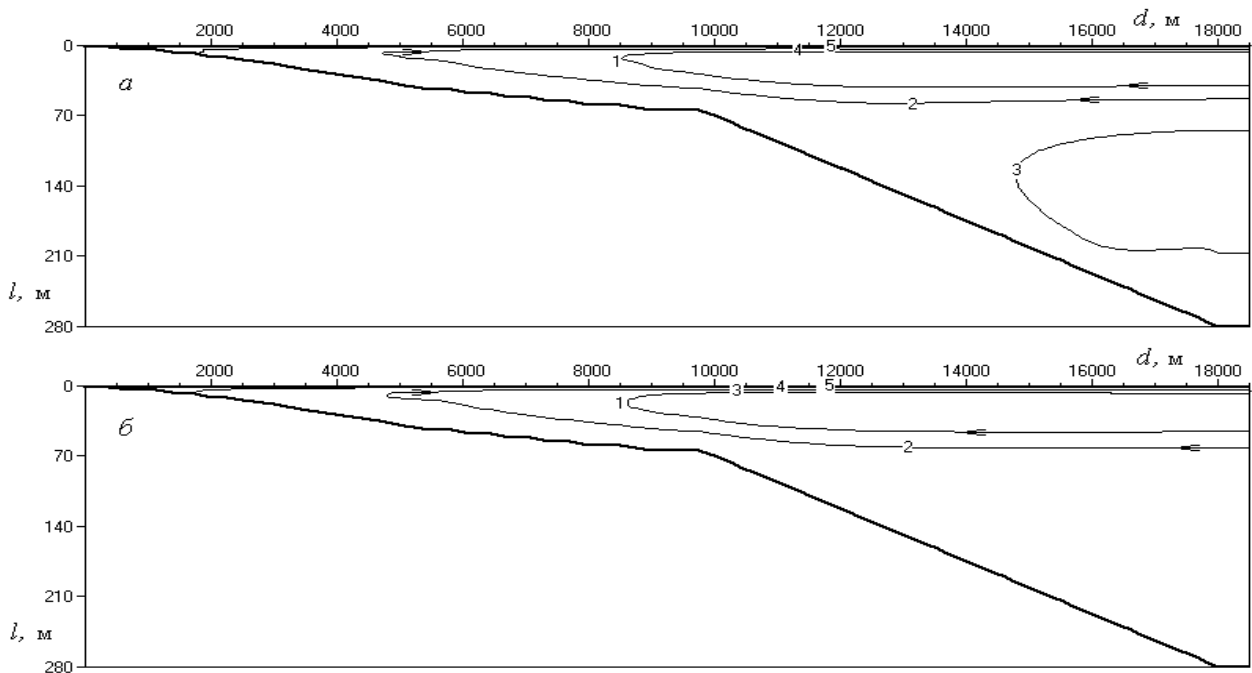


Рис. 7. Картина линий тока в эксперименте б IV (а); картина линий тока в эксперименте б III: кривая 1 — -0.1 ; 2 — -0.05 ; 3 — 0 ; 4 — 0.03 ; 5 — 0.06 (б).

течений. Результаты экспериментов б IV (рис. 7, а) и б III (рис. 7, б) также различаются между собой, но течения в обоих случаях носят в основном приповерхностный характер. Картина распределения изотерм практически идентична в обоих расчетах и очень близка

к той, что приведена на рис. 6, б. Можно сделать вывод, что в случае хорошо прогретого притока минерализация существенно меньше влияет на характер течения.

Список литературы

- [1] 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.
- [2] ПОЛЕЖАЕВ В.И., БУНЭ А.В., ВЕРЕЗУБ Н.А. и др. Математическое моделирование конвективного теплообмена на основе уравнений Навье — Стокса. М.: Наука, 1987. 271 с.
- [3] SHEN C.T., MILLERO F.J. Precise thermodynamics properties for natural waters covering only the limnologies range // Limnol. Oceanogr. 1986. Vol. 31, N 3. P. 1207–1230.
- [4] АЛЕКСАНДРОВ И.Я., КВОН В.И., ФИЛАТОВА Т.Н., ЖУКОВСКАЯ О.П. Математическое моделирование ледотермического режима в водоемах при больших тепловых нагрузках // Метеорология и гидрология. 1992. № 2. С. 73–78.
- [5] MATHEMATICAL modeling of water quality: streams, lakes, and reservoirs / Ed. G.T. Orlob. Wiley: Interscie. Publ. ИАСА, 1983. 518 p.
- [6] ИЛЬИН В.О. Граничные условия для решения уравнения переноса // Тр. Гидрометеоцентра СССР. 1988. № 298. С. 117–123.
- [7] БОЧАРОВ О.Б., ОВЧИННИКОВА Т.Э. Численное моделирование явления термобара в озере Байкал // Вычисл. технологии. 1996. Т. 1, № 3. С. 21–28.
- [8] ТЕЧЕНИЯ в Байкале. Новосибирск: Наука, 1977. 160 с.
- [9] ЛИМНОЛОГИЯ придельтовых пространств Байкала. Л.: Наука, 1971. 300 с.
- [10] АТЛАС Байкала. Иркутск. М.: ГУГиК, 1969. 30 с.
- [11] PHYSICAL Limnology of Lake Baikal: a Review / M.N. Shimaraev, V.I. Verbolov, N.G. Granin, P.P. Sherstyankin. Irkutsk; Okayama, 1994. 80 p.
- [12] ПРОБЛЕМЫ Байкала. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.
- [13] МЕЩЕРЯКОВА А.И. Первичная продукция Байкала // Круговорот вещества и энергии в озерах и водоемах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 20–27.
- [14] ШИМАРАЕВ М.Н. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977. 149 с.
- [15] РОССОЛИМО Л.Л. Температурный режим озера Байкал // Тр. Байкальской лимнологической станции АН СССР. 1957. Т. 16. 551 с.
- [16] ОВЧИННИКОВА Т.Э. Численное моделирование гидротермических процессов в стратифицированных водоемах вытянутой формы: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. ИВЭП СО РАН, Барнаул, 1997. 135 с.

*Поступила в редакцию 15 июня 2005 г.,
в переработанном виде — 11 октября 2005 г.*