

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОВЛАГООБМЕНА В СИСТЕМЕ ВОДОЕМ — ПОЧВА И ЕЕ ВАЛИДАЦИЯ*

В.М. СТЕПАНЕНКО

Московский государственный университет, Россия

e-mail: stepanenko@geogr.msu.su

An one-dimensional model of shallow reservoir thermodynamics describing physical processes in underlying soil layer is constructed. The model simulates seasonal dynamics of a lake (including ice and snow layer formation) and year-to-year variability. A number of numerical experiments is performed; model predictions and natural data are compared. It is shown that the model gives a satisfactory agreement between some predicted and observed parameters for lakes in Western Siberia and Yakutiya.

Введение

В последние годы в некоторых моделях общей циркуляции атмосферы (ОЦА) не используется гидростатическое приближение (по крайней мере на региональном уровне); одновременно сокращаются размеры ячеек разностных сеток этих моделей. Среди прочих новых проблем численного моделирования атмосферной циркуляции, возникших в связи с указанными тенденциями, важное место занимает повышение требований к детализации описания процессов взаимодействия атмосферы с различными типами подстилающей поверхности на суше. И здесь одним из ключевых вопросов, на наш взгляд, является описание взаимодействия атмосферы с сетью небольших гидрологических объектов, важнейшую часть которой составляют небольшие озера и болота. Особенно это важно для северных территорий Евразии (Западно-Сибирская низменность, Карелия, Финляндия) и Северной Америки (большая часть территории Канады), где данная сеть особенно густа и ее необходимо учитывать при прогнозе региональных климатических изменений. Для адекватного моделирования данного взаимодействия необходимо, чтобы в климатической модели присутствовал блок термодинамики и переноса влаги в озерах и болотах.

До сих пор моделирование болот производилось под задачи, не имеющие прямого отношения к климатическому моделированию или рассматривающие лишь частный процесс во взаимодействии болото — атмосфера. К первым, например, относятся работы по расчету водного режима болот при их осушении [1], гидравлике болот [2], ко вторым — появившиеся недавно работы [3, 4]. В то же время нам неизвестны труды по моделированию полной термогидродинамики болот в применении к задачам глобального изменения состояния

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 01-06-64150 и ИНТАС, грант № 01-2132.

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2004.

окружающей среды (климатическому моделированию). Моделирование динамики переноса тепла в озерах является, пожалуй, более развитой областью, чем моделирование болот. Однако и здесь нам неизвестны модели, приспособленные для применения в климатическом моделировании.

В настоящей работе описывается одномерная модель термогидродинамики озера. Эта модель изначально создавалась для использования в качестве блока в модели ОЦА, однако может использоваться и независимо от модели атмосферы. Заметим, что данная модель предназначена, в первую очередь, для воспроизведения режима мелких озер, ибо для крупных озер (Каспийское море, Байкал, Великие Американские озера), по нашему мнению, целесообразнее использовать полные трехмерные модели.

1. Физическая постановка задачи и описание модели

Основной особенностью мелких водоемов (см., например, экспериментальные работы [5, 6]) является горизонтальная однородность в распределении термодинамических параметров. Это позволяет в первом приближении рассматривать только вертикальные переносы тепла и влаги в теле водоема. Из очевидных физических соображений следует, что одномерное приближение также должно быть применимо к нижележащему под водоемом грунту. Поэтому описываемая здесь модель представлена системами одномерных уравнений, различными для различных физических сред (снега, льда, воды, почвы).

1.1. Тепловлагодперенос в теле водоема

В представляемой модели в основе описания термики водоема лежит одномерное уравнение теплопроводности. Если начало вертикальной координаты z совместить с уровнем свободной поверхности озера, то областью решения этого уравнения будет отрезок $[0, h]$, где h — глубина озера. Однако h — величина переменная, и чтобы не рассматривать задачу с движущейся границей, в модели в качестве вертикальной координаты принята переменная $\xi = z/h$. В переменных (ξ, t) уравнение теплопроводности принимает вид

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) + c\rho \frac{dh}{dt} \frac{\xi}{h} \frac{\partial T}{\partial \xi} - c\rho \frac{1}{h} \frac{dh_0}{dt} \frac{\partial T}{\partial \xi} - \frac{1}{h} \frac{\partial S}{\partial \xi} + M. \quad (1)$$

Здесь c — теплоемкость воды, ρ — ее плотность; λ — коэффициент теплопроводности (в текущей версии — константа); T — температура; t — время; dh_0/dt — скорость приращения слоя воды на верхней границе, с которой связано начало системы координат, м/с; S — поток солнечной радиации в толще водоема; M — слагаемое, учитывающее влияние вертикального плотностного перемешивания на температуру. На верхней границе (водоем — атмосфера) задается условие теплового баланса (см. ниже), на нижней (водоем — почва) — непрерывность температуры и теплового потока. Данное уравнение решается численно (см. ниже).

Проникновение солнечной радиации в глубь водоема задается экспоненциальной зависимостью

$$S(\xi) = S(0) \exp(-\alpha_e h \xi),$$

где α_e — коэффициент экстинкции.

Для определения h в модели используется уравнение водного баланса водоема:

$$\frac{dh}{dt} = r - E - R_s - R_b.$$

Здесь r — интенсивность осадков; E — интенсивность испарения; R_s — поверхностный сток; R_b — водообмен тела водоема с нижележащей почвой. Горизонтальный грунтовый сток в модели не рассматривается.

Для вычисления M в модели реализована параметризация вертикального плотностного перемешивания в водоеме: через фиксированный интервал времени производится мгновенное перераспределение разностных ячеек модели по вертикали так, чтобы плотность воды монотонно возрастала с глубиной. При этом плотность в разностной ячейке определяется ее температурой по эмпирической формуле.

Если в процессе счета оказывается, что температура поверхности озера ниже нуля, то образуется первичный слой льда толщиной 1 см. Для этого слоя также решается уравнение (1), но при этом полагается, что суммарная солнечная радиация за вычетом отраженной полностью поглощается на поверхности льда и глубже не проникает (т.е. в уравнении (1) не учитывается четвертый член в правой части), а также не учитывается “конвективное” слагаемое M . На границе лед — вода задается температура фазового перехода — 0. Таяние льда на границе с атмосферой происходит при температуре фазового перехода и определяется тепловым балансом на этой границе. При этом считается, что стаявшая вода мгновенно добавляется к водному слою.

1.2. Тепловлагодперенос в слое снега

В зимнее время на замерзший водоем может выпадать снег, образуя слой. В нашей модели в этом слое рассматриваются два основных параметра — температура и удельное содержание жидкой влаги. Их эволюция рассматривается в координатах (z, t) и описывается следующей системой:

$$\begin{aligned} c_{sn}\rho_{sn}\frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z}\lambda_{sn}\frac{\partial T}{\partial z} + \rho_{sn}LF_{fr}, \\ \frac{\partial W}{\partial t} &= -\frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_{fr}. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь L — удельная теплота плавления; F_{fr} — скорость замерзания; W — удельное содержание жидкой влаги; γ — инфильтрационный поток жидкой влаги в снежном покрове. Поток γ в разностном выражении выглядит так:

$$\gamma = h \left(\frac{W/\Delta z - W_{hc}}{\Pi - W_{hc}} \right),$$

где h — гидравлическая проводимость, м/с (в модели $h = 0.01$ м/с); Π — пористость снега; W_{hc} — константа, характеризующая водоудерживающую способность снега (в модели $W_{hc} = 0.04$); Δz — шаг сетки модели по вертикальной координате. Данная система заимствована из работы [7], и подпрограммы расчета всех слагаемых в системе, кроме диффузии тепла, взяты из модели этих авторов. Кроме процессов, описанных системой (2), в упомянутых подпрограммах учтен процесс гравитационного оседания (уплотнения) снежного покрова во времени. На нижней границе снежного покрова (“снежный покров-лед”) задается непрерывность температуры и потока тепла.

1.3. Тепловлагодперенос в слое почвы

При описании процессов тепловлагодпереноса в почвенном слое под водоемом мы исходили из работы [8]. Авторы этой работы рассматривают четыре основных переменных в грунте: температуру, содержание жидкой, твердой и газообразной влаги. Однако под телом водоема грунт должен быть насыщенным жидкой (при промерзании — твердой) влагой, следовательно, содержанием водяного пара здесь можно пренебречь. Данное приближение справедливо с большой точностью, по крайней мере, до первого водоупорного горизонта. На этом основании в нашей модели в почвенном слое содержание водяного пара не рассматривается. Если, кроме того, пренебречь влагодпроводностью грунта за счет градиента температуры¹, то система из [8] принимает вид

$$\begin{aligned}\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_s L F_{fr}, \\ \frac{\partial W}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \lambda_W \frac{\partial W}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_{fr}, \\ \frac{\partial I}{\partial t} &= F_{fr}.\end{aligned}\quad (3)$$

Здесь λ_W — коэффициент влагодпроводности. Как видно из этой системы, в почве рассматриваются процессы диффузии тепла и влаги, инфильтрация жидкой влаги, а также промерзание/таяние воды. Коэффициенты, определяющие интенсивность этих процессов, зависят от переменных состояния грунта — T , W , I . На границе с водоемом (верхняя граница) задаются непрерывность температуры и теплового потока, а также поток жидкой влаги, определяемый степенью насыщенности водой верхних горизонтов почвы. На нижней границе (в текущей версии ее глубина — 100 м под дном водоема) потоки тепла и влаги равны нулю.

1.4. Тепловой баланс на границе водоем — атмосфера

Уравнение теплового баланса в модели служит для вычисления верхнего граничного условия для температуры. Оно имеет вид

$$S(1 - \alpha) + E_a - E_s - H - LE = -\frac{\lambda}{h} \frac{\partial T}{\partial \xi}. \quad (4)$$

Здесь S — суммарная солнечная радиация; E_a — встречное длинноволновое излучение атмосферы; E_s — собственное излучение поверхности; H и LE — потоки явного и скрытого тепла соответственно, направленные вверх; α — альбедо поверхности (воды, льда или снега). В переходные сезоны, когда осадки в твердом виде могут выпадать на незамерзший водоем или случается дождь в период ледостава, в уравнение (4) добавляются слагаемые, учитывающие энергетический вклад этих процессов. Все участвующие в (4) потоки рассчитываются из данных стандартных наблюдений на метеорологических станциях.

Для расчета суммарной радиации используется формула Кондратьева [9]

$$S = \frac{S^*}{1 + \varepsilon\tau / \sinh_0} (1 - c_{sh}n),$$

¹Это часто принимаемое допущение, основанное на малости коэффициента термовлагодпроводности.

где ε — эмпирическая функция высоты солнца; τ — оптическая толщина атмосферы для интегрального потока, принимаемая равной 0.105; n — облачность в долях единицы; $c_{sh} = 0.5607$ — эмпирический коэффициент. Приход солнечной радиации определяется так:

$$S^* = S_0^*(\sin \varphi \cos \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \theta).$$

В формуле приняты обозначения: S_0^* — солнечная постоянная; φ — широта; δ — склонение солнца; θ — часовой угол.

Встречное излучение атмосферы принимается как функция температуры и влажности на высоте 2 м, а также облачности. Эта зависимость выражается следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} E_a &= \varepsilon_a \sigma T_2^4 (1 + c_{lg} c l d^2), \\ \varepsilon_a &= c_\varepsilon e_2^{1/7} \exp\left(\frac{350}{T_2}\right), \\ c_{lg} &= 0.22, \\ c_\varepsilon &= \begin{cases} 0.15, T_2 < 273.15, \\ 0.14, T_2 > 273.15. \end{cases} \end{aligned}$$

В этих выражениях T_2 — температура воздуха на уровне 2 м; e_2 — парциальное давление водяного пара на уровне 2 м; σ — постоянная Стефана — Больцмана. Собственное излучение поверхности задается известной формулой Стефана — Больцмана.

Для расчета потоков явного и скрытого тепла используется аэродинамический метод с коэффициентами, рассчитываемыми по теории подобия Мони́на — Обухова. Соответствующие формулы имеют вид

$$\begin{aligned} H &= -c_p \rho_a C_H |V_2| (\Theta_2 - \Theta_s), \\ LE &= -\rho_a L C_E |V_2| (q_2 - q_s), \end{aligned} \quad (5)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ_a — плотность воздуха; C_H C_E — коэффициенты обмена соответственно для температуры и влажности воздуха; Θ_2 и q_2 — потенциальная температура и удельная влажность на уровне 2 м; Θ_s и q_s — те же величины на поверхности земли; V_2 — скорость ветра на уровне 2 м. В уравнениях (5) коэффициенты обмена зависят от искомых потоков тепла весьма сложным образом (по теории подобия Мони́на — Обухова)[10], поэтому решать эти уравнения приходится итерационным методом.

2. Численная реализация модели

Для решения уравнений модели используется разностная схема расщепления по физическим процессам с неявным представлением диффузионных членов; члены, ответственные за другие процессы, выражаются явно. Для примера приведем аппроксимацию уравнения (1) для случая постоянства коэффициента теплопроводности с глубиной:

$$\begin{aligned} \rho \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} &= \frac{\lambda}{(h^j)^2} \frac{T_{i+1}^{j+1} - 2T_i^{j+1} + T_{i-1}^{j+1}}{\Delta \xi^2} + c\rho \frac{\Delta h}{\Delta t} \frac{\xi}{h^j} \frac{T_{i+1}^{j+1} - T_{i-1}^{j+1}}{2\Delta \xi} - \\ &- c\rho \frac{\Delta h_0}{\Delta t} \frac{1}{h^j} \frac{T_{i+1}^{j+1} - T_{i-1}^{j+1}}{2\Delta \xi} - \frac{1}{h} \frac{\partial S^j}{\partial \xi}. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь использована традиционная индексация узлов разностной сетки.

Для вычисления температуры на границе с атмосферой решается уравнение теплового баланса (4). Уравнение теплового баланса в разностном виде записывается как

$$D^* + Q^*(1 - A) - \delta\sigma (T_s^{j+1})^4 - H(T_s^{j+1}, T_a^*) - LE(q_s^{j+1}(T_s^{j+1}), q_a^*) = -\lambda \frac{T_{s+1}^{j+1} - T_s^{j+1}}{h^j \Delta\xi}. \quad (7)$$

Здесь обозначения традиционные; индекс s означает величину на поверхности, $(s + 1)$ — величину, относящуюся к первому узлу сетки под поверхностью, a — на уровне 2 м в атмосфере, звездочками указаны величины, которые берутся из данных натуральных наблюдений, т. е. известны. Решение уравнения (7) T_s^{j+1} ищется приближенно в итерационном процессе. Этот итерационный процесс содержит три уровня итераций.

1. Итерации относительно $-\lambda \frac{T_{s+1}^{j+1} - T_s^{j+1}}{h^j \Delta\xi}$. Начальным приближением является $-\lambda \frac{T_{s+1}^j - T_s^j}{h^j \Delta\xi}$; при заданной правой части (7) из левой части находится T_s^{j+1} , затем прогонкой рассчитывается новый профиль температуры и по нему — новое приближение $-\lambda \frac{T_{s+1}^{j+1} - T_s^{j+1}}{h^j \Delta\xi}$, далее процесс повторяется снова, и т.д. Назовем этот процесс внешним.

2. Итерации относительно T_s^{j+1} по уравнению (7) при заданном $-\lambda \frac{T_{s+1}^{j+1} - T_s^{j+1}}{h^j \Delta\xi}$. При этом для гарантии сходимости итерационного процесса в (7) используется приближение $\delta\sigma (T_s^{j+1})^4 \approx \delta\sigma (T_s^j)^4 + 4\delta\sigma (T_s^j)^3 (T_s^{j+1} - T_s^j)$. Назовем этот процесс промежуточным.

3. Итерации для определения H , LE в (7) при заданном T_s^{j+1} по формулам аэродинамического метода с коэффициентами по теории подобия Мони́на – Обухова (5). Назовем этот процесс внутренним.

Для получения нового приближения по 1 необходимо осуществить полный итерационный процесс 2 и аналогично в отношении 2 и 3.

Промежуточные и внутренние итерации осуществляются согласно методу последовательных приближений [11]. Внешние итерации производятся чебышевским одношаговым циклическим методом [11]; соответствующие формулы имеют вид

$$\begin{aligned} (T_s^{j+1})_k &= (T_s^{j+1})_{k-1} + \alpha_k \left[(T_s^{j+1})_k^* - (T_s^{j+1})_{k-1} \right], \\ (T_{s+1}^{j+1})_k &= (T_{s+1}^{j+1})_{k-1} + \alpha_k \left[(T_{s+1}^{j+1})_k^* - (T_{s+1}^{j+1})_{k-1} \right], \\ &k = 1, N. \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь α_k — коэффициенты метода, k — номер итерации; N — период циклического процесса; $(T_s^{j+1})_k^*$ есть решение уравнения теплового баланса:

$$\begin{aligned} D^* + Q^*(1 - A) - \delta\sigma ((T_s^{j+1})_k^*)^4 - H((T_s^{j+1})_k^*, T_a^*) - LE(q_{s,j+1}((T_s^{j+1})_k^*), q_a^*) = \\ = -\lambda \frac{(T_{s+1}^{j+1})_{k-1} - (T_s^{j+1})_{k-1}}{h^j \Delta\xi}, \end{aligned}$$

а $(T_{s+1}^{j+1})_k^*$ находится последующей прогонкой из (6).

3. Численные эксперименты и валидация модели

С целью валидации модели проведены эксперименты с использованием рядов стандартных метеорологических измерений в Колпашево (Томская область, правобережье р. Обь) и Якутске [12, 13]. В последнем случае результаты моделирования сравнивались с данными натуральных наблюдений на оз. Сырдах (20 км к северу от Якутска, левобережье р. Лены).

3.1. Численные эксперименты с рядами метеорологических наблюдений в г. Колпашево

В данных экспериментах моделировалось озеро глубиной 2 м. Ему можно сопоставить одно из многочисленных небольших озер, расположенных в Томской области. Данных наблюдений за режимом озер в этом регионе мы не имели, поэтому валидация модели произведена по параметру, измеряемому на метеорологической станции, — температуре

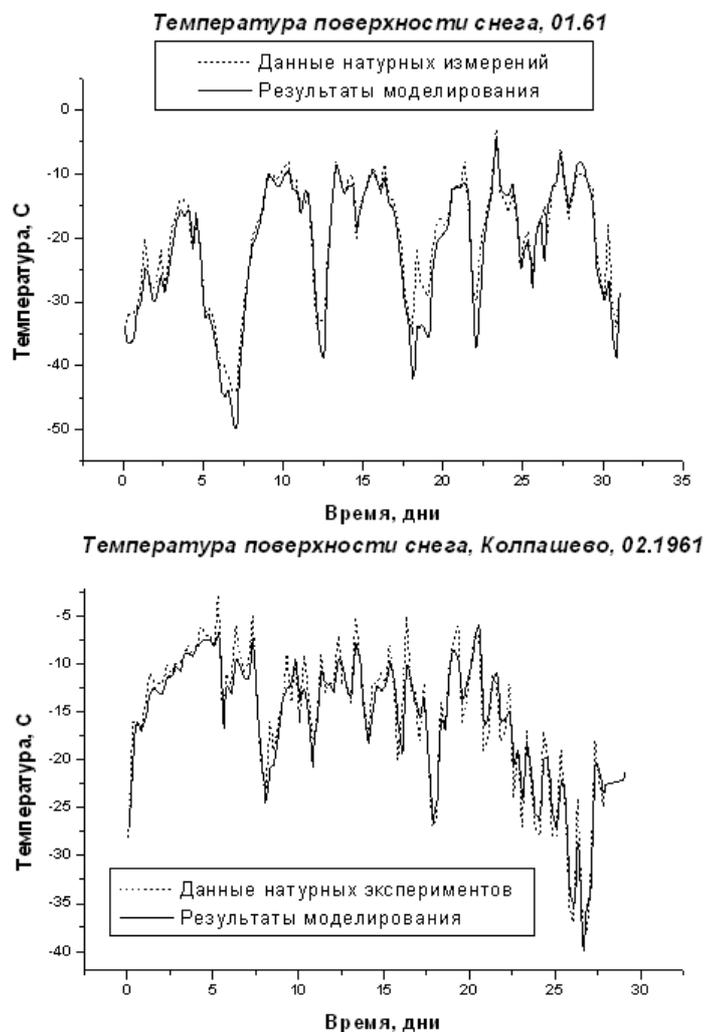


Рис. 1. Результаты сравнения температуры поверхности снега по модельным и натурным данным.

поверхности снежного покрова. Сравнение результатов моделирования и данных наблюдений в Колпашеве основывалось на предположении, что температура поверхности снега над замерзшим водоемом (рассчитываемая нашей моделью) близка к температуре поверхности снега на прилегающих к водоему территориях (измеряемой в Колпашеве). Результаты этого сравнения приведены на рис. 1. Точность измерения температуры поверхности снега на ст. Колпашево составляет 0.5° . Как видно, кривые очень хорошо коррелируют. В то же время имеет место систематическое занижение моделью среднемесячного значения рассматриваемого параметра (на $\approx 2^\circ$), что, по всей видимости, связано с несовершенством параметризации тепловых потоков на границе с атмосферой в модели. Этот результат в определенном смысле был ожидаем, ибо проблема параметризации тепловых потоков в условиях устойчивой стратификации (которая имеет место в зимних условиях, особенно в районах континентального климата), а именно их занижение параметрическими представлениями, известна.

3.2. Численные эксперименты по моделированию оз. Сырдах

Озеро Сырдах — сравнительно большое, находится в цепи таких же по размерам и глубине озер, соединяющихся только в периоды редких для этих территорий многоводий ручьями типа “травяных речек”. Оно вытянуто в направлении с северо-запада на юго-восток и занимает большую часть площади котловины. Размеры озера: в длину 2 км, в ширину до 1 км, площадь зеркала воды около 2 км^2 . Средняя глубина воды в озере 4,5 м, максимальная — до 12 м. Ледостав начинается в первой половине октября, сход ледяного покрова приходится на конец мая. Мощность мерзлых пород составляет 280...320 м. Под озером существует сквозной талик [5].

Моделирование водного и теплового режимов оз. Сырдах производилось в период 1970–1980 гг., за который были доступны данные метеорологических наблюдений в г. Якутске и данные натурных измерений на самом озере (1976–1977 гг.) [5]. Эволюция водного, ледяного и снежного покровов в озере по данным моделирования представлена на рис. 2. По

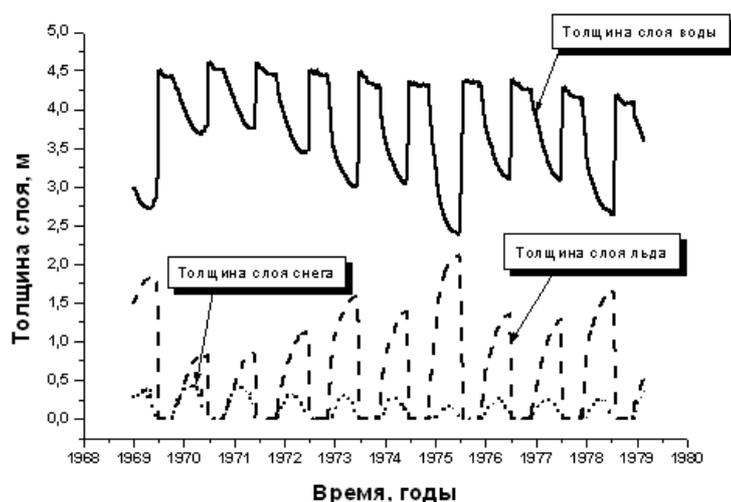


Рис. 2. Многолетний ход промерзания/таяния в оз. Сырдах по данным моделирования.

результатам сравнения модельных и натуральных данных [5, 14] можно сделать следующие выводы:

— максимальное промерзание модельного озера происходит в малоснежные зимы, наоборот, минимальное промерзание — в многоснежные сезоны. Это соответствует реально наблюдаемой закономерности;

— характерные глубины промерзания (толщина слоя льда) в модельном водоеме находятся в пределах 0.7...1.5 м, что совпадает с реальными значениями для озер Центральной Якутии;

— ледостав по результатам моделирования начинается в начале октября, а кончается в конце мая, что соответствует натурным данным;

— испарение с модельного озера за теплый период составляет в среднем 400 мм, что близко к значениям наюлюдений (450 мм).

Другой интересный численный эксперимент заключался в моделировании талика и мерзлого грунта под озером. Результаты представлены в виде распределения термоизоплет (рис. 3). Согласно результатам моделирования талик устойчиво существует под озе-

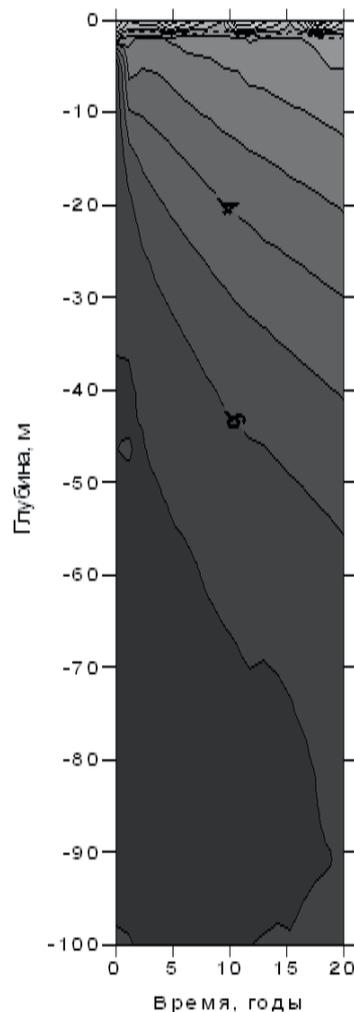


Рис. 3. Распределение термоизоплет в грунте под оз. Сырдах по данным моделирования.

ром в течение 20 лет (1965 — 1984 гг.). Его нижняя граница колеблется от 1.2 до 2.0 м под дном озера. В то же время наблюдается постепенный прогрев нижележащих слоев многолетней мерзлоты. В нашем распоряжении не было измерений динамики талика под водоемом, поэтому валидация модели по данному параметру планируется в будущем.

Заключение

В результате данной работы построена одномерная модель термогидродинамики мелкого водоема. В ней рассматриваются процессы диффузии тепла и влаги, перенос влаги под действием силы тяжести, ее фазовые переходы, процессы эволюции ледяного и снежного покровов и тепловлагодобмен с атмосферой. Таким образом, на наш взгляд, в модели учтены все основные процессы, формирующие коротко- (внутрисуточную) и долгопериодную (межгодовую) изменчивость состояния водоема. Результаты сравнения численных экспериментов с натурными данными для оз. Сырдах в Центральной Якутии показывают, что модель адекватно воспроизводит следующие параметры климатического режима озера: среднюю глубину зимнего промерзания, время начала и окончания ледостава, среднее испарение в теплый период. Кроме того, результаты моделирования указывают на наличие талика под озером, что также подтверждается данными наблюдений. Сравнение смоделированных и натуральных рядов температуры поверхности снежного покрова для г. Колпашево (Томская область) показывает их хорошее соответствие.

Описанная модель, будучи совмещенной с одномерной моделью почвы, может воспроизводить тепловлагодобмен и взаимодействие с атмосферой для болотных ландшафтов, так как последние чаще всего представляют собой территорию с переувлажненным грунтом, покрыты сетью небольших водоемов.

Автор считает своим долгом поблагодарить чл.-корр. РАН В.Н. Лыкосова, по инициативе которого проведено настоящее исследование, который сделал важные замечания по рукописи. Также автор выражает признательность проф. Н.Ф. Вельтищеву и проф. М.А. Петросянцу за полезные обсуждения данной работы.

Список литературы

- [1] БАЛЯСОВА Е.Л., ПАКУТИН А.В. Расчет изменений максимального весеннего стока с болотных массивов под влиянием осушительных мелиораций // Тр. ГГИ. Вып. 333. Л.: Гидрометеиздат, 1988ю 152 с.
- [2] КАШЕВАРОВ А.А. Математическое моделирование взаимодействующих течений подземных и поверхностных вод на заболоченных территориях // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2002. С. 83–87.
- [3] КРЫЛОВА А.И., КРУПЧАТНИКОВ В.Н. Глобальное моделирование потоков метана от болотных экосистем // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2002. С. 98–103.
- [4] ПЕНЕНКО В.В., ЦВЕТОВА Е.А. Математическое моделирование Большого Васюганского болота как источника и рецептора возмущений в климатической системе //

- Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2002. С. 88–97.
- [5] ПАВЛОВ А.В., ТИШИН М.И. Тепловой баланс крупного озера и прилегающей территории в Центральной Якутии // Структура и тепловой режим мерзлых пород. Новосибирск: Наука, 1981.
- [6] MALM J., TERZNEVIK A., BENGTSSON L. ET AL. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes // Nordic Hydrology. 1997. Vol 28. P. 99–128.
- [7] ВОЛОДИНА Е.Е., БЕНГТССОН Л., ЛЫКОСОВ В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 5–14.
- [8] ВОЛОДИН Е.М., ЛЫКОСОВ В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Ч. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. С. 453–465.
- [9] МАТВЕЕВ Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
- [10] МОНИН А.С., ОБУХОВ А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Тр. геофиз. ин-та АН СССР. 1954. № 24(151). С. 163–187.
- [11] ЛЕБЕДЕВ В.И. Функциональный анализ и вычислительная математика.: Учеб. пособие. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Физматлит, 2000. 296 с.
- [12] RAZUVAEV, V. N., E.G. APASOVA, R.A. MARTUGANOV. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations. ORNL/CDIAC-56, NDP-040. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 1993.
- [13] VOSE R.S., SCHMOYER R.L., STEURER P.M. ET AL. The Global Historical Climatology Network: Long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. ORNL/CDIAC-53, NDP-041. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 1992.
- [14] PAVLOV A.V. Regularities in Thermal Regime of Lakes in Permafrost Areas // Russ. Geocryological Research, 1995. Vol. 1.

Поступила в редакцию 19 ноября 2003 г.