

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ: ОПИСАНИЕ ФИЗИЧЕСКИ ПОЛНОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И СРАВНЕНИЕ РАСЧЕТОВ С НАБЛЮДЕНИЯМИ.

С.А. Лавров, О.А. Анисимов

РФ, 199053 С.Петербург, 2-ая Линия В.О., 23, Государственный гидрологический институт, oleg@oa7661.spb.edu

Реферат. Построена физически полная динамическая модель гидротермического режима грунтов с учетом протаивания, промерзания и солепереноса. Модель содержит блоки, описывающие тепловой баланс поверхности, испарение с учетом влияния растительности, динамику снежного покрова, влажность почвы, диффузию соли в почвенном растворе и теплоперенос с учетом имеющихся границ раздела талой и мерзлой почвы. Для проверки модели были проведены несколько серий физических экспериментов, результаты которых сравнивались с расчетами. Проверка показала высокую точность модели и возможность ее применения для широкого круга аналитических и прогностических задач, связанных с изучением климата почвы и процессов тепло- и солепереноса в многолетнемерзлых донных отложениях на шельфе арктических морей.

Ключевые слова. Моделирование, почвы, гидротермический режим.

MODELING OF THE HYDROTHERMAL REGIME OF SOILS: DESCRIPTION OF THE DYNAMICAL MODEL AND COMPARISON WITH OBSERVATIONS.

S.Lavrov, O.Anisimov

RU, 199053 St.Petersburg, Second Line V.O., 23, State Hydrological Institute, oleg@oa7661.spb.edu

Abstract. We describe the dynamical model of hydrothermal regime of soils that takes into account the soil thawing, freezing, and salt diffusion. The model includes parameterizations of the surface heat balance, evaporation and transpiration, snow dynamics, soil moisture, transport of salt in the soil liquid, and heat conduction in the medium with phase boundaries. The model results were in good agreement with the data from physical observations indicating high accuracy of the model. The model may be used in a wide range of analytical and predictive implications to study the soil climate, and heat and salt transfer in the frozen near-bottom layer of sediments in the shelf of the Arctic seas.

Key words. Modeling, soil, hydrothermal regime

Введение

Гидродинамические модели, используемые для анализа и прогноза климата, содержат блоки, описывающие процессы в атмосфере, в океане и на подстилающей поверхности. Расчеты по таким моделям, проводимые в трехмерном пространстве с малым шагом по времени (порядка 3 часов), накладывают серьезные ограничения на вычислительную сложность алгоритмов каждого из указанных блоков. Для описания гидротермического режима почвогрунтов в них используются параметризации, лишь в общих чертах отражающие происходящие процессы. Более детальную информацию можно получить при помощи одномерных физически полных моделей, которые позволяют по заданным параметрам атмосферного климата рассчитать основные характеристики климата почвы, её температурный и водный режим. В России модели подстилающей поверхности такого уровня детализации долгое время отсутствовали и получили развитие лишь в связи с созданием трехмерных гидродинамических моделей климата. Наиболее близкой описываемой в статье модели являются разработки института Вычислительной математики РАН. Отдельные элементы созданной в ИВМ модели гидротермического режима почвы с учетом промерзания и оттаивания описаны в публикациях Володин, Лыкосов, 1998 и Мачульская, Лыкосов, 2009. Блок климатической модели института Физики Атмосферы РАН, в котором рассчитывается температурный профиль почвы на основе решения уравнения теплопроводности, описан в публикации Аржанова и др., 2007. В публикации Малевского-Малевица и др., 2007 описана модель гидротермического режима почвы, созданная в Главной геофизической обсерватории.

В зарубежной литературе уже в начале 1990х годов появилась публикация с описанием физически полной модели почвенного климата (Waelbroeck, C., 1993). В последующие годы число таких публикаций многократно увеличилось, главным образом в связи с разработкой блоков подстилающей поверхности (Land Surface Scheme) в гидродинамических моделях климата. Достаточно показательный почвенный блок современных гидродинамических моделей климата описан в публикации (Lawrence, Slater, 2008). Наиболее детальная модель процессов в почве и на подстилающей поверхности, получившая название JULES, была разработана в Британском метеорологическом центре. Полная документация этой модели размещена на сайте <http://www.jchmr.org/jules/>. Ее параметризованный вариант является составной частью гидродинамической модели HadCM.

Большинство названных разработок, за исключением JULES, были выполнены в рамках совершенствования трехмерных моделей климата, и по этой причине их

детализация была неизбежно лимитирована. В данной работе мы впервые публикуем математический формализм физически полной модели гидротермического режима грунтов, учитывающей все основные определяющие его процессы. Ее элементы разрабатывались на протяжении почти 30 лет в гидрофизической лаборатории и в отделе исследований изменений климата Государственного гидрологического института, что дало название модели HPL-SHI (Hydro-Physical Laboratory, State Hydrological Institute). Ограниченный объем статьи не позволяет дать детальное описание всех используемых в модели параметризаций, его можно найти в предшествующих публикациях, ссылки на которые приводятся в тексте. По этой же причине выше было проведено лишь весьма краткое сопоставление с аналогичными моделями того же класса сложности, с детальным описанием которых можно также ознакомиться, воспользовавшись ссылками на соответствующие публикации.

Модель гидротермического режима почвы с учетом диффузии солей (HPL-SHI)

Основу модели HPL-SHI составляют следующие динамические блоки:

блок теплового баланса – его задачей является расчет температуры поверхности снега (зимой) или же почвы;

блок испарения – в нем, с учетом растительности и турбулентного обмена, рассчитываются потоки влаги и тепла на подстилающей поверхности;

блок снежного покрова – в нем рассчитывается высота снега в период формирования и таяния покрова, а также динамика тепла и влаги в снежном слое;

блок влажности почвы – в нем рассчитывается вертикальный профиль влагосодержания, в зимний период учитывается незамерзшая влага;

блок солепереноса – в нем рассчитывается диффузия соли в почвенном растворе и вертикальный профиль солености;

термический блок – в нем рассчитывается вертикальный профиль температуры почвы и определяется положение границ талой и мерзлой зон.

Рассмотрим математический формализм каждого из перечисленных блоков и взаимодействие между ними.

Уравнение теплового баланса, составляющее основу соответствующего блока, имеет следующий вид (Анисимов, Белолуцкая, 2003):

$$Q(1 - \alpha) - E_{эф}(T_{II}) - P_r(T_{II}) - B(T_{II}) - LE(T_{II}) = 0. \quad (1)$$

В этом уравнении Q - приходящая солнечная радиация, α - альбедо, $E_{\text{эф}}$ - эффективное излучение подстилающей поверхности, $T_{\text{П}}$ – температура поверхности снега или почвы, когда снега нет, $P_{\text{т}}$ - турбулентный поток тепла, B - поток тепла в почву, LE - затраты тепла на испарение. Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула (Будыко, 1974):

$$E_{\text{эф}}(T_{\text{П}}) = E_{\text{эф}}^0(T_{\text{П}}) (1 - 0,79 n) + 4 \delta \sigma T_{\text{П}}^3 (T_{\text{П}} - T_{\text{А}}). \quad (2)$$

В этом выражении n - балл облачности (в долях единицы), δ - излучательная способность подстилающей поверхности (принимается равной 0,95), σ - постоянная Стефана-Больцмана, равная $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴), $T_{\text{А}}$ - температура приземного воздуха, $E_{\text{эф}}^0(T_{\text{П}})$ - эффективное излучение при безоблачном небе:

$$E_{\text{эф}}^0(T_{\text{П}}) = \delta \sigma T_{\text{П}}^4 (0,39 - 0,058 e^{1/2}), \quad (3)$$

где e - упругость водяного пара, мб.

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что он пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_{\text{т}}(T_{\text{П}}) = \rho_{\text{А}} c_{\text{А}} \nu D_{\text{т}} (T_{\text{П}} - T_{\text{А}}). \quad (4)$$

В этой формуле $\rho_{\text{А}}$ и $c_{\text{А}}$ – соответственно плотность (кг/м³) и удельная теплоемкость (дж/(кг·С)) воздуха, ν -скорость ветра (м/с), а $D_{\text{т}}$ - безразмерный коэффициент, величина которого для типичных условий заснеженной равнинной местности принимается равной 0,0015. М. И. Будыко предложил объединить коэффициент $D_{\text{т}}$ со скоростью ветра в один параметр, коэффициент внешней диффузии $D_{\text{в}}$. Его значение к северу от 60-й параллели можно считать равным 0,0063 м/с (Будыко, 1974). Такой обобщенный коэффициент используется при расчетах в тех случаях, когда отсутствуют данные о скорости ветра.

Поток тепла в почву $B(T_{\Pi})$ определяется уравнением

$$B = \lambda \frac{dT}{dz}. \quad (5)$$

Коэффициент теплопроводности λ задается или рассчитывается в зависимости от типа почвы и влажности, а градиент температуры определяется в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и уравнения переноса тепла, рассматриваемого ниже.

Затраты тепла на испарение рассчитываются в соответствующем блоке при помощи следующих уравнений, записанных отдельно для составляющих, связанных с транспирацией влаги растениями (E_T , м/с) и для испарения с оголенной поверхности (E_{Φ} , м/с) Транспирационная составляющая лимитирована наименьшей из двух слагающих ее компонент, устьичной проводимостью (компонента E_{T1}) и транспортом влаги через корневую систему (компонента E_{T2}):

$$E_{T1} = LAI \frac{q_L(T_L) - q_{AL}}{P_A(r_L + r_{AL})}, \quad E_{T2} = \int_0^{z_K} S_K(W, z) dz \quad (6)$$

$$E_T = \min \{E_{T1}, E_{T2}\}, \quad (7)$$

$$L_{\Pi} E_T = R_L - \rho_A c_A \frac{T_L - T_A}{r_{AL}}, \quad (8)$$

$$E_{\Phi} = \frac{q_{\Pi}(T_{\Pi}) - q_{AL}}{P_A r_{A\Pi}}, \quad (9)$$

$$L_{\Pi} E_{\Phi} = R_{\Pi} - \rho_A c_A \frac{T_{\Pi} - T_A}{r_{A\Pi}} - Q_{\Pi}, \quad (10)$$

где LAI - индекс проективного покрытия листовой поверхности, $q_L(T_L)$ - удельная влажность воздуха (Па) в устьичных отверстиях при температуре листа T_L ($^{\circ}\text{C}$); P_A - атмосферное давление, (Па); q_{AL} - удельная влажность воздуха в межлистном пространстве, (Па); r_L - сопротивление переносу пара листовой поверхностью растительного покрова, (с/м); r_{AL} - аэродинамические сопротивления переносу пара и тепла системы "лист -

межлистное пространство”, (с/м); $r_{АП}$ - аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы “почва - межлистное пространство”, (с/м); L_{II} - удельная теплота испарения, (Дж/кг); T_A - температура воздуха в межлистном пространстве, ($^{\circ}\text{C}$); $q_{II}(T_{II})$ - удельная влажность насыщенного воздуха (Па) при температуре поверхности почвы T_{II} ($^{\circ}\text{C}$); Q_{II} - кондуктивный поток тепла в почву, ($\text{Вт}/\text{м}^2$); R_L, R_{II} - радиационные балансы листьев и поверхности почвы, ($\text{Вт}/\text{м}^2$); S_K - интенсивность поглощения влаги корнями растений, (с^{-1}); z_K - глубина распространения корневой системы, (м). Обоснование используемых параметризаций и полный вывод уравнений (6)-(10) приведены в публикациях (Лавров, 1990; Лавров, Курбатова, 2005).

В холодный период года рассчитываются динамика тепла и влаги в снежном покрове. Снег представляет собой многофазную систему, включающую три фазы воды и воздух. Для нее уравнения сохранения массы и энергии можно записать в следующем виде

$$\frac{\partial \Pi_C}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_C} + \frac{\partial W_C}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_C \frac{\partial \Pi_C}{\partial z} \right), \quad (11)$$

$$\frac{\partial W_C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_C \frac{\partial \psi_C}{\partial z} - K_C \right), \quad (12)$$

$$c_C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_C \frac{\partial T}{\partial z} + R_C \right) + c_C \left(K_C \frac{\partial \psi_C}{\partial z} - K_C \right) \frac{\partial T}{\partial z} - L_B \frac{\partial W_C}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (13)$$

$$c_C = \rho_L \Pi_C c_L + \rho_B W_C c_B, \quad (14)$$

где ρ_L, ρ_B - соответственно плотности льда и воды, ($\text{кг}/\text{м}^3$); Π_C, W_C - объемное содержание твердой и жидкой фаз воды, (доли объема); c_L, c_B - удельные теплоемкости льда и воды, ($\text{Дж}/(\text{кг} \cdot ^{\circ}\text{C})$); ψ_C - потенциала воды в снеге, (м. в.д. столба); K_C - коэффициент влагопроводности снежного покрова, (м/с); $M_{ВЛ}$ - масса фазового превращения воды в лед в единице объема, ($\text{кг}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$); $M_{ПЛ}$ - масса фазового превращения пара в лед в единице объема, ($\text{кг}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$); P_N - давление вышележащих слоев снега, ($\text{кг}/\text{м}^2$); λ_C - теплопроводность снега, ($\text{Вт}/(\text{м} \cdot ^{\circ}\text{C})$); R_C - поглощенная радиация, ($\text{Вт}/\text{м}^2$); η_C - коэффициент вязкости снега, ($\text{м} \cdot \text{с}$).

Два источника скрытого тепла, связанные с конденсацией и испарением льда и воды, в уравнение (13) не входят. Здесь присутствует, однако, коэффициент эффективной теплопроводности, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Уравнение (11) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания - таяния, конденсации - испарения и в процессе оседания. Уравнение

(12) описывает поток жидкой влаги в талом снеге. Уравнение (13) является уравнением сохранения энергии, записанным в универсальном виде, пригодном для расчета потоков тепла в сухом, талом и слоистом снеге. Для задания верхнего граничного условия уравнения (13) нами используется рассмотренное ранее уравнение теплового баланса (1) на поверхности снега. Нижнее граничное условие определяется решением уравнения теплопереноса. Коэффициент теплопроводности снега (λ_C) и теплоемкость льда (c_L) рассчитывались по эмпирическим формулам, приведенным в работах (Николенко, 1987; Anderson, 1976). В работах (Грей, Мейл, 1986; Morfis, 1983) приведено выражение для расчета потенциала талой влаги в снеге и коэффициента влагопроводности.

Для решения уравнений, описывающих перенос тепла, влаги и солей в почве с учетом промерзания и оттаивания, в настоящее время используются два основных подхода. Первый основан на рассмотрении тепло-влагопереноса отдельно в талой и мерзлой зонах с привлечением дополнительного условия сшивания на границе этих зон (Катышева, 1974). Во втором подходе рассматривается перенос тепла и влаги в единой среде, содержащей талую и мерзлую зоны, при этом для описания теплоты фазовых переходов вводится понятие эквивалентной теплоемкости и явно учитывается зависимость содержания незамерзшей почвенной влаги от температуры (Зарецкий, Лавров, 1985; Мотовилов, 1977). Преимуществами второго подхода является то, что он позволяет объединить миграцию и инфильтрацию влаги и в вычислительном плане намного легче реализуем, чем схема, содержащая две зоны мерзлой и талой почвы с подвижной границей раздела. По этой причине он был использован при построении модели.

При выводе уравнений были использованы некоторые допущения. По данным экспериментальных исследований пародиффузивный механизм зимней миграции влаги проявляет себя главным образом при низких значениях влажности (Глобус, 1983). Численная оценка средней величины аккумуляции влаги за счет диффузии пара составляет около 2 мм слоя воды за зимний период. В то же время общее влагонакопление в мерзлой зоне в процессе миграции влаги может достигать 100 мм и более. Таким образом, можно пренебречь рассмотрением движения влаги в парообразном состоянии при расчетах зимней миграции и тем более при моделировании инфильтрации влаги в мерзлую почву. При описании процессов тепло-влагопереноса также не будем учитывать влияние на тепловой режим почв процессов сублимации, конденсации и переноса тепла конвективными потоками воздуха, пара и жидкой влаги. Как показывают численные оценки, влияние их на тепловой режим невелико (Кучмент и др., 1983).

С учетом того, что многие мерзлые почвы содержат переохлажденные солевые растворы, целесообразно уравнения тепло-влагопереноса, выведенные в предшествующей

работе (Зарецкий, Лавров, 1985; Лавров, Калюжный, 2005) дополнить уравнением солепереноса. Результирующая система уравнений тепло- влаго- и солепереноса имеет следующий вид:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right), \quad (15)$$

$$c_{\text{эфф}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_B L \frac{\partial W}{\partial t} \mathcal{G} - \rho_B L \frac{\partial W_{\text{HЗ}}}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \mathcal{G}, \quad (16)$$

$$\text{где } c_{\text{эфф}} = c + \rho_B L \frac{\partial W_{\text{HЗ}}(T)}{\partial T} \mathcal{G}; \quad (17)$$

$$\mathcal{G} = \begin{cases} 0; & \text{при } T \geq 0 \\ 0; & \text{при } T < 0 \text{ и } W \leq W_{\text{HЗ}}(T) \\ 1; & \text{при } T < 0 \text{ и } W > W_{\text{HЗ}}(T) \end{cases},$$

$$\frac{\partial (W_{\text{HЗ}} C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_C \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \frac{\partial (V \cdot C)}{\partial z}, \quad (18)$$

L - теплота фазового превращения вода – лед (Дж/кг); T - температура почвы ($^{\circ}\text{C}$); W , $W_{\text{HЗ}}$ – общее влагосодержание и содержание незамерзшей влаги в почве ($\text{м}^3/\text{м}^3$); ψ - капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги (м); K - коэффициент влагопроводности почв (м/с); λ – коэффициент теплопроводности почв Дж/(м·с); c - удельная теплоемкость почвы (Дж/(кг· $^{\circ}\text{C}$)); C - концентрация раствора (промилле); D_C - эффективный коэффициент диффузии соли в почве ($\text{м}^2/\text{с}$); ρ_B - плотность воды ($\text{кг}/\text{м}^3$); V - конвективный поток влаги в почве (м/с); \mathcal{G} - параметр учитывающий наличие фазовых переходов вода – лёд.

Из уравнения (16) следует, что рост влажности в мерзлой зоне при наличии процесса миграции приводит к увеличению температуры, а рост концентрации порового раствора, наоборот, к понижению температуры почвы. Изменения же влажности и концентрации рассчитываются по уравнениям (15) и (18). Поскольку уравнения переноса тепла, влаги и солей являются нелинейными и связанными, при их численном решении

использовались последовательные и перекрестные итерации конечно-разностной схемы с переменными значениями шагов по координате и времени.

При проведении расчетов по уравнениям (15)-(18) необходимо определить ряд водно- и теплофизических свойств почв. Основными из них являются λ , ψ , K , W_{H3} , D_C . Параметры почвенной влаги для мёрзлых почв были определены на основании работ (Калюжный, Лавров, 2002; Калюжный и др., 1988; Лавров, 1986; Лавров и др., 1986). Осмотическая составляющая термодинамического потенциала ($\psi_{ос}$, Дж/кг) определяется в соответствии с законом Вант Гоффа для слабых растворов.

$$\psi_{ос} = \frac{C}{M_p} R \cdot (T + 273), \quad (19)$$

где M_p - молекулярный вес растворенного вещества (кг), R - газовая постоянная, Дж/(моль·К), C - молярная концентрация раствора.

C термодинамическим потенциалом тесно связана еще одна из основных характеристик мерзлых грунтов, а именно зависимость содержания незамерзшей влаги W_{H3} от температуры и концентрации порового раствора. Для расчёта данной характеристики мы использовали следующую формулу (Калюжный, Лавров, 2002).

$$W_{H3} = W_3 + (P - W_3) \frac{T_H}{T}, \quad (20)$$

в которой W_3 - влажность (дол. объёма), соответствующая потенциалу почвенной влаги - 5000 Дж/кг, T_H - температура начала замерзания порового раствора, определяемая по формуле (Калюжный, Лавров, 2002):

$$T_H = -4.4C_0 - 0.13, \quad (21)$$

где C_0 - исходная молярная концентрация порового раствора.

При решении уравнения солепереноса (18) основным параметром является коэффициент диффузии соли в почве. Наиболее распространенным выражением для расчета D_C является следующая формула (Бреслер и др., 1987):

$$D_C = a \cdot \exp(bW_{H3}) \cdot D_{CB}, \quad (22)$$

где D_{CB} - коэффициент диффузии соли в свободной воде ($\text{м}^2/\text{с}$); a, b - эмпирические константы.

Дифференциальные уравнения модели были записаны в конечно-разностном виде и решались методом прогонки. Так как в процессах формирования и таяния снежного покрова плотность твердой фазы снега постоянно изменяется, был разработан алгоритм с переменными шагами по координате (h_i). Величина h_i в i -ом узле разностной схемы определялась следующим образом

$$h_i = h_{0i} \frac{\rho_{C0}}{\rho_{Ci}}, \quad (23)$$

где h_{0i} - начальная величина шага по координате в момент выпадения твердых осадков.

При таянии снежного покрова реализуется ситуация, когда величина шагов по координате стремится к 0. При этом алгоритм, основанный на решении разностных уравнений, перестает работать. Чтобы исключить подобную ситуацию была разработана следующая процедура.

При уменьшении h_i до некоторого критического значения h_K , количество узлов в пространственной сетке уменьшалось на величину равную числу шагов с $h_i < h_K$. При этом в новой пространственной сетке шаги с $h_i < h_K$ суммировались с расположенными рядом.

Для того, чтобы сохранялся закон сохранения массы и энергии на сетке, пересчитывались значения ρ_C , W_C и T по следующим формулам:

$$\rho_{Ci}^H h_i^H = \rho_{Ci} h_i + \rho_{Ci+1} h_{i+1}, \quad (24)$$

$$W_{Ci}^H h_i^H = W_{Ci} h_i + W_{Ci+1} h_{i+1}, \quad (25)$$

$$c_{Ci}^H T_i^H h_i^H = c_{Ci} T_i h_i + c_{Ci+1} T_{i+1} h_{i+1}, \quad (26)$$

где $h_i^H = h_i + h_{i+1}$ - новый шаг по координате; W_{Ci}^H , ρ_{Ci}^H , c_{Ci}^H , T_i^H - новые значения влажности, плотности, теплоемкости снега и температуры, соответственно.

Расчеты на каждом временном шаге проводились по следующему алгоритму. Вначале рассчитывалось изменение плотности снега под воздействием веса вышележащих слоев, внешней нагрузки и процессов испарения и сублимации. Затем вычислялись новые шаги по вертикальной координате. После этого прогонкой решалось уравнение теплопереноса. В результате определялись температура и влажность снега. Затем рассчитывались значения новых шагов по координате и влажность снега. Если шаги по координате становились меньше заданного, то выполнялась описанная выше процедура изменения пространственной сетки и перерасчет влажности, плотности и температуры по формулам (24) - (26). Затем решалось уравнение влагопереноса и окончательно определялась влажность снега.

Результаты проверки модели HPL-SHI на данных экспериментальных измерений

Было выполнено несколько этапов проверки модели посредством сопоставления результатов расчетов и данных серии опытов по миграции и инфильтрации влаги, проведенной в гидрофизической лаборатории ГГИ и изложенные в публикациях (Калужный и др., 1984; Калужный и др., 1988).

На рисунках 1 и 2 приведено сопоставление расчетных и экспериментальных профилей влажности (рис. 1) и температуры (рис. 2) при промерзании почвы.

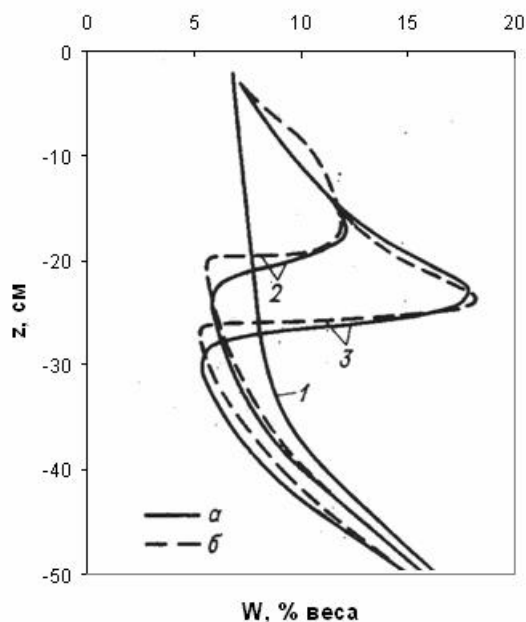


Рис.1. Динамика измеренных в экспериментах (а) и рассчитанных по модели (б) профилей влажности при промерзании песка. 1 – начальный профиль; 2,3 – профили через 70 и 118 часов после начала опыта.

Рассчитанные профили влажности и температуры в процессе промерзания оказались близки данным наблюдений, что свидетельствует о хорошем качестве модели.

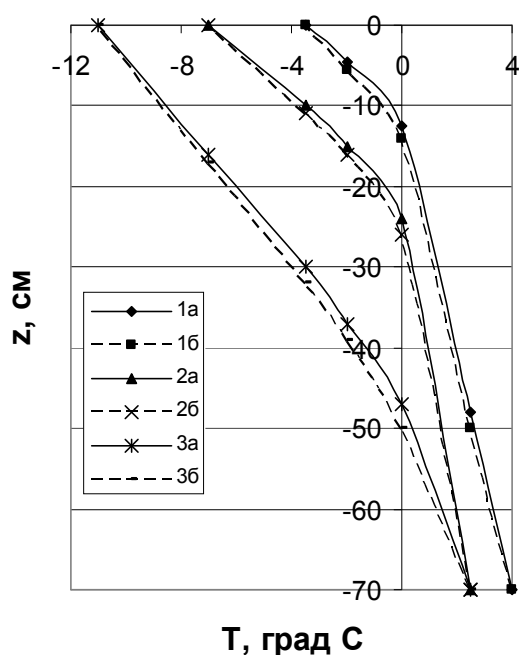


Рис. 2. Динамика измеренных в экспериментах (а) и рассчитанных по модели (б) профилей профилей температуры при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема. 1 – профиль через 72 часа после начала опыта; 2 – через 120 часов; 3 - 192 часа.

Остановимся подробнее на некоторых аспектах проблемы взаимодействия растворов солей с мёрзлыми грунтами. Мёрзлые засоленные грунты имеют широкое распространение вдоль побережья Севера России, в Якутии, и изучение протекающих в них процессов имеет большое практическое значение. Эта проблема актуально также и при анализе процессов, происходящих на шельфе арктических морей, верхний слой донных отложений которого находится в многолетнемерзлом состоянии и испытывает воздействие соленой морской воды.

При промерзании грунта и отжимании раствора от фронта промерзания, вблизи него создается зона повышенной концентрации солей, имеющая пониженную температуру замерзания. Если при этом процесс диффузии соли протекает медленнее, чем процесс промерзания, то в области ниже зоны высокой концентрации возникают условия для нормального процесса кристаллизации и, в частности формирование нового ледяного прослоя. Концентрационное переохлаждение является одной из причин полосчатой текстуры мерзлых грунтов. Возникающие при этом линзы незамерзающего рассола носят

название криопэги. Концентрация солей в них весьма высока и может достигать первых сотен г/л.

В связи с тем, что криопэг и окружающий его мерзлый грунт находятся в термодинамическом равновесии (иначе должны происходить процессы таяния или замерзания внутривпорового льда и рассола), температура начала замерзания рассола в криопэге приблизительно равна температуре грунта на глубине расположения криопэгов. Температура же начала замерзания любого раствора характеризует степень минерализации, а при известной величине этого показателя, приближенно его химический состав.

При контакте рассола с мерзлым грунтом, имеющим температуру отличную от температуры начала замерзания рассола, могут происходить процессы таяния или замерзания рассола. По описанной выше математической модели тепло-массопереноса были выполнены расчеты скоростей протаивания мерзлых грунтов при их одностороннем взаимодействии с раствором *Na Cl*. В гидрофизической лаборатории были также проведено физическое моделирование этого процесса в диапазоне значений солености 50-250 г/л, верхняя граница которого соответствует криопегам в сильно засоленных грунтах. Результаты расчетов и данные физических экспериментов оказались близки (Табл. 1).

Была также проведена серия численных экспериментов по расчету температуры, плотности и влажности снега, водоотдачи из снежного покрова, диаметра ледяных зерен. Предварительно было проведено сопоставление расчетных и экспериментальных результатов полученных при проведении исследований снежного покрова на Валдайском филиале (ВФ) ГГИ. Были сопоставлены теоретические и экспериментальные данные по определению динамики суточного хода интенсивностей снеготаяния и водоотдачи, а также испарения из снежного покрова. Была получена хорошая сходимость результатов

Численные эксперименты по оценке влияния плотности показали, что увеличение плотности снега приводит к росту испарения, что согласуется с экспериментальными наблюдениями, выполненными на ВФ ГГИ. Рост испарения с увеличением ρ_c можно объяснить возрастанием температуропроводности снега и соответственно увеличением температуры поверхности снежного покрова, что вызывает повышение давления водяного пара у поверхности снега. С уменьшением высоты снега величина испарения также увеличивается. Это объясняется влиянием теплового потока из почвы на поверхностную температуру снега.

Таблица 1. Скорости протаивания мерзлых образцов песка, расчетные (i_p , мм/час) и экспериментальные ($i_{\text{э}}$, мм/час) при различных температурах (Т) и концентрациях растворов (С)

С, г/л		50	100	150	200	250
-1,0	i_p	0,8	1,7	2,4	2,9	-
	$i_{\text{э}}$	0,9	1,6	2,4	3,0	-
-2,0	i_p	-	0,7	1,5	1,6	-
	$i_{\text{э}}$	-	0,8	1,5	1,7	-

Были также выполнены расчёты по оценке степени влияния свойств снежного покрова на водный режим почвы, формирующийся в весенний период.

На рис. 3 изображены зависимости хода впитывания талой влаги от высоты снежного покрова (H_0) при влажности почвы (W_0) 0.15 долей объема и среднезимней температуре (T_0) равной -10°C и -20°C . Плотность снега принималась равной $0,3 \text{ г/см}^3$.

Как следует из результатов моделирования, роль высоты снега при формировании влагозапасов почвы неоднозначно зависит от температуры и влажности. Так, при $T_0 = -10^{\circ}\text{C}$ и $W_0 = 0.15$ долей объема эта зависимость является очевидной, с возрастанием высоты снежного покрова интенсивность впитывания талой влаги увеличивается. При других соотношениях W_0 и T_0 зависимость практически отсутствует или слабо выражена. По-видимому, это объясняется тем, что при уменьшении высоты снежного покрова на эффект увеличения глубины промерзания накладывается эффект более интенсивного прогрева верхних слоев почвы в предвесенний период. В результате взаимодействия этих двух разнонаправленных явлений, определяющих "запас холода" в почве, зависимость интенсивности впитывания от H_0 иногда отсутствует.

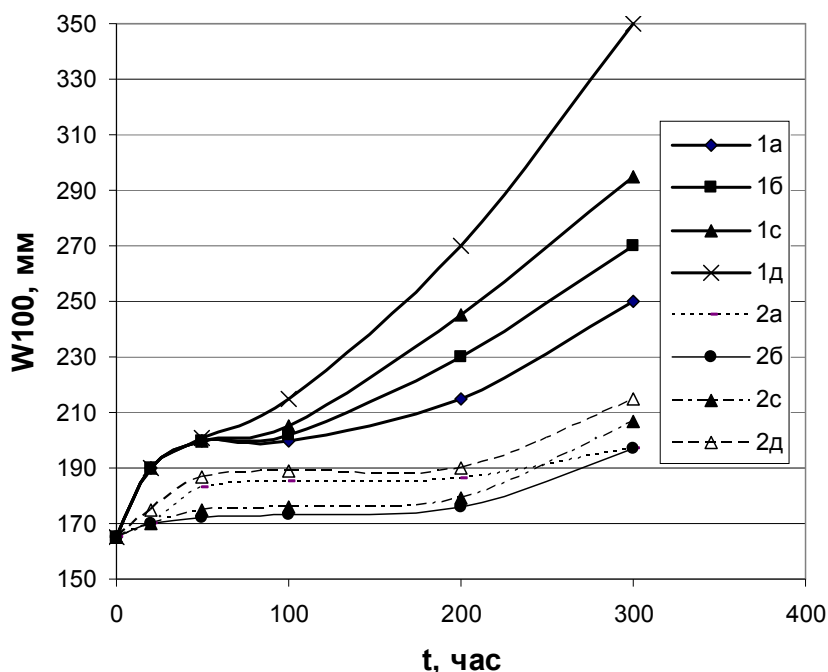


Рис.3. Зависимость изменения влагозапасов (W_{100}) в метровом слое легкосуглинистого южного чернозема в процессе впитывания талой влаги от высоты снежного покрова (H_0) и среднезимней температуры воздуха (T_0) при исходной осенней влажности 0,15 долей объема. 1 - $T_0 = -10^{\circ}\text{C}$; 2 - $T_0 = -20^{\circ}\text{C}$; а - $H_0 = 10$ см; б - $H_0 = 40$ см; с - $H_0 = 60$ см; д - $H_0 = 80$ см.

Благодарности

Авторы признательны В.А. Кокореву за техническую помощь в оформлении рукописи. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 11-05-12011-офи-м-2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А., М.А. Белолуцкая, 2003. **Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности**, в кн.: *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*, Ю.А. Израэль, (Ред.), С.Пб.: Гидрометеиздат, с. 21-38.
- Аржанов, М.М., А.В. Елисеев, П.Ф. Демченко, И.И. Мохов, 2007. **Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа)**.- *Криосфера Земли*, № 4, с. 65-69.
- Бреслер Э., Б.Л. Макнил, Д.Л. Картер, 1987. **Солончаки и солонцы**, Л.: Гидрометеиздат. 296 с.
- Володин Е.М., В.Н. Лыкосов, 1998. Параметризация процессов тепло- и влагопереноса в системе растительность - почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений, *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*, т.34, №4, с.453-465.
- Глобус, А.М. 1983. **Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена**, Л.: Гидрометеиздат. 280 с.
- Грей, Д.М., Д.Х. Мейл, 1986. **Снег**. Л.: Гидрометеиздат. 752 с.
- Зарецкий, А., С.А. Лавров, 1985. **Физико-математическое моделирование процессов тепловлагопереноса в талых и мерзлых почвах**, *Метеорология и гидрология*, №7, с. 82 - 88.
- Калюжный, И.Л., С.А. Лавров, 2002. **Содержание незамерзшей влаги в почвах речных водосборов при отрицательных температурах**, *Метеорология и гидрология*, №10, с. 58- 68.
- Калюжный, И.Л., С.А. Лавров, К.К. Павлова, 1984. **Физическое моделирование процессов миграции влаги при промерзании почв**, *Метеорология и гидрология*, №1, с. 77-89.
- Калюжный, И.Л., К.К. Павлова, С.А. Лавров, 1988. **Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель**. 1988, Ленинград: Гидрометеиздат. 250 с.
- Катышева, А.С. 1974. **О моделировании миграции почвенной влаги в межвегетационный период**, в кн.: *Научно-технический бюллетень по агрономической физике*. с. 8-22.
- Кучмент, Л.С., В.Е. Демидов, Г. Мотовилов, 1983. **Формирование речного стока**. 1983, М.: Наука. 216 с.
- Лавров, С.А. 1986. **Экспериментальные методы определения влагопроводности мерзлых почв**, в кн.: *Труды ГГИ, вып. 322*, с. 74-82.
- Лавров, С.А. 1990. **Математическое моделирование процесса испарения с поверхности почвы**, в кн.: *Труды ГГИ, вып. 334*, с.35-45.
- Лавров, С.А., И.Л. Калюжный, 2005. **Математическое моделирование процессов тепло – и массопереноса в мёрзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей**. в кн.: *Третья конференция геокриологов России*. Москва.
- Лавров, С.А., А. Курбатова, 2005. **Математическое моделирование тепловлагообмена и потоков СО₂ на поверхности верхового болота**, *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*. т.41, №5, с. 631-642.
- Лавров, С.А., Н.С. Морозова, К.К. Павлова, 1986. **К вопросу определения параметров влагопереноса мерзлых почв**, в кн.: *Труды ГГИ, вып. 322*. с. 46-58.
- Малевский-Малевич, С.П., Е.К. Молькентин, Е.Д. Надежина, Т.П. Павлова, А.А. Семиошина, 2007. **Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов**.- *Криосфера Земли*, № 1, с. 29-36.

Мачульская Е.Е., В.Н. Лыков, 2009. Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны. *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*, т.46, №6, с.736-753.

Мотовилов, Г. 1977. **Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву**, *Метеорология и гидрология*, №7, с. 67-76.

Николенко, А.В. 1987. **Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове**, *Метеорология и гидрология*, №6, с. 56-64.

Будыко, М.И. 1974. **Изменение климата**. 1974, Л. Гидрометеиздат. 280 с.

Anderson, E.A., 1976. **A point energy and mass balance model of a snow cover**, in *NOAA Technical Report NWS 19*. 1976. p. 150.

Lawrence, D.M., A.G. Slater, 2008. **Incorporating organic soil into a global climate model**.- *Climate Dynamics*, № 2-3, p. 145-160.

Morris, E.M., 1983. **Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting**, in *Ann. Glacial*. p. 198 – 203.

Waelbroeck, C., 1993. **Climate-soil processes in the presence of permafrost: a systems modelling approach**.- *Ecological Modelling*, № 3,4, p. 185-225.