

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ДЕГРАДАЦИЮ МЕРЗЛОТЫ ПРИ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

А.В. Сосновский

Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, akvul@mail.ru

Разработаны математическая модель и программа вычислений для оценки влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата. Проведены численные эксперименты.

При толщине снежного покрова 0,4 м образование талика для суглинка с влажностью 25 % и температурой $-1,6^{\circ}\text{C}$ произойдет на 30 лет раньше и на 45 лет позже, чем при толщине снежного покрова 0,3 и 0,6 м соответственно. Скорость опускания кровли мерзлоты при образовании талика составляет 0,1–0,2 м/год и зависит от влажности, температурного режима и теплофизических характеристик грунта, толщины снежного покрова, сценария изменения климата.

Снежный покров, потепление климата, деградация мерзлоты, математическая модель

MATHEMATICAL MODELLING OF THE INFLUENCE OF SNOW COVER THICKNESS ON DEGRADATION OF PERMAFROST AT CLIMATE WARMING

A.V. Sosnovsky

Institute of Geography RAS, 109017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia, akvul@mail.ru

The mathematical model and the program of calculations for estimating the influence of snow cover on degradation of permafrost at climate warming have been developed. Numerical experiments have been carried out.

Under the 0.4 m thick snow cover the talik formation for loam with the 25 % moisture and $-1,6^{\circ}\text{C}$ temperature occurs 30 years earlier than under the 0.3 m thick snow cover and 45 years later under the thickness of 0.6 m. During the talik formation the settling rate of the top of permafrost is 0.1–0.2 m /year and depends on moisture, soil temperature conditions and thermophysical characteristics, snow cover thickness, climate change scenario.

Snow cover, climate warming, degradation of permafrost, mathematical model

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Деградация вечной мерзлоты при потеплении климата может привести к опасным геокриологическим процессам и явлениям [*Природные...*, 2000; Хрусталева, 2000].

Снежный покров, благодаря своим теплоизолирующим свойствам, способен усилить или замедлить деградацию вечной мерзлоты. Поэтому актуальной является оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию вечной мерзлоты при потеплении климата. Результаты ряда работ показывают, что повышение средней годовой температуры воздуха в некоторых районах может сопровождаться понижением температуры грунтов. Это объясняется уменьшением максимальной толщины снежного покрова или замедленным его ростом в первой половине зимы [*Павлов и др.*, 2002].

Цель работы – количественная оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата. Для ее достижения разработаны математическая модель и реализующая ее программа вычислений и проведены численные эксперименты.

Для оценки влияния снежного покрова на промерзание грунта с учетом реальной динамики снегонакопления и изменчивости метеорологических параметров и теплофизических характеристик снега (плотности и коэффициента теплопроводности) с ростом толщины снежного покрова была разработана математическая модель [*Осокин и др.*, 1999; Сосновский, 2000]. В дальнейшем эта модель была доработана для условий сезонного протаивания мерзлого грунта и апробирована на экспериментальном материале А.В. Павлова [*Осокин и др.*, 2001]. При промерзании талого грунта рассчитывалось движение одной границы раздела фаз, а при таянии решалась двухфронтная задача – протаивание верхней части и изменение положения нижней границы мерзлого грунта. При численной реализации математической модели применялся метод ловли фронта движения фазовой границы в узел пространственной сетки в сочетании с методом мелких шагов.

При потеплении климата сохраняется цикличность атмосферных процессов. На общем фоне

потепления климата возможны периоды похолодания [Горбунов и др., 2000], что может приводить к росту числа фазовых границ. При наличии большего количества фазовых границ, прогнозирование числа которых заранее затруднено из-за реальной изменчивости метеорологических параметров, целесообразно применять метод „выпрямления фронта” [Будак и др., 1965; Общее..., 1978; Симонов, 2000]. Этот метод позволяет в автоматическом режиме отслеживать возникновение–вырождение фазовых слоев грунта и динамику их границ. Поэтому математическая модель была доработана для решения многофронтной задачи промерзания–протаивания грунта на большой период времени и с произвольным числом фазовых границ.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

При математическом моделировании деформация грунта и миграция влаги не учитывались. Влажность грунта принималась постоянной. Распределение температуры в мерзлом слое горной породы рассчитывалось с учетом зависимости ее теплоемкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мерзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Динамика снегонакопления при потеплении климата изменялась только в связи с уменьшением продолжительности холодного периода года.

На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла.

Распределение температуры описывается уравнением теплопроводности в снежном покрове толщиной $h_s(\tau)$ при $0 < z < h_s$:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right)$$

в мерзлой и талой зонах

$$\begin{aligned} c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right) \\ c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

где z и x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мерзлой породы соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности; ρ – плотность; c – удельная теплоемкость; индексы s , f и th при параметрах относятся к снежному покрову, мерзлой и талой зоне грунта; c_{ef} – эффективная удельная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды.

На контакте снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла:

$$\begin{aligned} T_s \Big|_{z=0} &= T_f \Big|_{x=0}, \\ \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} &= \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=0}. \end{aligned} \quad (2)$$

На границе мерзлого и талого грунта – границе промерзания, принимается условие Стефана

$$\rho_{th} L w_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}, \quad (3)$$

где удельное количество замерзающей влаги $w_1 = w_{th} - w_{f0}$; w_{th} – суммарная влажность талого грунта; w_{f0} – влажность мерзлого грунта на границе промерзания; L – теплота плавления льда; ξ – координата границы фазового перехода.

Эффективная удельная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды определяется в зависимости от суммарной влажности/льдистости (w) следующей формулой:

$$c_{ef}(T, w) = c_f(w) + L \frac{\partial w_f(T)}{\partial T},$$

где влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды w_f задавалась по графикам, приведенным в работе [Вотьяков, 1975] и аппроксимиремым для суглинка экспоненциальной зависимостью вида $w_f = A \exp(B(T - 273))$ при значениях коэффициентов $A = 0,0834$ и $B = 0,0476$.

Система уравнений (1)–(3) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры в грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега.

На поверхности грунта (снежного покрова) задается условие теплообмена с атмосферой

$$\lambda_i \frac{\partial T_i}{\partial x} = Q_\Sigma. \quad (4)$$

Здесь суммарный тепловой поток $Q_\Sigma = Q_c + Q_e + Q_r - Q_{sn}$ рассчитывается по формуле $Q_\Sigma = \alpha_e (T_0 - T_e)$, где Q_c , Q_e , Q_r , Q_{sn} – потоки тепла соответственно за счет конвективного теплообмена, испарения, эффективного длинноволнового излучения и солнечной радиации; T_0 – температура поверхности грунта (снежного покрова); индекс i принимает обозначения th , f или s в зависимости от времени года и наличия снежного покрова на поверхности грунта.

Значения эффективного коэффициента теплообмена α_e и эффективной температуры воздуха T_e рассчитываются по следующим формулам [Сосновский, 1984]:

$$\begin{aligned} \alpha_e &= \alpha (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_a/100)^3, \\ T_e &= [\alpha (T_a - 1,95 \cdot 10^{-2} (b_1 - e_a \phi)) + \\ &+ 19,9 (T_a/100)^4 + Q_{sn}] / \alpha_e, \end{aligned}$$

где a_1 и b_1 – коэффициенты, зависящие от упругости водяного пара над поверхностью; e_a – упругость

водяного пара в воздухе; φ – влажность воздуха; T_a – температура воздуха.

Коэффициент теплообмена для грунта вычисляется по формуле $\alpha = v^{0,5}(7 + 7,2v^{-2})$ [Павлов, 1979], а для снега – по формуле $\alpha = 3,4 + 2,2v$ [Кузьмин, 1961]. Здесь v – скорость ветра.

На нижней границе мерзлой породы задается тепловой поток, равный величине геотермического потока Q_g :

$$\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} = Q_g, \quad (5)$$

где $Q_g = \lambda_f \Delta T_g \cdot \Delta T_g$ – геотермический градиент.

Время таяния снежного покрова определяется на основе теплобалансового соотношения из условия равенства количества поглощенного снежным покровом тепла и теплоты, необходимой для плавления снежной толщи с учетом запаса холода в снежном покрове.

Для решения многофронтной задачи вводится безразмерная пространственная координата η , значение которой изменяется от 0 до 1 [Будак и др., 1965]:

$$\eta = \frac{x - \xi_n}{\gamma_n},$$

где ξ_n – координата n -й границы раздела фаз; $\gamma_n = \xi_{n+1} - \xi_n$ – переменная длина n -го слоя. Отсчет фазовых границ грунта осуществляется от дневной поверхности.

В этих координатах в каждый момент времени переменная область решения для каждого фазового слоя приводится к постоянной величине, и уравнения (1)–(5) принимают вид

$$\frac{\partial T_n}{\partial \tau} = f_n(\eta) \frac{\partial T_n}{\partial \eta} + \frac{1}{c_n \rho_n \gamma_n^2} \frac{\partial T_n}{\partial \eta} \left(\lambda_n \frac{\partial T_n}{\partial \eta} \right) \quad (6)$$

где

$$f_n(\eta) = \frac{1}{\gamma_n} \left[(1-\eta) \frac{d\xi_n}{d\tau} + \eta \frac{d\xi_{n+1}}{d\tau} \right].$$

Условие на границе снег–грунт

$$T_s|_{z=0} = T_0|_{\eta=0}, \quad (7)$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_0 \frac{\partial T_0}{\partial \eta} \frac{1}{\gamma_0} \Big|_{\eta=0}.$$

Скорость перемещения межфазовых границ определяется из уравнения Стефана и в новых координатах принимает вид

$$\rho L w_1 \frac{d\xi_n}{d\tau} = \frac{\lambda_{n-1}}{\gamma_{n-1}} \frac{\partial T_{n-1}}{\partial \eta} \Big|_{\eta=1} - \frac{\lambda_n}{\gamma_n} \frac{\partial T_n}{\partial \eta} \Big|_{\eta=0}. \quad (8)$$

Условие на поверхности грунта

$$\lambda_0 \frac{\partial T_0}{\partial \eta} \frac{1}{\gamma_0} = Q_\Sigma \quad (9)$$

и на нижней (nl -й) границе

$$\lambda_{nl} \frac{\partial T_{nl}}{\partial \eta} \frac{1}{\gamma_{nl}} = Q_g. \quad (10)$$

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ФОРМУЛЫ

Расчеты проводились для суглинка с плотностью скелета грунта 1600 кг/м^3 . Рассматриваемая толщина мерзлой горной породы составляла 210 м . Суммарная влажность/льдистость горной породы принималась в расчетах постоянной по глубине и равной 25% . Доля незамерзшей воды на границе мерзлой и талой зоны суглинка $w_{f0} = 11 \%$.

Значения теплоемкости и коэффициента теплопроводности талого и мерзлого грунта от влажности вычислялись по зависимостям, полученным аппроксимацией данных, приведенных в СНиП 2.02.04-88 [СНиП, 1997]. Коэффициенты теплопроводности мерзлого (λ_f , Вт/(м·град)) и талого (λ_{th} , Вт/(м·град)) суглинка плотностью 1600 кг/м^3 в зависимости от влажности равны $\lambda_f = 0,239 + 8,154w - 9,583w^2$ и $\lambda_{th} = 0,28 + 6,083w - 5,833w^2$ соответственно; удельная теплоемкость мерзлого (c_f , Дж/(кг·град)) и талого (c_{th} , Дж/(кг·град)) суглинка равна $c_f(w) = 940 + 2063w$ и $c_{th}(w) = 929 + 4177w$.

Начальная температура мерзлой толщи задавалась по результатам предварительных калибровочных расчетов. При толщине снежного покрова $0,3, 0,4$ и $0,6 \text{ м}$ температура грунта на глубине 10 м составляла $-2,3, -1,6$ и $-1,1 \text{ }^\circ\text{C}$ соответственно. Величина геотермического градиента (ΔT_g) варьировалась от $0,01$ до $0,05 \text{ град/м}$.

Температура воздуха задается по синусоидальным зависимостям с минимальным значением $T_{\min} = -30 \text{ }^\circ\text{C}$ и нулевой температурой на момент начала промерзания и на конец холодного периода при $\tau_{\max} = 230 \text{ сут}$. В холодный период температура воздуха $T_a = T_{\min} \sin(\pi\tau/\tau_{\max}) + 273$ и задается по аналогичной зависимости для теплого времени с максимальной температурой $T_{\max} = 9 \text{ }^\circ\text{C}$ и $\tau_{\max} = 135 \text{ сут}$. При этих условиях средняя годовая температура воздуха составляет $-9,9 \text{ }^\circ\text{C}$.

Температура выпадающего снега полагается равной температуре воздуха, скорость ветра принимается равной 5 м/с , влажность воздуха – 70% и облачность – $0,65$. Величина поглощенной солнечной радиации (Q_{sn} , Вт/м²) в холодный период

$$Q_{sn} = 49,6 - 1,15\tau_1 + 6,5 \cdot 10^{-3} \tau_1^2,$$

в период таяния

$$Q_{sn} = 133,45 + 3,96\tau_2 - 7,29 \cdot 10^{-2} \tau_2^2 + 3,24 \cdot 10^{-4} \tau_2^3.$$

Плотность снега (ρ_s , кг/м³) при $\tau_1 \geq \tau_{s0}$

$$\rho_s = 127 + 0,729(\tau_1 - \tau_{s0})$$

определялась по зависимостям [Осокин и др., 2001], полученным обработкой экспериментальных данных по ст. Игарка [Павлов, 1979]. В этих формулах время τ_1 и τ_2 измеряется в сутках. За начало отсчета величины τ_1 принимается момент перехода средней суточной температуры воздуха от положитель-

ных значений к отрицательным, а величины τ_2 – от отрицательных к положительным значениям температуры воздуха. При отрицательных значениях Q_{sn} ее величина принималась равной нулю. Задержка начала образования устойчивого снежного покрова по отношению к моменту установления отрицательных средних суточных температур воздуха принималась равной $\tau_{s0} = 8$ сут. Интенсивность нарастания толщины снежного покрова с момента начала снегонакопления ($\tau_s = 0$) до достижения максимальной толщины h_{max} рассчитывалась по формуле $h_s/h_{max} = (\tau_s/\tau_{max})^n$ с коэффициентом $n = 0,5$.

Коэффициент эффективной теплопроводности снега (λ_s , Вт/(м · град)) рассчитывался в зависимости от его плотности по формуле [Осокин и др., 2001]

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2,$$

полученной путем обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей. Удельная теплоемкость снега принята равной 2100 Дж/(кг · град).

Начало настоящего потепления климата отсчитывают с середины 60-х гг. XX в. Для севера России потепление оценивается 0,2–2,5 °C за 1965–1995 гг. [Анисимов и др., 1999; Израэль и др., 2002]. В этот период отмечается тенденция к увеличению высоты снежного покрова в условиях морского климата и к его уменьшению в условиях континентального климата. Поэтому в ряде районов деградация криолитозоны объясняется и увеличением снегоотложения [Павлов, 1998]. По данным метеорологических наблюдений тренды повышения температуры воздуха за 1960–1995 гг. для севера Западной Сибири и Якутии составляют порядка 0,06 °C/год, тогда как для северо-востока России и севера ее Европейской части эти показатели в 2–3 раза ниже. Близкие результаты для севера Западной Сибири и Якутии получены и по ряду глобальных климатических моделей потепления климата. При этом преобладающим является повышение зимних температур воздуха, которое больше летних в 1,4 раза для севера Западной Сибири и в 10 раз для Якутии.

Для расчетов принято равномерное повышение средней годовой температуры воздуха на 6 °C за 100 лет (с –9,9 до –3,9 °C). При этом рассмотрены два крайних сценария потепления климата: первый – рост только зимней температуры воздуха с –30 °C до $T_{min} = -19,3$ °C при сохранении летней температуры за период 100 лет; второй сценарий – рост летней температуры воздуха с 9 °C до $T_{max} = 21,3$ °C при сохранении зимней температуры.

Уменьшение продолжительности холодного периода года за 100 лет до $\tau_{max} = 195$ сут и повышение продолжительности периода с положительными температурами воздуха до 170 суток приняты

по данным агроклиматического атласа мира [Лаврилова, 1981] для районов центральной Сибири со средней годовой температурой воздуха –3,9 °C.

При расчетах шаг по времени варьировался от одного часа (на момент образования нового фазового слоя) до суток (при толщине вновь образованного слоя более 2 см). Каждый фазовый слой грунта разбивался на 20 промежутков. Численное решение приведенной выше системы уравнений, описывающей теплообмен в системе атмосфера–снежный покров–мерзлая порода, осуществлялось методом конечных разностей с применением неявной разностной схемы для нелинейных задач теплопроводности с переменными коэффициентами [Берковский, Ноготов, 1976]. Для ускорения расчетов система уравнений (6)–(10) применялась до глубины 10–15 м, в пределах которой за рассматриваемый промежуток времени (100 лет) происходит образование–вырождение фазовых слоев. Ниже этого слоя использовалась система уравнений (1)–(5). На границе этих слоев применялось условие склейки, аналогичное условию (7) на границе снег–грунт. Поэтому на нижней границе мерзлоты на каждом временном шаге определялось промежуточное положение (между узлами пространственной сетки) границы фазового перехода – фронта промерзания–таяния.

На каждом временном шаге рассчитывался рост толщины снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мерзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. Момент формирования нового фазового слоя происходит при переходе температуры поверхности грунта через значение T_{fo} . При этом толщина нового слоя рассчитывается по формулам из работы [Павлов, 1980] и составляет несколько миллиметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Расчеты, представленные на рис. 1–3, выполнены при влажности грунта 25 % и в отсутствие наземного покрова.

Для получения периодически установившегося температурного поля (при сохранении начальной динамики температуры воздуха) проводился предварительный расчет при начальной температуре грунта –2,5 °C на глубине 0–10 м и линейном распределении от –2,5 до –0,5 °C на глубине 10–210 м.

Распределение температуры грунта к началу и концу сезонного промерзания при максимальной толщине снежного покрова 0,4 м представлено на рис. 1. Результаты расчетов показали, что температура грунта на глубине 10 м повысилась в период с 1-го по 10-й год на 0,4 °C, с 10-го по 50-й год – на 0,1 °C, тогда как с 50-го по 100-й год рост ее составил 0,017 °C. При этом изменение глубины прота-

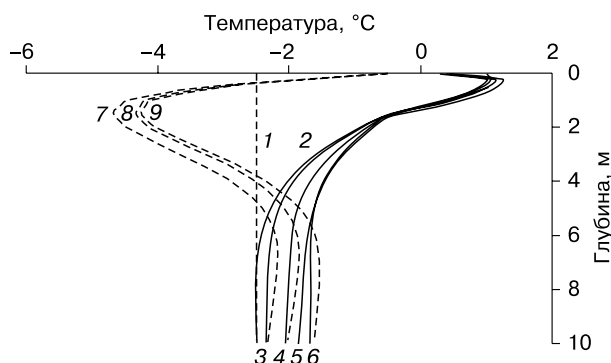


Рис. 1. Температура грунта к началу (2–6) и концу (1, 7–9) промерзания при толщине снежного покрова 0,4 м:

1 – начальное распределение температуры; 2 – 1-й год; 3, 7 – 2-й год; 4, 8 – 5-й год; 5 – 10-й год; 6, 9 – 50-й год.

ивания, приблизительно равной 1,55 м, не превышает 0,05 м.

При потеплении климата глубина протаивания может превысить глубину промерзания и начнется образование талика. На время начала образования талика и скорость опускания кровли мерзлоты (скорость деградации мерзлоты) в той или иной степени влияют следующие факторы: температурный режим и суммарная влажность/льдистость грунта, его теплофизические параметры, динамика потепления климата, динамика снегонакопления, параметры снежного покрова.

Снежный покров представляет собой эффективный теплоизолирующий слой, препятствующий выхолаживанию грунта. Численные эксперименты показали [Осокин и др., 2001], что только за счет разницы в условиях начала и интенсивности

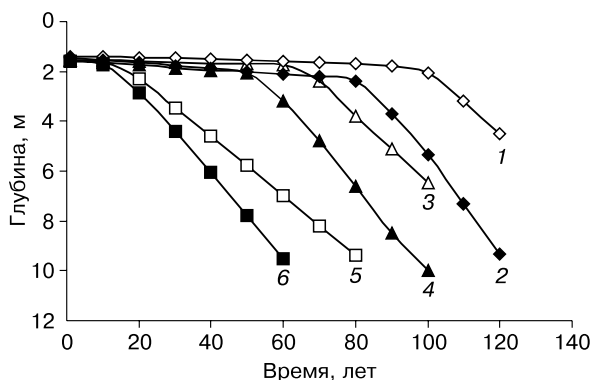


Рис. 2. Влияние толщины снежного покрова (h_s) и сценария потепления климата на протаивание грунта:

1, 2 – $h_s = 0,3$ м; 3, 4 – $h_s = 0,4$ м; 5, 6 – $h_s = 0,6$ м; 1, 3, 5 – первый сценарий; 2, 4, 6 – второй сценарий.

снегонакопления расчетная глубина промерзания грунтов может различаться в 2–3 раза, а при вариации вероятных значений его теплофизических параметров (плотность, коэффициент теплопроводности) – в 4–5 раз.

Снежный покров оказывает значительное влияние на время начала образования талика. Так, если при максимальной толщине снега 0,3 м образование талика по первому сценарию изменения климата начнется через $T_t = 85$ лет, то при толщине снега 0,4 и 0,6 м эта величина составит 55 и 13 лет. По второму сценарию изменения климата образование талика при максимальной толщине снега 0,3, 0,4 и 0,6 м начнется через 80, 50 и 8 лет соответственно.

Скорость деградации мерзлоты зависит и от сценария изменения климата (рис. 2). При влажности грунта 25 % и толщине снежного покрова 0,4 м скорость деградации мерзлоты составляет 0,12–0,14 м/год по первому сценарию и 0,17–0,19 м/год по второму.

Рост влажности грунта сокращает время начала образования талика. Это обусловлено тем, что из-за снежного покрова уменьшение глубины промерзания более значительное, чем глубины протаивания. Поэтому если при толщине снежного покрова 0,4 м и влажности грунта 25 % талик

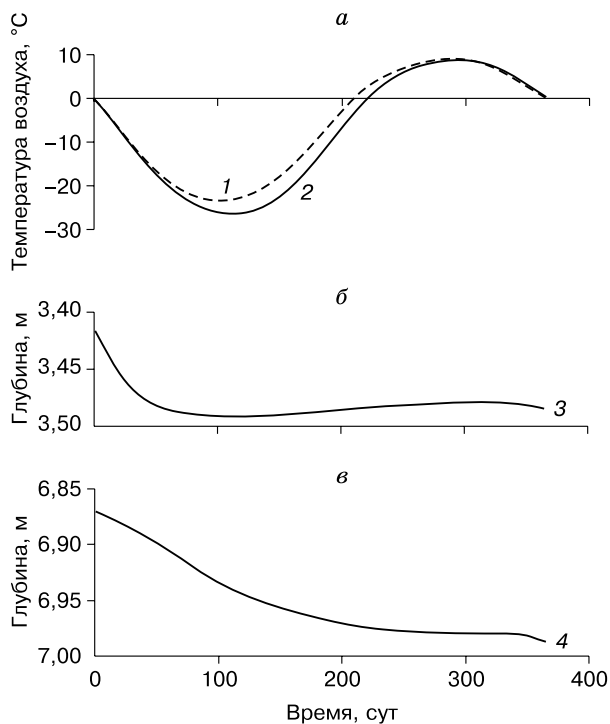


Рис. 3. Годовая динамика температуры воздуха (а) и кровли вечной мерзлоты (б, в) через 30 лет (2, 3) и 60 лет (1, 4) при толщине снежного покрова 0,6 м.

образуется через 50 лет, то при влажности 35 % образование талика начнется на 25 лет раньше. В то же время рост влажности грунта с 25 до 35 % приводит к уменьшению скорости деградации мерзлоты на 0,05 м/год. Расчеты показали, что если положение кровли мерзлоты через 60 лет при влажности грунта 35 и 25 % составляет 5,5 и 3,2 м соответственно, то на 90-й год это различие снижается и указанные величины составляют 9,7 и 8,5 м.

Наземный покров толщиной 0,1 м с коэффициентом теплопроводности 0,47 Вт/(м·град) снижает протаивание грунта в среднем на 0,4 м до начала формирования талика. Наличие наземного покрова увеличивает глубину промерзания на 0,1 м за счет меньшего прогревания грунта летом. Но одновременно наличие наземного покрова под снежным покровом снижает глубину промерзания также приблизительно на 0,1 м.

Динамика положения кровли вечной мерзлоты в течение 30 и 60 лет при толщине снежного покрова 0,6 м для первого сценария потепления климата представлена на рис. 3. При толщине талика несколько метров деградация мерзлоты происходит в основном в зимний период года за счет тепла, накопленного летом. В теплый период года происходит частичное восстановление мерзлоты и подъем ее кровли в результате промерзания талика снизу. При положении кровли вечной мерзлоты на глубине порядка 7 м подъема кровли практически не происходит (см. рис. 3).

Динамика нижней границы вечной мерзлоты определяется соотношением величин геотермического потока тепла и потока тепла в мерзлую толщу. Результаты проведенных расчетов показали, что за 100 лет изменения в положении нижней границы незначительны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численные эксперименты, проведенные по разработанной математической модели, показали значительное влияние снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата. При увеличении толщины снежного покрова происходит более раннее образование талика.

При толщине снежного покрова 0,4 м образование талика для суглинка влажностью 25 % произойдет на 30 лет раньше и на 45 лет позже, чем при толщине снежного покрова 0,3 и 0,6 м соответственно.

Скорость опускания кровли мерзлоты после образования талика составляет 0,1–0,2 м/год и зависит от влажности, температурного режима и теплофизических характеристик грунта, толщины снежного покрова, сценария изменения климата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-08063-офи_а) и научной школы (НШ-698.2003.5).

Литература

- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В.** Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 15–25.
- Берковский Б.М., Ноготов Е.Ф.** Разностные методы исследования задач теплообмена. Минск, Наука и техника, 1976, 144 с.
- Будак Б.М., Васильев Ф.П., Успенский А.Б.** Разностные методы решения некоторых краевых задач типа Стефана // Численные методы в газовой динамике: Сб. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 139–182.
- Вотяков И.Н.** Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск, Наука, 1975, 176 с.
- Гаврилова М.К.** Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск, Наука, 1981, 113 с.
- Горбунов А.П., Марченко С.С., Северский Э.В.** Реакция многолетне- и сезонномерзлых пород Северного Тянь-Шаня на изменения климата // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 1, с. 11–17.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А.** Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 22–34.
- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1961, 346 с.
- Общее мерзлотоведение (Геокриология)** / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978, 464 с.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. и др.** К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 1, с. 3–10.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. и др.** Роль снежного покрова в промерзании грунтов // Изв. РАН. Сер. геогр., 2001, № 4, с. 52–57.
- Павлов А.В.** Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. Новосибирск, Наука, 1980, 240 с.
- Павлов А.В.** Роль П.И. Мельникова в становлении и развитии геокриологических исследований в рамках государственных научно-технических программ России (1991–1995 гг.) // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 32–41.
- Павлов А.В.** Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, Наука, 1979, 284 с.
- Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С. и др.** Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на Севере России // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 30–39.
- Природные опасности России. Геокриологические опасности.** М., Изд. фирма „КРУК“, 2000, 316 с.
- Симонов В.В.** О влиянии внутригодовых межсезонных связей на термику грунтов в районах вечной мерзлоты // Метеорология и гидрология, 2000, № 5, с. 15–22.
- СНиП 2.02.04-88.** Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., ГУП ЦПП, Минстрой России, 1997, 52 с.
- Сосновский А.В.** Математическое моделирование промерзания грунта с учетом пространственно-временной изменчивости параметров снежного покрова // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 89, с. 30–35.
- Сосновский А.В.** Расчет оптимальной толщины слоя водноледовой смеси при намораживании льда на больших площадях // Материалы гляциол. исслед., 1984, вып. 50, с. 223–231.
- Хрусталев Л.Н.** Проблемы инженерной геокриологии на рубеже XXI века // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 1, с. 3–10.

Поступила в редакцию
17 ноября 2004 г.