

ВЛИЯНИЕ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГРУНТА

Н.И. Осокин, А.В. Сосновский

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Оценено влияние экстремальной динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта. В результате модельных расчетов установлено, что при разной динамике высоты снежного покрова и температуры воздуха различие в глубине промерзания сезонномерзлого грунта может превышать 50 %. Приведены карты экстремальной динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на территории России.

Температура воздуха, высота снежного покрова, экстремальные значения, промерзание грунта

IMPACT OF DYNAMICS OF AIR TEMPERATURE AND SNOW COVER THICKNESS ON THE GROUND FREEZING

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy

Institute of Geography, RAS, 119017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia; alexandr_sosnovskiy@mail.ru

An estimate of influence of the dynamics of extreme air temperature and snow cover thickness on the ground freezing has been given. The fulfilled model calculations have demonstrated that the different dynamics of snow cover thickness and air temperature gives the difference in the depth of frost penetration over 50 %. The maps of the dynamics of extreme air temperature and snow cover thickness have been worked out.

Air temperature, snow cover thickness, extreme values, ground freezing

ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата приводит к изменению термического режима грунтов и динамики их промерзания [Осокин и др., 2006]. При этом для сезонномерзлых грунтов изменяется и глубина промерзания. Ряд авторов связывают изменчивость термического режима грунта как с температурными вариациями, так и с высотой снежного покрова [Осокин и др., 2000]. В работе [Шерстюков, 2008] отмечается, что на Восточно-Европейской равнине преобладающее влияние на температуру грунтов оказывает температура воздуха, тогда как в Сибири – высота снежного покрова.

Наряду с изменением высоты снежного покрова скорость промерзания грунта существенно зависит от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности, снегонакопления в первой половине холодного периода. Так, небольшой снежный покров и низкие температуры воздуха в начале зимы способствуют быстрому промерзанию грунта [Павлов, 2008]. Поэтому важной характеристикой является высота снежного покрова в ноябре–декабре, когда в основном происходит промерзание сезонноталого слоя (СТС), а также ее соотношение с максимальной высотой снежного покрова. В Центральной Якутии на фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха с 1975 по 2000 г. уменьшилась высота снежного покрова, что существенно повысило ус-

тойчивость криолитозоны к потеплению климата [Скачков, 2001].

Анализируя влияние динамики температуры воздуха на скорость промерзания грунта, будем рассматривать суммы отрицательных суточных температур воздуха холодного периода. По сравнению со средней температурой воздуха холодного периода эти суммы более адекватно описывают влияние климатических изменений на скорость промерзания сезонноталого и сезонномерзлого грунта и глубину промерзания сезонномерзлого грунта. Например, при 5%-м различии средней отрицательной температуры холодного периода (за 2001–2010 гг.), равной $-7,4$ и $-7,8$ °С для метеостанций Онега и Баренцбург (Шпицберген), соответствующие суммы отрицательных температур, равные -1130 и -1910 °С [Осокин и др., 2012] различаются на 69 %, что обусловлено разной длительностью холодного периода.

Другой фактор, влияющий на скорость промерзания сезонноталого и сезонномерзлого грунта и изменчивость глубины промерзания сезонномерзлого грунта, – аномальное снегонакопление и экстремальные значения суммы отрицательных суточных температур воздуха в начале холодного периода.

Цель работы состоит в оценке влияния экстремальной динамики снегонакопления и отрица-

тельных температур воздуха на промерзание сезонномерзлого грунта и анализе таких климатических условий на территории России.

ВЛИЯНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГРУНТА

Рассмотрим влияние экстремальной динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на примере промерзания сезонномерзлого грунта. Математическая модель, предложенная в работах [Осокин и др., 2001; Сосновский, 2006; Osokin et al., 2000], позволяет учесть реальную изменчивость температуры воздуха и динамику снегонакопления, а также вариации теплофизических характеристик снега.

Распределение температуры в мерзлом слое горной породы рассчитывалось с учетом зависимости ее теплоемкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мерзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла.

Распределение температуры (T) в снежном покрове высотой $h_s(\tau)$ при $0 < z < h_s$ описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right). \quad (1)$$

В мерзлой и талой зонах распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности:

$$c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} = \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right), \quad (2)$$

$$c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} = \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right).$$

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

$$T_s|_{z=0} = T_f|_{x=0}, \quad (3)$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=0}.$$

На границе мерзлого и талого грунта (границе промерзания) принимается температура начала замерзания грунта $T_{f0} = 272,5$ °С. Условие Стефана имеет вид

$$\rho_w L \dot{w}_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}. \quad (4)$$

Эффективная объемная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды зависит от суммарной влажности:

$$c_{e,f}(T, w_{th}) = c_f(w_{th}) + L \rho_f \frac{\partial w_w(T)}{\partial T}. \quad (5)$$

Здесь z, x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мерзлой породе соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности; ρ – плотность; c – удельная теплоемкость; индексы s, f, th при параметрах относятся к снежному покрову, мерзлому и талому грунту; c_s, c_{th} – удельная теплоемкость снега и талого грунта; c_{ef} – эффективная удельная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды; L – теплота плавления льда; ξ – координата границы раздела фаз; w_1 – доля воды, замораживающей на границе талого и мерзлого грунта $w_1 = w_{th} - w_w$; w_{th} – суммарная влажность талого грунта; w_w – влажность мерзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамерзшей воды в грунте w_w определялась по графикам, приведенным в работе [Вотьяков, 1975], аппроксимируемым для суглинка экспоненциальной зависимостью вида $w_w = A_1 \exp(B_1(T - 273))$ при значениях коэффициентов $A_1 = 0,0834$ и $B_1 = 0,0476$.

Система уравнений (1)–(5) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега. Приняты следующие начальные и граничные условия.

На поверхности грунта (снежного покрова) при $x = 0$ задается условие теплообмена с атмосферой в виде

$$\lambda_{f(s)} \frac{\partial T_{f(s)}}{\partial x} = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn},$$

где Q_{th}, Q_e, Q_r, Q_{sn} – потоки тепла за счет конвективного теплообмена, испарения, эффективного излучения и солнечной радиации соответственно.

Табличные значения упругости водяного пара от температуры (воздуха и поверхности) аппроксимируются кусочно-линейными функциями $e_a = a_1 T + b_1$, где a_1, b_1 – коэффициенты. Это позволяет записать суммарный поток тепла в удобном для вычислений виде [Котляков и др., 2004]:

$$Q_\Sigma = \alpha_e (T_{f(s),0} - T_{ae}),$$

$$\alpha_e = \alpha (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_a/100)^3,$$

$$T_{ae} = \left[\alpha (T_a - 1,95 \cdot 10^{-2} (b_1 - e_a f)) + 19,9 (T_a/100)^4 + Q_{sn} \right] / \alpha_e,$$

где α_e, T_{ae} – приведенные значения коэффициента теплоотдачи и температуры воздуха; коэффициент

теплообмена для грунта принимается по формуле А.В. Павлова: $\alpha = v^{0.5}(7 + 7,2v^{-2})$, для снега – по формуле П.П. Кузьмина: $\alpha = 3,4 + 2,2v$ (v – скорость ветра, f – влажность воздуха); T_a , $T_{f(s),o}$ – температура воздуха и поверхности соответственно, К; e_a – упругость водяного пара в воздухе.

Коэффициент эффективной теплопроводности снега рассчитывался в зависимости от его плотности по формуле

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

полученной путем обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [Осокин и др., 2001].

Плотность (ρ , кг/м³) аппроксимируется автомами как функция высоты снега по формуле

$$\rho_s = 150h_s + 120.$$

Такая зависимость приблизительно соответствует средним многолетним значениям для ряда северных районов Западной Сибири, в частности для метеостанции Березово (код Всемирной метеорологической организации – 23631).

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

$$\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} = Q_g,$$

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

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Модельные расчеты проводились для суглинка плотностью 1400 кг/м³. Коэффициенты теплопроводности мерзлого (λ_f) и талого (λ_{th}) суглинка влажностью 25 % принимались равными 1,51 и 1,33 Вт/(м·°С) соответственно, а объемная теплоемкость $c_f = 2,06 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°С) и $c_{th} = 2,78 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°С). Количество незамерзшей воды на границе мерзлой и талой зон суглинка составило 11 %. Солнечная радиация не учитывалась.

Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха, скорость ветра 5 м/с, влажность воздуха 70 %, облачность 0,6. При расчетах задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха задана $\tau_{s0} = 8$ сут.

При расчетах приняты экстремальные варианты динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова (рис. 1, а, б). Для них характерны одинаковые максимальные значения высоты снега, водозапаса и термического сопротивления при разной динамике снегонакопления. Эти варианты различаются средними за холодный период значениями высоты, плотности и термического сопротивления снежного покрова. Расчеты проведены при разной динамике снегонакопления:

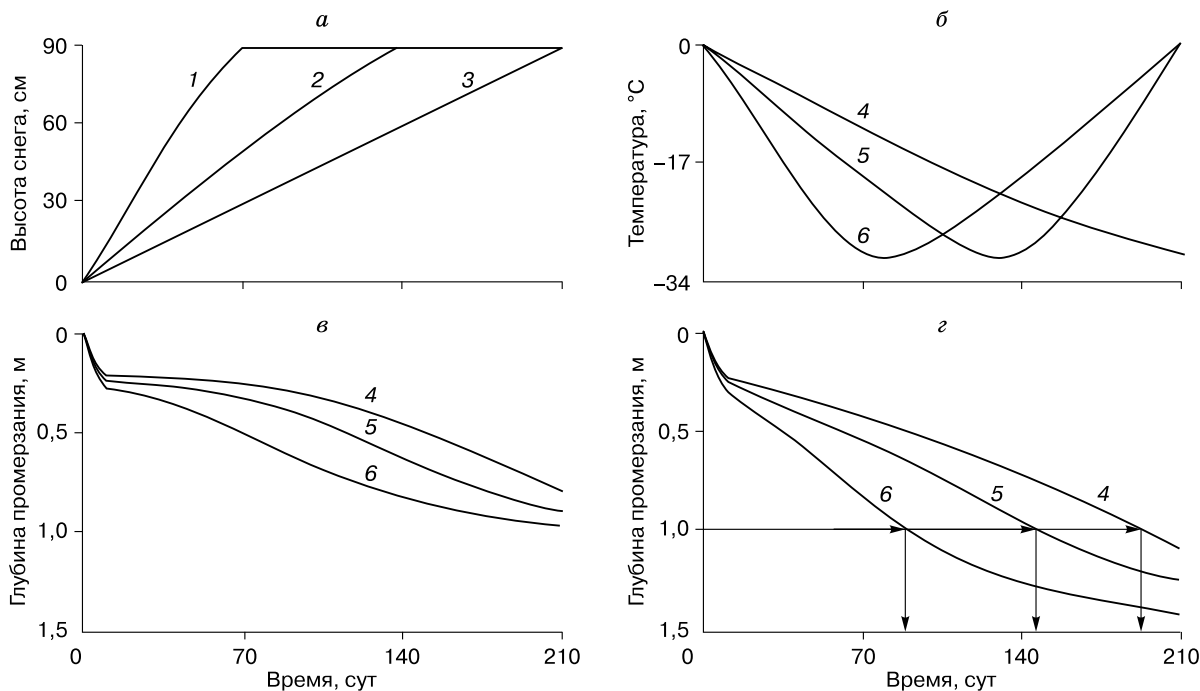


Рис. 1. Динамика высоты снега (а), отрицательной температуры воздуха (б) и глубины промерзания при максимальной высоте снега 90 см на 70-е сутки (в), на 210-е сутки (з).

При максимальной высоте снежного покрова на момент времени (t , сут): 1 – 70, 2 – 140, 3 – 210; при минимальной отрицательной температуре воздуха на момент времени (t , сут): 4 – 210, 5 – 140, 6 – 70. Стрелками показано определение времени промерзания грунта на глубину 1 м при изменении метеопараметров.

при максимальной высоте снежного покрова 45 и 90 см на моменты времени $\tau_{h_{max}} = 70, 140, 210$ сут (см. рис. 1, а).

Динамика температуры воздуха представлена на рис. 1, б, с минимальными значениями на моменты времени $\tau_{T_{min}} = 70, 140, 210$ сут. При этом средняя суточная температура холодного периода в рассмотренных случаях составляла примерно -15 °С. Температура грунта к началу периода промерзания принималась равной 2 °С по данным предварительных расчетов для нормальных климатических условий (при максимальной высоте снежного покрова в конце холодного периода и минимальной температуре воздуха в его середине). Расчеты показали, что при изменении температуры грунта к началу промерзания грунта на 1 °С глубина промерзания изменяется на $10-15$ см.

Численное решение приведенной выше системы уравнений, описывающей теплообмен в системе “атмосфера–снежный покров–подстилающая порода”, выполнялось методом конечных разностей с применением неявной разностной схемы для нелинейных задач теплопроводности с переменными коэффициентами. Задача промерзания решалась методом ловли фронта промерзания в узел фиксированной пространственной сетки с переменным шагом по времени, определяемым из условия перемещения границы фазового перехода на один узел сетки, и с переходом при необходимости на постоянный шаг по времени и переменный по пространственной сетке. На каждом временном шаге рассчитывались рост высоты снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мерзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. При этом если величина очередного шага по времени превышала предыдущее значение более чем на 10 %, то вводился фиксированный временной шаг и находилось промежуточное положение фронта замерзания между узлами пространственной сетки, от которого определялось дальнейшее продвижение фронта промерзания.

Результаты расчетов глубины промерзания грунта при максимальной высоте снега 90 см и динамике снегонакопления и температуры воздуха приведены на рис. 1, в, г. При минимальной температуре воздуха на $140(70)$ -е сутки ($\tau_{T_{min}}$) и естественном ходе снегонакопления (максимум высоты снежного покрова в конце зимы, $\tau_{h_{max}} = 210$) максимальная глубина промерзания составляет $\xi_{max} = 1,25(1,42)$ м. При экстремальной динамике снегонакопления (основная часть твердых осадков выпадает на момент $\tau_{h_{max}} = 70$) эти величины составят $\xi_{max} = 0,89(0,97)$ м. Различие в глубине промерзания порядка $40(47)$ %.

Результаты расчетов максимальной глубины промерзания при других параметрах приведены в таблице. При естественном распределении температуры воздуха ($\tau_{T_{min}} = 140$) и наибольшей высоте снежного покрова в конце холодного периода глубина промерзания для снежного покрова высотой 90 и 45 см составила $1,25$ и $1,76$ м. При этом если основное количество твердых осадков выпадет в первой половине зимы, то увеличится среднее термическое сопротивление снежного покрова и уменьшится глубина промерзания на 29 и 34 % при наибольшей высоте снега $h_{max} = 90$ и 45 см соответственно. Сравнение максимальной глубины промерзания при разной динамике температуры воздуха и толщины снежного покрова ($\tau_{T_{min}} = 210, \tau_{h_{max}} = 70$) относительно “естественного” их хода ($\tau_{T_{min}} = 140, \tau_{h_{max}} = 210$) показало, что различие в глубине промерзания достигает 36 и 39 % при $h_{max} = 90$ и 45 см соответственно. Более значительные различия глубины промерзания наблюдаются для экстремальных значений этих параметров при $\tau_{T_{min}} = 210, \tau_{h_{max}} = 70$ и $\tau_{T_{min}} = 70, \tau_{h_{max}} = 210$. В этих случаях различие в глубине промерзания составляет 78 и 85 % при $h_{max} = 90$ и 45 см.

Выполненный анализ показал, что экстремальные значения климатических параметров и их динамика в значительной степени влияют на промерзание сезонномерзлых грунтов. Аналогичный результат будет справедлив для участков талых грунтов в зоне прерывистой и островной мерз-

Максимальная глубина промерзания грунта при разных значениях высоты снега и климатических параметров

$\tau_{T_{min}}$, СУТ	$\tau_{h_{max}}$, СУТ	ξ_{max} , М		$\xi_{max}/\xi_{max}(\tau_{T_{min}} = 140, \tau_{h_{max}} = 210)$	
		$h_{max} = 90$ см	$h_{max} = 45$ см	$h_{max} = 90$ см	$h_{max} = 45$ см
210	70	0,80	1,07	0,64	0,61
210	140	0,92	1,27	0,74	0,72
210	210	1,08	1,54	0,87	0,88
140	70	0,89	1,17	0,71	0,66
140	140	1,06	1,45	0,85	0,82
140	210	1,25	1,76	1,00	1,00
70	70	0,97	1,27	0,78	0,72
70	140	1,20	1,64	0,96	0,93
70	210	1,42	1,98	1,14	1,13

лоты. По данным на рис. 1, z можно приблизительно оценить время промерзания сезонноталого грунта при максимальной высоте снежного покрова 90 см при различных метеопараметрах. Так, сезонноталый грунт толщиной 1 м при $\tau_{h_{max}} = 210$ сут промерзает за 95, 148 и 196 сут при $\tau_{T_{min}} = 70, 140, 210$ сут. Поэтому динамика метеопараметров также влияет на скорость и время промерзания сезонноталого грунта.

ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ДИНАМИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

При анализе климатических условий холодного периода года на территории России использовались данные ВНИИГМИ–МЦД (<http://www.meteo.ru>). При этом выбирались метеостанции на равнине с наличием маршрутной снегосъемки. Выбрано 110 метеостанций, в том числе все метеостанции арктической части криолитозоны. Данные по высоте снежного покрова по маршрутным снегосъемкам приводятся начиная с 1966 г., поэтому анализ температуры воздуха также проводился с 1966 г.

Рассмотрим отношение суммы отрицательных температур воздуха до 1 января к сумме отрицательных температур за холодный период (ΔT). Этой величиной характеризуется динамика суммы отрицательных температур воздуха. Максимальные значения ΔT за период 1966–2010 гг. представлены на рис. 2, *а*. Для районов Центральной и Восточной Сибири она не превышает 0,55, что не сильно отличается от средних многолетних значений, равных 0,40–0,44. Для европейской территории России (ЕТР) максимальные значения ΔT в основном превышают 0,6. В южных и юго-западных районах ЕТР в отдельные годы большая часть значений суммы отрицательных температур воздуха приходится на первую половину зимы, при этом глубина промерзания грунта будет наибольшей (см. рис. 1). Минимальные значения ΔT за период 1966–2010 гг. изменяются от 0 до 0,24 для районов ЕТР (см. рис. 2, *б*). Для районов восточнее р. Енисей эта величина не опускается ниже 0,32. Причем можно отметить, что за весь период 1966–2010 гг. не нашлось года, когда сумма отрицательных температур до января была ниже 1/3 общей суммы отрицательных температур. В юж-

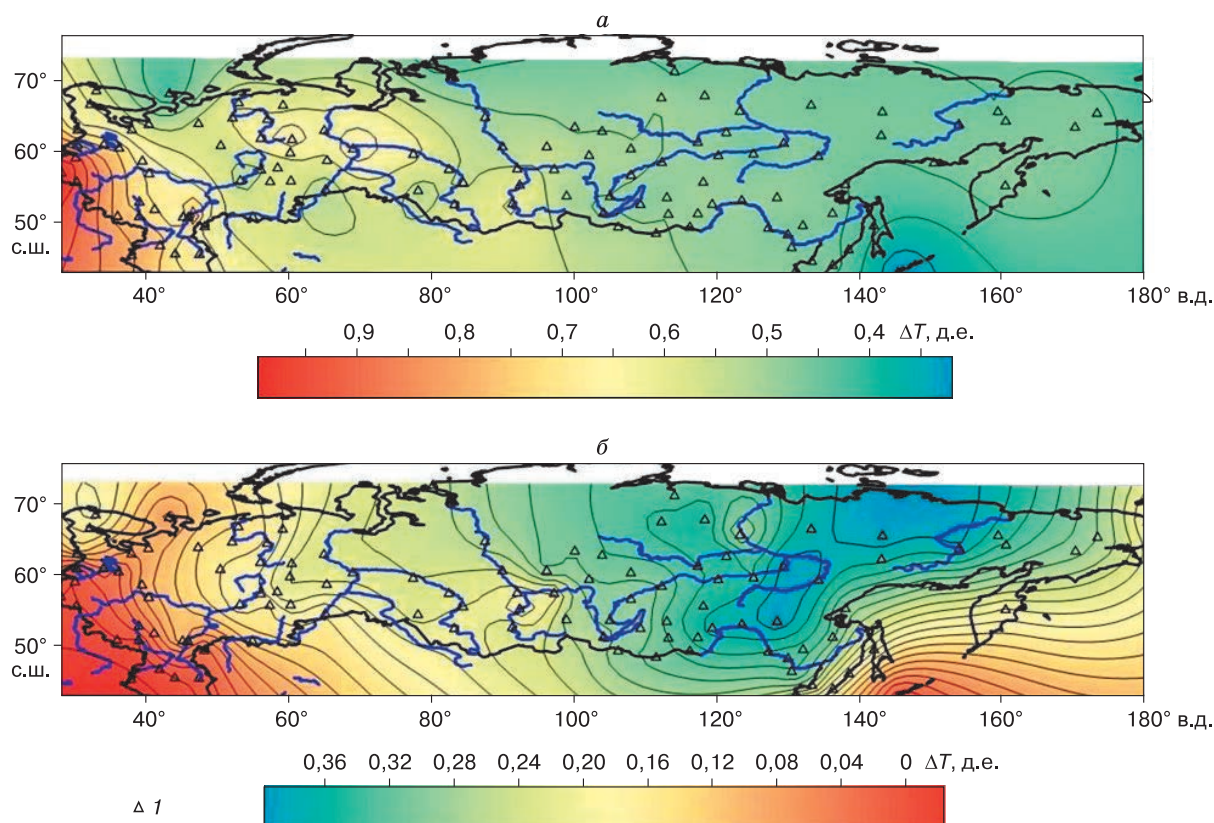


Рис. 2. Максимальные (*а*) и минимальные (*б*) отношения суммы отрицательных температур воздуха до 1 января к сумме отрицательных температур за холодный период (ΔT) в 1966–2010 гг.

1 – места расположения метеостанций.

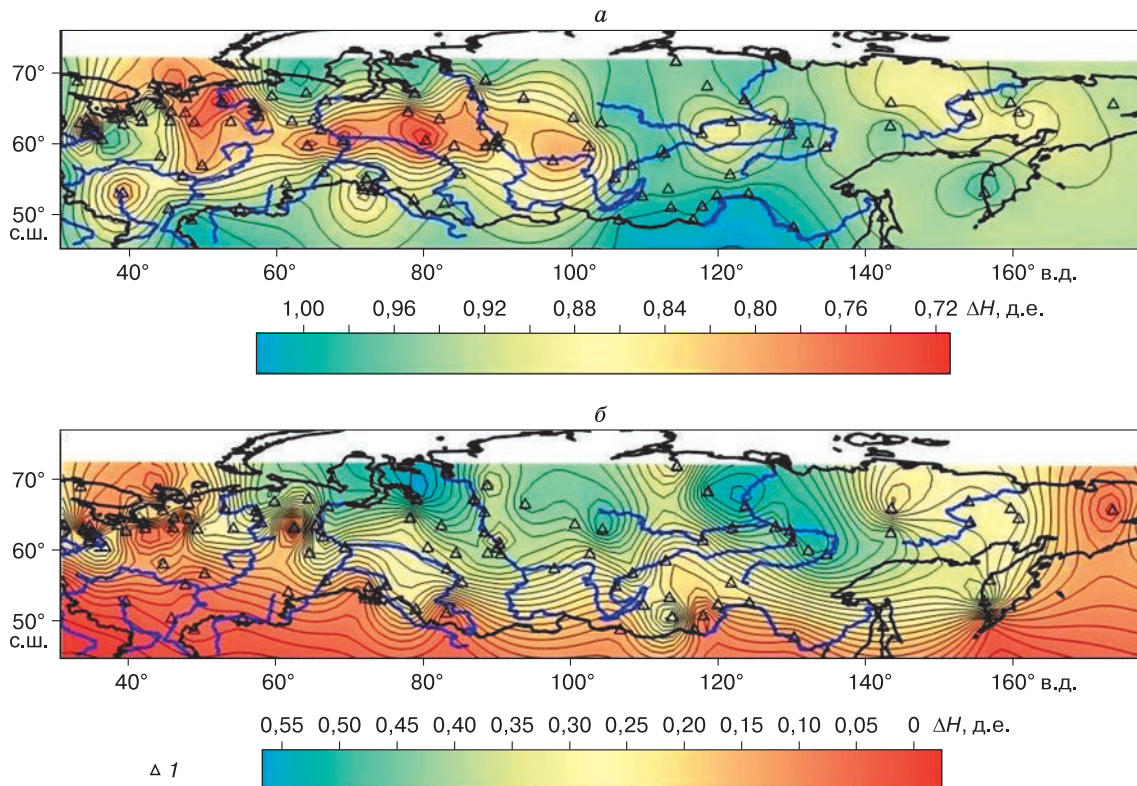


Рис. 3. Максимальные (а) и минимальные (б) отношения высоты снежного покрова до 1 января к максимальной высоте снежного покрова (ΔH) в 1966–2010 гг.

1 – места расположения метеостанций.

ных районах ЕТР в отдельные годы отрицательные температуры воздуха приходятся на вторую половину холодного периода года.

Динамика высоты снежного покрова определяется величиной ΔH , равной отношению высоты снежного покрова до 1 января, когда в основном происходит промерзание СТС, к максимальной высоте снежного покрова.

Максимальные значения ΔH за 1966–2010 гг. изменяются от 0,7 до 1,0 и приведены на рис. 3, а. В отдельные годы эта величина составляет 0,7 в бассейне р. Печора и 0,75 в среднем течении р. Обь. В южных районах Восточной Сибири есть годы, когда основная масса снега выпадает до 1 января. Минимальные значения ΔH за 1966–2010 гг. представлены на рис. 3, б. На большей части территории северных районов Евразии (за исключением западных районов ЕТР) величины ΔH не опускаются ниже 0,3. На ЕТР снежный покров в отдельные годы устанавливается в январе. Западнее р. Печора и в южных районах Сибири в отдельные годы до 1 января формируется 10–15 % максимальной высоты снежного покрова, что способствует увеличению глубины промерзания грунта.

Из-за небольшой высоты снега в этот период промерзание грунта, согласно расчетам, будет наибольшим.

Проведенный анализ изменчивости климатических параметров показал наличие экстремальной динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова практически на всей территории России.

ВЫВОДЫ

На основе модельных расчетов оценено влияние экстремальной динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта. Показано, что при разной динамике снегонакопления и температуры воздуха различие в глубине промерзания может превысить 50 %.

Анализ динамики климатических параметров, влияющих на промерзание грунта, выполнен на основе значений отношения суммы суточной отрицательной температуры воздуха до 1 января к сумме суточных отрицательных температур воздуха за холодный период и высоты снежного покрова до 1 января к максимальной высоте снежного покрова.

На территории России максимальные значения ΔT за период 1966–2010 гг. изменяются от 0,35 до 0,95, а минимальные – в пределах 0–0,35.

Максимальные значения ΔH за период 1966–2010 гг. изменяются от 0,7 до 1,0. В районах Восточной Сибири есть годы, когда основная масса снега выпадает до 1 января. Минимальные значения ΔH за 1966–2010 гг. изменяются от 0 до 0,65. Западнее р. Печора и в южных районах Сибири в отдельные годы до января формируется 10–15 % максимальной высоты снежного покрова, что должно увеличить глубину промерзания грунта.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ИГ РАН, 77 (№ 01201352476).

Литература

- ВНИИГМИ–МЦД** [сайт]. URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения: 21.03.2013).
- Вотяков И.Н.** Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии / И.Н. Вотяков. Новосибирск, Наука, 1975, 176 с.
- Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Математическое моделирование тепломассообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 1, с. 78–83.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А.** О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 88, с. 41–45.
- 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.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.** Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр., 2006, № 4, с. 40–46.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р. и др.** Климатические изменения и возможная динамика многолетне-мерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // Лед и снег, 2012, № 2 (118), с. 115–120.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 230 с.
- Скачков Ю.Б.** Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Якутск, 2001, 25 с.
- Сосновский А.В.** Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 83–88.
- Шерстюков А.Б.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.
- Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.** Model of the influence of snow cover on soil freezing // Ann. Glaciol., 2000, vol. 31, p. 417–421.

*Поступила в редакцию
31 октября 2013 г.*