

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46+551.345

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>

Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата

© 2019 г. А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change

A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received February 19, 2019 / Revised April 16, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *climate changes, depth of soil freezing, liquid precipitation, mathematical modeling, snow cover, thaws, thermal conductivity.*

Summary

Thaw and liquid precipitation retard cooling of snow cover and soil surface and so may be a factor of heating. This slows down the soil freezing due to more active freezing of the wet snow, and, thus, promotes cooling and re-cooling of the soil. However, there are a number of factors which intensify the soil freezing after thaw. With thaw, the thickness of the snow cover decreases, and its density increases. In addition, after freezing wet snow improves the contact between the ice crystals, which increases the hardness and thermal conductivity of the snow. As a result, after the thaw, the thermal protection ability of the snow decreases, and this can accelerate freezing of the soil. The dynamics of snow accumulation in Russia is considered in the paper. Using data obtained in the Western Svalbard, we demonstrate the increase in the number of thaws and liquid precipitation and influence of them on the snow cover and soil freezing. The influence of thaw on the growth of thermal resistance of snow cover is also considered. Calculations have shown that in the absence of a thaw, the depth of soil freezing is 1.26 m. With a thaw lasting 10 days, which begins on the 40th day from the start of soil freezing, the depth of freezing is reduced down to 1.2 m without considering changes in snow cover. When taking into account changes in the thermal resistance of snow cover, the depth of soil freezing by the end of the cold period increases up to 1.32 cm. With a thaw in the mid-winter, i.e. on the 70th day, the depth of freezing decreases down to 1.22 m, that is smaller than the depth of freezing without thaw. This scenario is in accordance with changes in snow accumulation dynamics under the present-day climate, as in many areas most of the solid precipitation falls in the first half of the cold period. As a result, for a period after a thaw the smaller volume of snow will be deposited, and this will retard increasing in thermal resistance of the snow cover.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2019. 59 (3): 475–482. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>.

Поступила 19 февраля 2019 г. / После доработки 16 апреля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *глубина промерзания грунта, жидкие осадки, климатические изменения, математическое моделирование, оттепели, снежный покров, теплопроводность.*

Рассмотрено влияние климатических изменений на динамику снегонакопления, оттепели и жидкие осадки за холодный период на Западном Шпицбергене. На основе математического моделирования и численных экспериментов определена глубина промерзания грунта при формировании оттепели в разный период времени.

Введение

Следствие климатических изменений — деградация многолетнемёрзлых пород (ММП), которая приводит к многочисленным авариям в инфра-

структуре промышленных объектов и населённых пунктов, а также к нарушениям в функционировании природных экосистем [1–4]. Весомый параметр, влияющий на состояние ММП, — снежный покров [5–8]. Климатические изменения

действуют на пространственную и временную изменчивость снежного покрова [9, 10], определяя его характеристики и теплозащитные свойства. Наряду с повышением температуры воздуха и увеличением частоты экстремальных явлений, климатические изменения вызывают рост числа оттепелей, количества жидких осадков и их интенсивность [11, 12]. В районах распространения ММП, в частности на архипелаге Шпицберген, это может ухудшить условия выхолаживания грунта, нагрев поверхности ММП до нулевых температур и возможную их деградацию [12]. Первая реакция на оттепель — повышение температуры снежного покрова и его возможное таяние. Поскольку снежный покров представляет собой промежуточное звено во взаимодействии приземного атмосферного воздуха и грунта, его дальнейшее изменение во многом определяет термическое состояние грунта [13].

На окружающую среду влияют жидкие осадки во время оттепелей [14, 15]. В работе [12] приведены полевые измерения и численное моделирование влияния жидких осадков в зимний период на температуру поверхности земли на Западном Шпицбергене. Во время таких событий дождевая вода просачивается в основание снежного покрова, где она замерзает и выделяет скрытую теплоту льдообразования. Так, в зимний сезон 2005/06 г. от 20 до 50% осадков выпадали зимой в виде дождя, что поддерживало температуру поверхности на уровне 0 °C несколько недель. Измеренная средняя температура поверхности земли в заснеженный период составляла -0,6 °C, несмотря на то, что температура поверхности снега в среднем равна -8,5 °C. Сохранение таких условий в течение 3–5 лет приведёт к образованию талика. В то же время небольшое количество осадков незначительно влияет на температуру поверхности земли.

Оттепели могут оказывать на грунт разнонаправленное действие. При небольшой толщине снега оттепели и жидкие осадки приводят к нагреву снежного покрова и поверхности грунта до 0 °C. Такая температура может сохраняться как в течение оттепели, так и в период промерзания влажного снега после оттепели. Это задерживает выхолаживание грунта из-за необходимости промерзания влажного снега, его охлаждения, повторного охлаждения приповерхностного слоя грунта до состояния перед от-

тепелью. В итоге условия выхолаживания грунта ухудшаются из-за затрат атмосферного холода на охлаждение снежного покрова и выход на термический режим грунта до оттепели.

Наряду с этим есть ряд факторов, улучшающих промерзание грунта после оттепели. Так, при оттепели уменьшается толщина снежного покрова и увеличивается его влажность. При этом часть воды аккумулируется на границе между кристаллами льда. При промерзании снежного покрова возрастёт его плотность и увеличится площадь контакта между ледяными кристаллами. Часть насыщенного водой снежного покрова может сформировать ледяные слои с высокой теплопроводностью. Кроме того, улучшение контактов между кристаллами льда у промёрзшего влажного снега приводит к росту твёрдости и теплопроводности снега [16]. В результате после оттепели снизится термическое сопротивление снежного покрова, которое определяет его теплозащитную способность, и может ускориться выхолаживание грунта.

Важный параметр оттепелей, влияющий на состояние снежной толщ и термический режим грунта, — время их образования. Когда оттепель происходит в марте–апреле, изменение теплозащитных свойств снежной толщ незначительно влияет на термическое состояние грунта, если только это не экстремальная оттепель с большим количеством жидких осадков, проникающих до поверхности грунта. Оттепель в начале холодного периода влияет на нижние слои снежного покрова и не затрагивает вышележащий снег, выпавший в дальнейшем. Поэтому при оценке влияния оттепели на состояние грунта актуален анализ динамики снегонакопления при современных климатических изменениях [10]. Цель исследований — оценка влияния оттепели на термическое сопротивление снежного покрова и глубину промерзания грунта.

Климатические изменения и оттепели

Климатические изменения рассмотрим на примере метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген). Как уже отмечалось, на термическое сопротивление снежного покрова и промерзание грунта влияют оттепели и жидкие осадки. Повышение отрицательных температур возду-

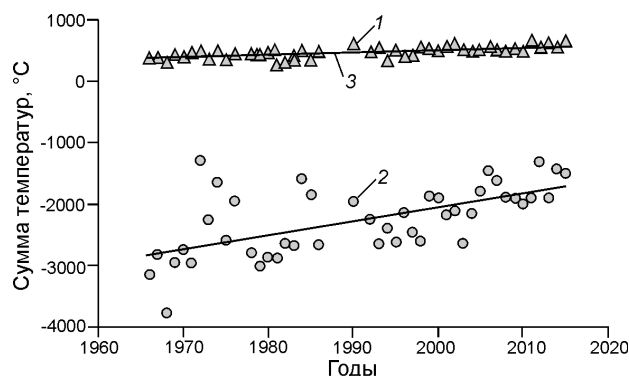


Рис. 1. Сумма положительных (1) и отрицательных (2) температур воздуха по данным метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген); 3 – тренд

Fig. 1. The sum of positive (1) and negative (2) air temperatures according to Barentsburg meteorological station (West Spitsbergen); 3 – the trend

ха на архипелаге Шпицберген (рис. 1) привело к росту числа дней с оттепелями и суммы жидких осадков за холодный период (рис. 2). Предполагалось, что оттепели и жидкие осадки соответствуют положительной средней суточной температуре воздуха. Поэтому определяли число суток с положительной средней суточной температурой воздуха и величину осадков за эти периоды, а затем проводили их суммирование за холодный период.

Тренд суммы положительной и отрицательной температур воздуха составляет соответственно

$$y = 4,2779x - 8031,6, R^2 = 0,4685 \text{ и}$$

$$y = 22,822x - 47693, R^2 = 0,3783,$$

где R – величина достоверности аппроксимации. Это приблизительно соответствует росту средней суточной положительной температуры воздуха за 10 лет на $0,36^\circ\text{C}$ и средней суточной отрицательной температуры воздуха на $0,93^\circ\text{C}$. Статистическая значимость трендов оценена на основе t -критерия Стьюдента при уровне значимости 95%. Для трендов сумм положительных и отрицательных температур воздуха расчётный t -критерий составляет 6,2 и 5,1 соответственно, что больше критического значения t -критерия для значимости 95%, которая составляет $t_5 = 2,0$. Поэтому эти тренды статистически значимы.

Суммарная продолжительность оттепелей и количество жидких осадков за холодный период 1973–2013 гг. представлены на рис. 2, а и б. Тренды продолжительности оттепелей и количества жидких осадков во время оттепелей имеют поло-

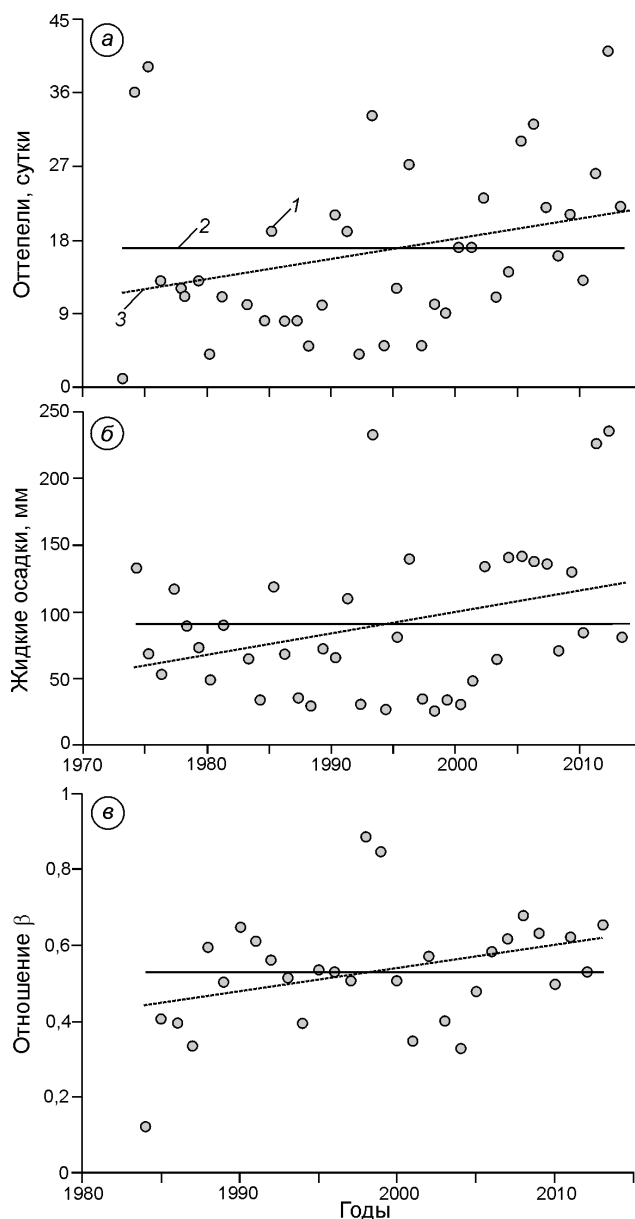


Рис. 2. Число дней с оттепелью (а), количество жидких осадков за холодный период (б) и величина β – отношение толщины снежного покрова на 1 января к максимальной толщине снежного покрова (в): 1 – данные метеостанции Баренцбург; 2 – среднее многолетнее значение; 3 – тренд

Fig. 2. Number of days with thaw (a) and sum of liquid precipitation (б) during the cold period and the value of β – the ratio of snow depth until January 1 to the maximum snow depth (в): 1 – data of Barentsburg weather station; 2 – average long-term value; 3 – the trend

жительную направленность. Рост суммарной продолжительности оттепелей за холодный период 1973–2013 гг. составил от 11 до 21 суток, а количе-

ство жидких осадков увеличилось с 57 до 121 мм. Согласно рис. 2, а и б, после 2000 г. резко увеличилось число оттепелей и сумм жидких осадков за холодный период. Так, тренд продолжительности оттепелей за период 1973–2013 гг. составляет $y = 0,2493x - 480,62$ ($R^2 = 0,0855$ – рост суммарной продолжительности оттепелей 0,25 суток в год). Тренды продолжительности оттепелей и величины жидких осадков не достигают уровня значимости 95% за весь рассматриваемый период.

С 2000 по 2013 г. продолжительность оттепелей существенно возросла – $y = 0,7759x - 1535,3$ $R^2 = 0,1531$ – и составила 0,78 суток в год. Наряду с увеличением продолжительности оттепелей после 2000 г., произошёл рост зимних осадков. Тренды за периоды 1973–2013 и 2000–2013 гг. следующие:

$$y = 1,6013x - 3102,4; R^2 = 0,1105 \text{ и}$$

$$y = 7,5282x - 14989; R^2 = 0,2678.$$

Согласно линейному тренду, количество зимних осадков за 1973–2013 гг. увеличилось с 57 до 121 мм, тогда как за период 2000–2013 гг. – с 67 до 165 мм. При этом тренды числа суток оттепелей и величины жидких осадков за периоды 2000–2013 гг. статистически значимы.

Экстремальные значения наибольшей продолжительности оттепелей за холодный период (Западный Шпицберген) приходятся на 2012 г. (41 сутки и 236 мм жидких осадков). Так, в конце января 2012 г. после жидких осадков толщина снега снизилась с 117 см до 91 см. Только за сутки 29 января 2012 г. толщина снежного покрова уменьшилась на 16 см при 27 мм жидких осадков. В районе пос. Баренцбург толщина льда на грунте превысила 10 см. Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта.

Глубина промерзания грунта зависит также от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности от динамики снегонакопления в первой половине холодного периода [17]. Достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта. Поэтому важная характеристика снежного покрова, влияющая на промерзание грунта, – отношение толщины снега до января к его максимальной толщине – величина

β , которая в определённой степени показывает динамику толщины снежного покрова. В работе [10] рассчитаны средние значения величины β за 2001–2010 гг. на территории России. Величина β определялась на 1 января за каждый год, а затем проводилось осреднение. Расчёты показали, что в Сибири до 1 января толщина снежного покрова составляет более половины своего максимального значения. На большей части Европейской территории России, за исключением северо-восточных районов, величина β не превышает 45%. В бассейне р. Лена и в Читинской области до января выпадает до 70–80% твёрдых осадков. Изменение величины β за период 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. показывает смену динамики снегонакопления [10]. Если в районах восточнее р. Лена, в Забайкалье и бассейне р. Индигирка, величина β увеличилась, то на Европейской территории России и в бассейне р. Обь она снизилась на 20–40%. Снижение до 15% отмечено в районах Западной Якутии и в бассейне Енисея. В случае падения величины β глубина промерзания грунта растёт.

При анализе влияния оттепели на термическое сопротивление снежного покрова видно, что, чем значительнее величина β , тем большая часть снежной толщ будет преобразована под влиянием оттепели и более значимым будет снижение термического сопротивления снежного покрова. По данным метеостанции Баренцбург величина β увеличилась, согласно линейному тренду ($y = 0,0061x - 11,724$, $R^2 = 0,1255$), с 0,38 до 0,56 с 1984 по 2013 г. (см. рис. 2, в), тогда как за период с 2000 по 2013 г. эта величина, согласно линейному тренду ($y = 0,0158x - 31,167$, $R^2 = 0,351$), изменилась с 0,43 до 0,64, и тренд за этот период статистически значим. При этом с учётом переноса метеостанции Баренцбург на новое место оценка величины β проводилась с 1984 г.

Влияние оттепели на снежный покров

Рост числа оттепелей и суммы жидких осадков за холодный период приводит к таянию снежного покрова, уменьшению его толщины и повышению влажности. Наличие жидких осадков вызывает дополнительный рост влажности снега. При небольшой толщине снежного покрова его температура повышается до 0 °С, что

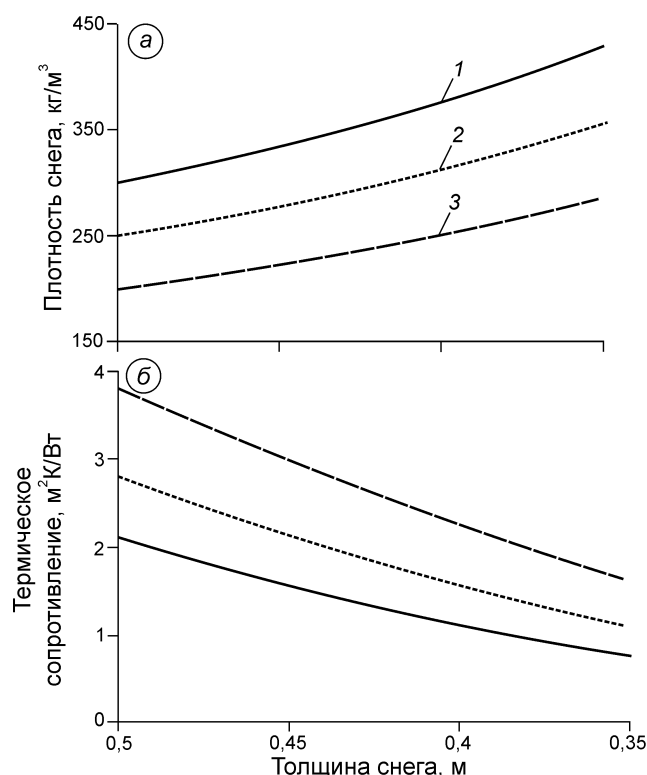


Рис. 3. Плотность (а) и термическое сопротивление (б) снежного покрова при таянии снега при начальной плотности снега, кг/м³:
1 – 300; 2 – 250; 3 – 200

Fig. 3. Density (a) and thermal resistance (b) of snow cover during snow melting at the initial snow density, kg/m³:
1 – 300; 2 – 250; 3 – 200

замедляет или останавливает промерзание грунта. При оттепели снижается толщина снежного покрова и увеличивается его плотность. Так, при сохранении в снежном покрове талой воды (за счёт таяния снега и без жидких осадков) плотность возрастает в соответствии с рис. 3, а. При промерзания влажного снега термическое сопротивление снежного покрова $R_s = h/\lambda$ (h – толщина снега; λ – коэффициент теплопроводности снега) может значительно уменьшиться (см. рис. 3, б) из-за снижения толщины и увеличения плотности снега. При этом термическое сопротивление может снизиться более чем вдвое, что в дальнейшем будет способствовать промерзанию и выхолаживанию грунта.

Расчёт коэффициента теплопроводности снега проводился по формуле [17]

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

где ρ – плотность снега, кг/м³.

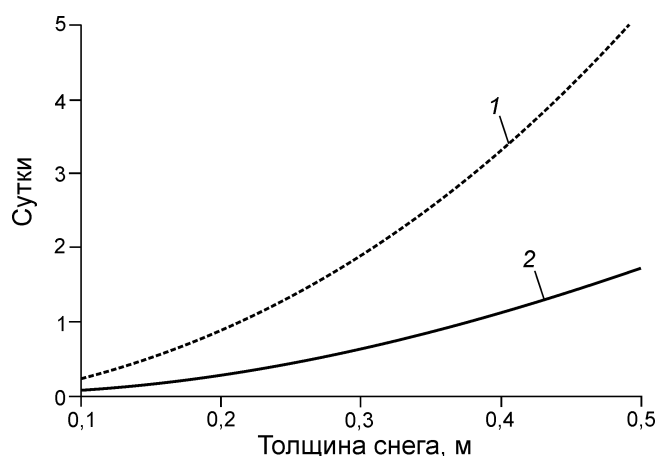


Рис. 4. Время промерзания снега плотностью 300 кг/м³ и влажностью, %:
1 – 15; 2 – 5. Скорость ветра 3 м/с, температура воздуха –15 °С

Fig. 4. Time of freezing snow at the density of 300 kg/m³ and wetness, %:
1 – 15; 2 – 5. Wind speed 3 m/s, air temperature –15 °С

При снижении толщины снежного покрова с 50 до 40 см (во время оттепели) его плотность увеличивается с 250 до 313 кг/м³ за счёт аккумуляции талой воды при условии сохранения водозапаса (см. рис. 3, а). Снижение толщины и рост плотности снега приводят к уменьшению термического сопротивления снежного покрова с 2,8 до 1,7 м²К/Вт. После оттепели часть времени будет потрачена на промерзание влажного снега. Так, при температуре воздуха –15 °С для промерзания снега толщиной 0,4 м, плотностью 300 кг/м³ и влажностью 15% потребуется 3,3 суток (рис. 4). При влажности снега 5% это время составит около одних суток. Таким образом, снег с небольшой влажностью достаточно быстро промерзает.

Результаты расчётов

Для оценки влияния оттепели на промерзание грунта выполнены численные эксперименты. Расчёты проводили по математической модели промерзания грунта под снежным покровом, рассмотренной в работе [17]. Для расчётов приняты средняя за пять месяцев температура воздуха –15 °С, которая изменяется по синусоиде (с минимальным значением –23 °С), и максимальная толщина снега 0,5 м (при постоянной динамике снегонакопления). Пред-

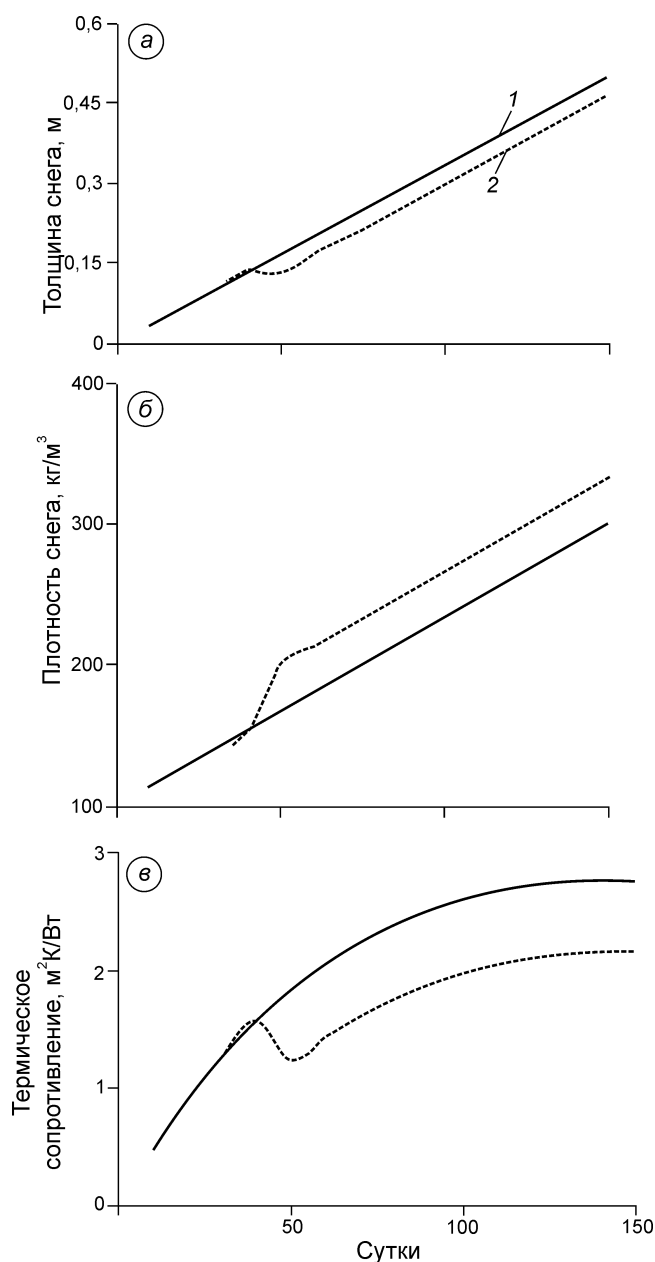


Рис. 5. Толщина (а), плотность (б) и термическое сопротивление (в) снежного покрова без оттепели (1) и при оттепели (2) продолжительностью 10 суток с 40-х до 50-х суток

Fig. 5. Thickness (a), density (б) and thermal resistance (в) of snow cover without a thaw (1) and taking into account a thaw (2) during 10 days with the 40th to the 50th day

полагалось наличие оттепели длительностью 10 суток, начиная от 40-х суток с начала наступления отрицательных температур воздуха. При расчётах приняты следующие изменения толщины, плотности и термического сопротивления снежного покрова на 50-е сутки без отте-

пели (в скобках — при оттепели): 16,7 (13,3) см; 167 (200) кг/м³; 1,84 (1,24) м²К/Вт (рис. 5).

В итоге к концу холодного периода — на 150-е сутки — за счёт оттепели и жидких осадков толщина снега уменьшилась с 50 до 46 см, а плотность увеличилась с 300 до 333 кг/м³. При оттепели сумма отрицательных температур градусо-суток сократилась на 190 градусо-суток, или на 8,4%, к концу холодного периода, тогда как среднее за 150 суток значение термического сопротивления уменьшилось с 2,76 до 2,17 м²К/Вт — на 27%. При этом тепловой поток через снежный покров приблизительно прямо пропорционален температуре воздуха и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова.

Расчёты показали, что глубина промерзания грунта влажностью 30% составляет 1,26 м. При оттепели глубина промерзания снижается за счёт роста суммы отрицательных температур. Так, при оттепели длительностью 10 суток на 40-е сутки (без изменения толщины и плотности снега, только с изменением температуры воздуха) глубина промерзания снижается до 1,2 м. Однако при учёте снижения термического сопротивления снежного покрова (при оттепели на 40-е сутки) глубина промерзания грунта увеличивается до 1,32 м. При оттепели продолжительностью 10 суток в середине зимы — на 70-е сутки — глубина промерзания снизится до 1,17 м при учёте только изменения температуры воздуха. Учёт таяния и уплотнения снега увеличивает промерзание грунта до 1,22 м, что меньше, чем глубина промерзания без оттепели.

Результаты расчётов показали, что при оттепели в первой половине холодного периода может увеличиться глубина промерзания грунта из-за снижения термического сопротивления снежного покрова. Этому сценарию будет способствовать изменение динамики снегонакопления при современном климате, так как всё большая часть твёрдых осадков выпадает в первой половине холодного периода. В результате меньшая часть осадков выпадает во второй части зимы и меньше свежего рыхлого снега отложится за период после оттепели. Поэтому при оттепелях в первой половине холодного периода большая часть снежного покрова будет подвержена её влиянию, что приведёт в дальнейшем к снижению термического сопротивления снежного покрова.

Заключение

Анализ данных по метеостанции Баренцбург показал, что в результате современных климатических изменений растёт число оттепелей, количество и интенсивность выпадающих жидких осадков, изменяется и динамика снегонакопления. Оттепели и жидкие осадки приводят к прогреву снежного покрова и приповерхностного слоя грунта. Вместе с тем воздействие оттепелей уменьшает толщину снега, повышая его плотность и теплопроводность, что снижает термическое сопротивление снежного покрова и его теплозащитные свойства.

Расчёты показали, что при оттепели в первой половине зимы возможен рост глубины промерзания грунта из-за снижения термического сопротивления снежного покрова. Этому сценарию способствует изменение динамики снегонакопления при современном климате. Так, во многих районах всё большая часть твёрдых осадков выпадает в первой половине холодного периода. Поэтому при оттепели в этот период большая часть снежного покрова будет подвержена её влиянию, что приведёт к снижению термического сопротивления снежного покрова в дальнейшем. В результате во второй части зимы выпадет меньшая часть осадков и меньше свежего рыхлого снега отложится за период после оттепели. При расчётах не учитывался эффект роста твёрдости снега при промерзании влажного снега, который связан с ростом коэффициента теплопроводности снега. Учёт этого фактора будет способствовать лучшему выхолаживанию грунта.

В работе А.В. Павлова [18] отмечается эффект саморегуляции в снежном покрове при по-

теплении климата: при росте температуры снега увеличивается вклад диффузии водяного пара в коэффициент теплопроводности, что в какой-то степени компенсирует рост температуры воздуха при потеплении и способствует охлаждению грунта. Также рост числа оттепелей вызывает снижение термического сопротивления снежного покрова и может в определённой степени компенсировать повышение отрицательных температур воздуха и влияние оттепелей на промерзание грунта.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка и анализ архивных материалов — по проекту РФФИ 17-55-80107 БРИКС_a; численные эксперименты и их анализ — при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067; экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген — при финансовой поддержке госзадания и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgments. The mathematical modeling was carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing and analysis of experimental data were carried out according to the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) 17-55-80107 BRICS_a project; numerical experiments and their analysis was supported by the RFBR, grant No 18-05-60067; field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. Etzelmuller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbrot H., Benestad R. Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 67–79. doi: 10.5194/tc-5-67-2011.
2. Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D. Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska // *Arctic, Antarctic, Alpine Research*. 2000. V. 32. № 3. P. 303–315.
3. Jorgenson M.T., Racine C.H., Waiters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska // *Climate Change*. 2001. № 48. P. 551–579.

References

1. Etzelmuller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbrot H., Benestad R. Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*. 2011, 5: 67–79. doi: 10.5194/tc-5-67-2011.
2. Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D. Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska. *Arctic, Antarctic, Alpine Research*. 2000, 32 (3): 303–315.
3. Jorgenson M.T., Racine C.H., Waiters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climate Change*. 2001, 48: 551–579.

4. Yoshikawa K., Hinzman L. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost // *Permafrost Periglacial Process*. 2003. № 14. P. 151–160.
5. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // *Тр. Ин-та географии АН СССР*. Вып. 40. 1948. С. 64–75.
6. 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.
7. Yonghong Yi, John S. Kimball, Richard H. Chen, Mahta Moghaddam, Charles E. Miller. Sensitivity of active-layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska // *The Cryosphere*. 2019. № 13. P. 197–218. doi.org/10.5194/tc-13-197-2019.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (52). С. 115–120.
9. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2010. № 1 (109). С. 43–57.
10. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // *Лёд и Снег*. 2014. Т. 54. № 4. С. 72–80.
11. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM // *Climate Dynamics*. 2002. № 19. P. 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
12. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 945–959.
13. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2013. Т. 53. № 4. С. 52–59.
14. Rennert K., Roe G., Putkonen J., Bitz C. Soil thermal and ecological impacts of rain on snow events in the circumpolar Arctic // *Journ. of Climate*. 2009. № 22. P. 2302–2315.
15. Putkonen J., Roe G. Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival // *Geophys. Research Letters*. 2003. № 30 (4). P. 1188. doi: 10.1029/2002GL016326.
16. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
17. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
18. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 230 с.
4. Yoshikawa K., Hinzman L. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost. *Permafrost Periglacial Process*. 2003, 14: 151–160.
5. Richter G.D. Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom protsesse. The role of snow cover in the physical-geographical process. *Trudy Instituta geografii AN SSSR*. Proc. of the Institute of Geography, USSR Academy of Sciences. 1948, 40: 64–75. [In Russian].
6. Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
7. Yonghong Yi., John S. Kimball, Richard H. Chen, Mahta Moghaddam, Charles E. Miller. Sensitivity of active-layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska. *The Cryosphere*. 2019, 13: 197–218. doi.org/10.5194/tc-13-197-2019.
8. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A., Lavrentiev I.I. Climatic change and dynamics of the permafrost on Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (52): 115–120. [In Russian].
9. Shmakin A.B. Climatic characteristics of snow cover of Northern Eurasia and their variation in the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1 (109): 43–57. [In Russian].
10. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 72–80. [In Russian].
11. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*. 2002, 19: 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
12. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*. 2011, 5: 945–959.
13. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. [In Russian].
14. Rennert K., Roe G., Putkonen J., Bitz C. Soil thermal and ecological impacts of rain on snow events in the circumpolar Arctic. *Journ. of Climate*. 2009, 22: 2302–2315.
15. Putkonen J., Roe G. Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. *Geophys. Research Letters*. 2003, 30 (4): 1188. doi: 10.1029/2002GL016326.
16. Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352. [In Russian].
17. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
18. Pavlov A.V. *Monitoring of Permafrost*. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 230 p. [In Russian].