НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 70–77 http://www.izdatgeo.ru

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.578.46+551.345+631.436

ТЕРМИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЕГО ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов, П.Р. Накалов

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

Рассмотрена пространственно-временная изменчивость термического сопротивления снежного покрова для ряда районов Красноярского края и Республики Коми. Проведена корреляция глубины промерзания грунта с высотой снежного покрова и его термическим сопротивлением. Дан анализ влияния параметров снежного покрова и грунта на глубину промерзания. Оценено влияние текстуры снежного покрова и слоев глубинной изморози на термическое сопротивление (на примере Западного Шпицбергена и Подмосковья). Показано, что без учета стратиграфии снежного покрова значение термического сопротивления может быть в полтора раза ниже реального.

Стратиграфия снежного покрова, промерзание грунта, термическое сопротивление, глубинная изморозь

THERMAL RESISTANCE OF SNOW COVER AND ITS VARIABILITY

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy, R.A. Chernov, P.R. Nakalov

Institute of Geography, RAS, 119017, Moscow, Staromonetniy per., 29, Russia; alexandr_sosnovsky@mail.ru, osokinn@mail.ru

The spatial and temporal variability of the thermal resistance of snow cover has been examined for a number of areas of the Krasnoyarsk region. The correlation between the snow cover thickness and its thermal resistance and the depth of ground freezing has been carried out. Analysis of the influence of the parameters of snow cover and ground on the depth of ground freezing has been given. The influence of the texture of snow cover and layers of deep hoar on thermal resistance has been assessed. It has been demonstrated that the value of thermal resistance can be 1.5 times lower than the real one if the stratigraphy of snow cover is not taken into account.

Deep hoar, freezing of ground, stratigraphy of snow cover, thermal resistance of snow

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является важным звеном взаимодействия в системе "атмосфера–литосфера". Он оказывает влияние на термическое состояние верхних горизонтов многолетнемерзлых пород, условия их формирования и функционирования [*Осокин и др., 2000, 2006*]. Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением, равным отношению высоты снежного покрова к коэффициенту теплопроводности снега. Коэффициент теплопроводности снежного покрова рассчитывается, как правило, по его средней плотности. Однако текстурные и структурные особенности снежной толщи, обусловленные в том числе метеорологическими условиями, могут приводить к существенному изменению среднего значения коэффициента теплопроводности снежного покрова. (Здесь и далее мы подразумеваем эффективное значение коэффициента теплопроводности.)

Цель настоящей работы – проанализировать пространственную и временную изменчивость термического сопротивления снежного покрова и оценить влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРОМЕРЗАНИЕ ГРУНТА

Одной из существенных причин, способствующих активизации опасных природных процессов и снижению несущей способности оснований, является изменение условий снегонакопления в районах распространения многолетней мерзлоты, вызванное, в частности, антропогенным воздействием. В населенных пунктах происходит техногенное перераспределение и уплотнение снега, в результате чего меняются температура грунта и глубина сезонного промерзания и протаивания пород. Так, натурные наблюдения показали, что в ходе инженерной подготовки территории (уплотнение и уборка снега) в течение двух-трех лет формируются линзы мерзлого грунта мощностью до 2 м [*Максимова и др., 1977*]. Устройство газонов с травяной и кустарниковой растительностью способствует накоплению рыхлого снега, под которым глубина сезонного промерзания грунтов значительно снижается.

Высота снежного покрова на небольшой территории в силу как естественных причин, так и техногенных процессов при освоении территории имеет большую вариабельность, тогда как температура воздуха на локальной территории меняется незначительно. Изменение теплового потока в системе "атмосфера–поверхностные покровы–подстилающее основание" при потеплении климата может приводить к образованию несливающейся мерзлоты, росту таликов и, как следствие, деградации многолетней мерзлоты. Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного покрова компенсирует климатические температурные изменения [*Израэль и др., 2002*]. Установлено, что повышение среднегодовой температуры воздуха в ряде районов может сопровождаться понижением температуры грунтов. Это объясняется уменьшением максимальной высоты снежного покрова или замедленным его ростом в первой половине зимы [*Павлов, 2008*].

Численные эксперименты показали, что только за счет изменчивости теплофизических параметров снежного покрова расчетная глубина промерзания грунтов может отличаться в несколько раз [*Осокин и др., 2001, 2007*]. К основным параметрам снежного покрова относятся его высота ($h_{сн}$) и плотность ($\rho_{сн}$). Плотность снега в значительной степени определяет величину эффективного коэффициента его теплопроводности ($\lambda_{сн}$). Комплексным теплофизическим параметром снежного покрова, от которого зависит его теплоизоляционная способность, является термическое сопротивление ($R_{сн} = h_{сн}/\lambda_{сн}$). Оценим влияние термического сопротивления снежного покрова на промерзание грунта. Для этого глубина промерзания грунта, измеренная на разных гидрометеостанциях (ГМС), была приведена к единой температуре воздуха. В результате получены расчетные кривые глубины промерзания при разных значениях параметров снежного покрова и температуры воздуха.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для построения расчетных кривых применялось математическое моделирование [*Осокин и др., 2001; Osokin et al., 2000*]. Параметры грунта принимались в соответствии со СНиП 2.02.04-88 [*1997*]. Расчеты проведены для суглинка с плотностью 1400 кг/м^3. Среднеширотные значения интенсивности суммарной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность в равнинных районах России, взяты из работы [*Пивоварова, 1977*]. При отрицательных температурах воздуха значение альбедо снежного покрова принято равным 0,8, в период таяния 0,5, а при отсутствии снега 0,2.

Расчеты выполнены для условий ГМС Байкит Красноярского края (61°40′ с.ш., 96°22′ в.д.). Код Всемирной метеорологической организации (ВМО) гидрометеостанции Байкит задан числом 23891. Сумма отрицательных суточных температур воздуха (ΣT_a) для этой метеостанции составляет –4020 °С. Суточная температура воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой аппроксимировалась зависимостью вида

$$T_a = T_1 \sin(\pi\tau/\tau_{max}) + 273,$$

где $T_1 = T_{max}$ или T_{min}; τ – текущее время; τ_{max} – продолжительность соответствующего периода.

Значения T_{max} и T_{min} определялись по формулам

$$T_{max} = \pi T_{th}/2, \; T_{min} = \pi T_f/2,$$

где T_{th}, T_f – средние значения температуры за периоды с положительной и отрицательной температурой воздуха соответственно. Для ГМС Байкит значения T_f и T_{th} равны –19,0 и 10,3 °С. Продолжительность холодного периода 220 сут, задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха (τ_{s0}) составляет 8 сут, температура выпадающего снега равна температуре воздуха, скорость ветра 7 м/с, влажность воздуха 70 %, облачность 0,6.

Высота и плотность снежного покрова для ГМС Байкит получены из Научно-прикладного справочника по климату СССР [*1990*]. Влажность талого грунта принята 25 %, а количество незамерзшей воды на границе мерзлой и талой зоны суглинка – 11 %. Температура грунта к началу промерзания, полученная в результате предварительных расчетов, задавалась по параболической зависимости с максимальным значением 2 °С на глубине 2,5 м и 0 °С на глубинах 0 и 5 м (среднее значение 1,3 °С).

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Результаты расчетов глубины промерзания грунта в зависимости от суммы отрицательных температур воздуха при разных значениях высоты снежного покрова (при одинаковой плотности снега) и термического сопротивления приведены на рис. 1. Видно, что при высоте снега 0,5 м (термическое сопротивление 3,29 м^2·К/Вт) и увеличе-

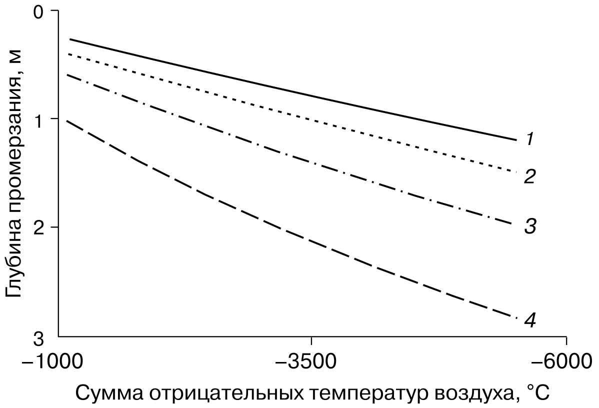

Рис. 1. Зависимость расчетной глубины промерзания грунта от суммы отрицательных температур воздуха при различных термическом сопротивлении и высоте снежного покрова одинаковой плотности:

1 – 6,64 м^2·К/Вт (1,0 м); *2* – 4,93 (0,75); *3* – 3,29 (0,50); *4* – 1,64 м^2·К/Вт (0,25 м).

нии суммы отрицательных температур в 3,3 раза (от –1000 до –3300 °С) глубина промерзания увеличивается в 2,2 раза. Приблизительно такое же увеличение глубины промерзания (в 2 раза) наблюдается в случае уменьшения в 3 раза термического сопротивления (с 4,93 до 1,64 м^2·К/Вт), т. е. уменьшения высоты снежного покрова от 0,75 до 0,25 м при сумме отрицательных температур –3300 °С.

Сравнение натурных данных по влиянию снежного покрова и его термического сопротивления на промерзание грунта в разных районах проводилось по следующей методике. Сначала по данным агроклиматических справочников [*Агроклиматический справочник..., 1961*] были определены средние многолетние значения глубин промерзания грунта (ξ, м), сумма отрицательных суточных температур воздуха и параметры снежного покрова [*Осокин и др., 2013*]. Среднее значение суммы отрицательных температур воздуха для рассмотренных ГМС Красноярского края составляет около –2200 °С. Для приведения глубины промерзания грунта к этой сумме температур использованы графики рис. 1. Полученные значения приведенной глубины промерзания грунта ξ_T в зависимости от высоты снежного покрова и его термического сопротивления для ГМС Красноярского края представлены на рис. 2. Видно, что значения приведенных глубин промерзания лучше коррелируют с термическим сопротивлением снежного покрова (коэффициент корреляции $R^2 = 0{,}88$), чем с его высотой ($R^2 = 0{,}75$).

Глубина промерзания грунта, рассчитанная для указанных выше параметров, влажности грунта 25 и 35 % при разной высоте снежного покрова и приведенная к значению $\Sigma T_a = -2200$ °С, представлена на рис. 3. Здесь же даны приведенные значения глубины промерзания грунта для ГМС Республики Коми и Красноярского края. Термическое сопротивление снежного покрова для ГМС Республики Коми в целом меньше, чем для ГМС Красноярского края. При этом эмпирические значения глубин промерзания грунта для ГМС обоих регионов находятся в основном в диапазоне изменения их расчетных значений при влажности грунта 25 и 35 %.

Рассмотрим другие факторы, влияющие на глубину промерзания и определяющие разброс натурных данных на рис. 3. Расчеты с использованием указанных параметров и метеоданных ГМС Байкит показали, что при увеличении времени сдвига установления снежного покрова (τ_{s0}) на одни сутки глубина промерзания увеличивается приблизительно на 0,02 м. Если отличие в величине τ_{s0} составляет 5 сут, то глубина промерзания изменится на 0,1 м. При росте средней температуры грунта к началу промерзания на 1 °С глубина

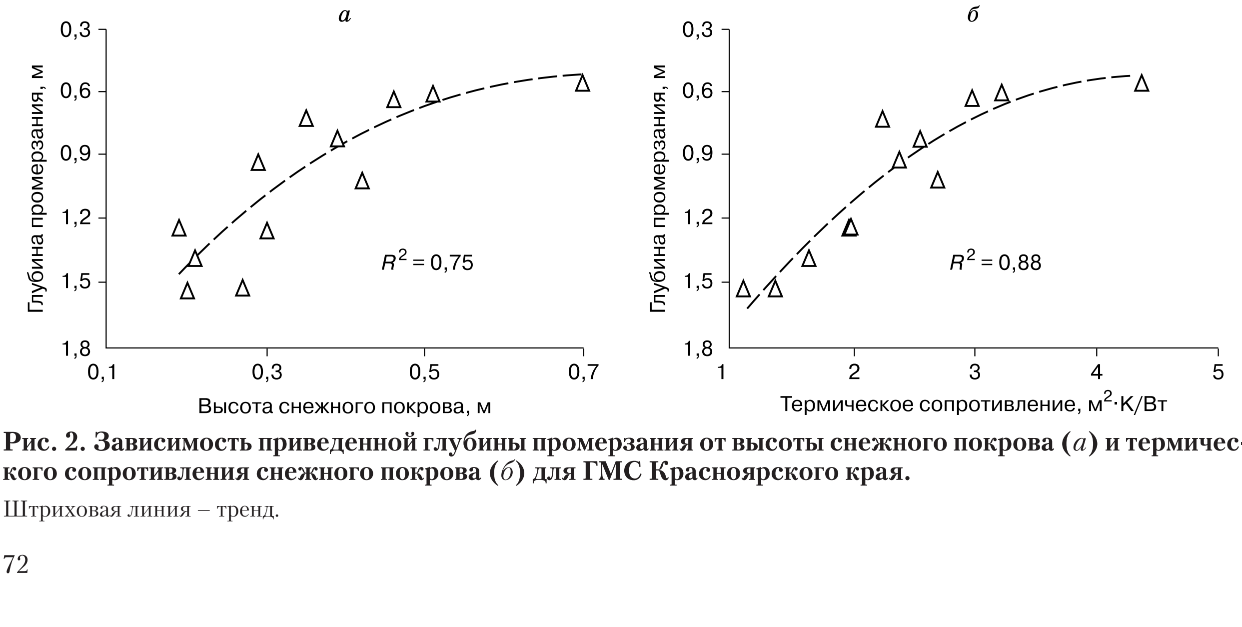

Рис. 2. Зависимость приведенной глубины промерзания от высоты снежного покрова (*а*) и термического сопротивления снежного покрова (*б*) для ГМС Красноярского края.

Штриховая линия – тренд.

промерзания уменьшится на 0,13 м. На среднюю температуру грунта к началу промерзания влияют положительные температуры воздуха. Отметим, что для рассмотренных ГМС Красноярского края и Республики Коми среднесуточные положительные температуры воздуха находятся в пределах 11–14 и 8–10 °C соответственно. При изменении средней положительной температуры воздуха от 10 до 14 °C средняя температура грунта возрастает от 1,9 до 3,2 °C. Это вызывает уменьшение глубины промерзания на 11 % (от 1,66 до 1,48 м).

Замена суглинка на супесь приводит к росту коэффициента теплопроводности талой и мерзлой его части на 20 и 12 % соответственно. При этом глубина промерзания увеличивается только на 2 %. Изменение плотности суглинка от 1400 до 1600 кг/м^3 при равной весовой влажности снижает глубину промерзания на 10 % за счет роста объемной влажности грунта. Другой фактор – наличие мохово-растительного покрова на поверхности грунта, который служит дополнительным термическим сопротивлением и может способствовать изменению глубины промерзания. Коэффициенты теплопроводности некоторых видов мха представлены в работе [*Тишков и др., 2013*]. Их значения в летний период находятся в пределах 0,15–0,20 Вт/(м·К), что соответствует величине коэффициента теплопроводности снежного покрова на большей части территории криолитозоны [*Балобаев, 1991*]. Поэтому в период с положительными температурами воздуха моховой покров замедляет прогревание грунта. В зимний период коэффициент теплопроводности мха увеличивается в 2–3 раза, в том числе за счет более высокой теплопроводности льда (почти в 4 раза) по сравнению с водой. В результате моховой покров под снежным не является значительным препятствием для выхолаживания грунта [*Осокин и др., 2011; Осокин, Сосновский, 2012*]. Заметим, что удельная теплоемкость мха сравнима с теплоемкостью льда и составляет порядка 2 кДж/(кг·К).

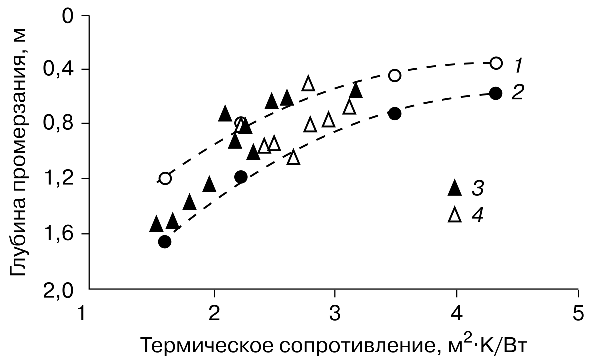

Рис. 3. Зависимость расчетных и измеренных значений приведенной глубины промерзания грунта от термического сопротивления снежного покрова.

1, 2 – расчет при влажности грунта 35 и 25 % соответственно; *3, 4* – натурные данные по Красноярскому краю и Республике Коми.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Для нахождения пространственного распределения термического сопротивления снежного покрова проведем сравнительный анализ этой величины для ряда ГМС севера Красноярского края. По данным климатических справочников была определена динамика высоты и плотности снежного покрова и рассчитано термическое сопротивление снежного покрова. Один из наиболее важных параметров снежного покрова – его плотность, влияющая и на коэффициент теплопроводности снега и на его высоту. Так, при росте плотности снега с 200 до 300 кг/м^3 высота снежного покрова уменьшается в 1,5 раза, а коэффициент теплопроводности увеличивается в 1,9 раза. В итоге термическое сопротивление снижается в 2,8 раза.

Динамика термического сопротивления снежного покрова ГМС, расположенных на севере Красноярского края, с максимальной высотой снега от 22 см (Норильск) до 75 см (Байкит) и плотностью от 170 до 260 кг/м^3, представлена на рис. 4. Номера ГМС на рис. 4 соответствуют их номерам в справочнике по климату [*Научно-прикладной справочник..., 1990*]. Значения термического со-

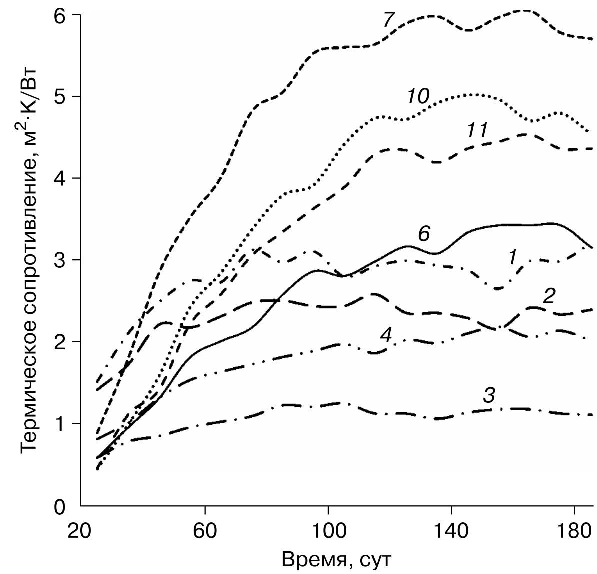

Рис. 4. Термическое сопротивление снежного покрова по данным метеостанций Красноярского края.

1 – Волочанка (код ВМО 20982); *2* – Дудинка (23074); *3* – Норильск (23078); *4* – Ессей (24105); *6* – Тура (24507); *7* – Байкит (23891); *10* – Таимба (нет кода); *11* – Чемдальск (код ВМО 30014). Номера ГМС даны по: [*Научно-прикладной справочник..., 1990*].

противления снежного покрова ГМС Красноярского края Агата (код ВМО 23383), Усть-Камо (23992), Ванавара (24908), Игарка (23274) с номерами *5, 8, 9, 12* в справочнике находятся в диапазоне изменения термического сопротивления ГМС Таимба (нет кода) и Чемдальск (30014) с номерами *10* и *11* на рис. 4.

В работе [*Балобаев, 1991*] отмечается, что с ростом высоты снежного покрова увеличивается его плотность и, следовательно, коэффициент теплопроводности снега. В результате отношение этих величин (термическое сопротивление снежного покрова) большую часть холодного времени года меняется незначительно. Это подтверждается данными рис. 4, из которого видно, что через 100 сут термическое сопротивление снежного покрова для районов Красноярского края, как правило, мало изменилось. Термическое сопротивление характеризует теплоизоляционные свойства снежного покрова в данной географической точке. Однако при определенных метеорологических условиях может меняться стратиграфия снежного покрова, что окажет влияние на его теплофизические характеристики: при потеплении возможно образование ледяных корок и в дальнейшем ледяных прослоев в снежной толще, а резкие похолодания приведут к формированию глубинной изморози.

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СТРАТИГРАФИЮ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Влияние метеорологических условий на стратиграфию снежного покрова рассмотрим на примере строения снежной толщи в районе пос. Баренцбург, расположенного на западе Шпицбергена. Снежный покров на архипелаге Шпицберген имеет значительную слоистость, обусловленную ветровым режимом, оттепелями и жидкими осадками в течение холодного периода, которые приводят к формированию ледяных корок.

На строение снежной толщи влияют не только оттепели, но и резкие похолодания, которые приводят к росту температурного градиента и интенсивности массопереноса в толще. В результате формируется глубинная изморозь. В работе [*Иосида, 1966*] исследовано изменение формы кристаллов снега под действием температурного градиента в течение двух суток. При этом скорость испарения–конденсации (v, мм/сут) предлагается оценить по формуле

$$v = 0{,}24 \text{ grad } T,$$

где grad T – температурный градиент, °С/см. При градиенте 20 °С на 0,5 м получим $v \approx 0{,}1$ мм/сут.

В статье [*Голубев и др., 2010*] отмечается, что значительные градиенты концентрации водяного пара, возникающие в снежном покрове при понижении температуры воздуха за 3–4 дня на 10–20 °С, интенсифицируют процессы разрыхления. Толщина горизонта разрыхления определяется средней зимней температурой воздуха и частотой резких перепадов температуры. При градиенте температуры в снежной толще более 20 °С/м и средней температуре от –7 до –12 °С слои разрыхления формируются за 6–30 сут. В работе [*Шмакин и др., 2009*] принимаются следующие условия образования глубинной изморози: отрицательная температура снежной толщи и средний вертикальный градиент температуры, превышающий 20 °С/м непрерывно более 7 сут.

Анализ данных маршрутных снегосъемок, проведенных в южном Подмосковье в 2011 г., показал, что глубинная изморозь составляет около 65 % всей толщи [*Чернов, 2013*]. Еще большая доля глубинной изморози в снежной толще отмечена авторами в 2012 г.

ВЛИЯНИЕ СТРАТИГРАФИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЕГО ТЕРМИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ

Как уже отмечалось, в условиях Западного Шпицбергена из-за наличия частых оттепелей снежный покров содержит ледяные корки. Они имеют небольшое термическое сопротивление, однако их вклад в среднюю плотность снежного покрова может быть значительным. Поэтому без учета стратиграфии снежного покрова значение его термического сопротивления может быть в 1,5 раза ниже реального. Кроме ледяных корок на термическое сопротивление снежного покрова влияет также послойное изменение его плотности. По данным экспедиционных исследований, проведенных авторами в районе ГМС Баренцбург (Западный Шпицберген), были получены профили плотности и высоты снежного покрова на разных высотах над уровнем моря (рис. 5).

В табл. 1 приведена структура снежного покрова, полученная по данным измерений в шурфе № 1 и значения термического сопротивления. Для расчета коэффициента эффективной теплопроводности снега $\lambda_{сн}$ использована зависимость, полученная в результате обработки 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [*Осокин и др., 1999*]. Для каждого значения плотности с шагом 10 кг/м^3 рассчитаны средние значения теплопроводности, результирующая кривая этих средних значений аппроксимирована следующей зависимостью:

$$\lambda_{сн} = 9{,}165 \cdot 10^{-2} - 3{,}814 \cdot 10^{-4} \rho_{сн} + 2{,}905 \cdot 10^{-6} \rho_{сн}^2.$$

Значения $\lambda_{сн}$, вычисленные по данной формуле, практически совпадают с рассчитанными по формуле А.В. Павлова [*1979*] при температуре снега –10 °С.

Термическое сопротивление снежного покрова $R_{сн}$ рассчитано для каждого слоя. Известно, что термическое сопротивление многослойной среды равно сумме термических сопротивлений каждого слоя. Термическое сопротивление снежной толщи,

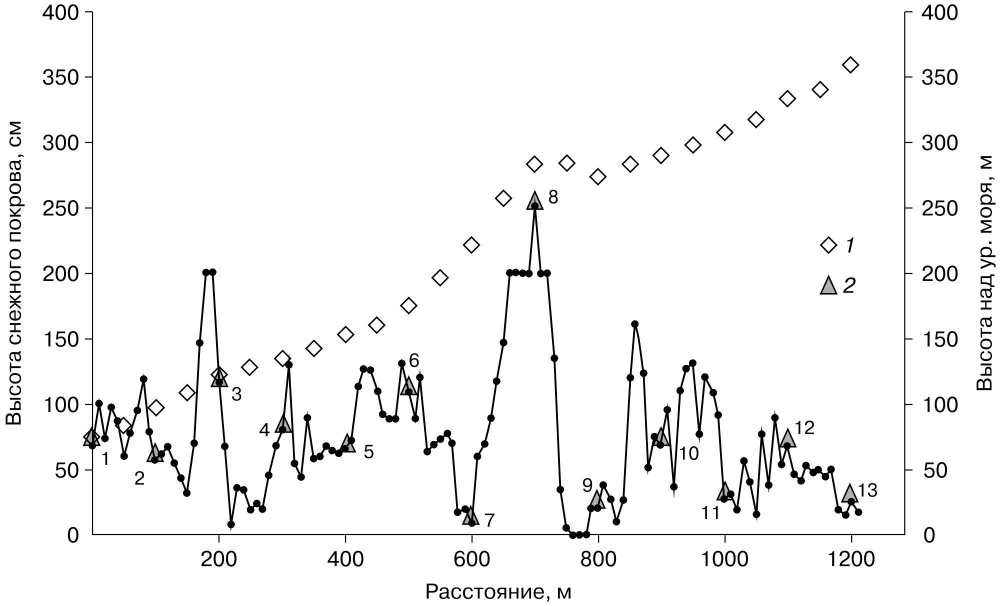

Рис. 5. Высота снежного покрова на разной высоте над уровнем моря и места расположения шурфов в районе пос. Баренцбург (архипелаг Шпицберген).

1 – высота над уровнем моря; *2* – номера шурфов (1–13).

равное сумме термических сопротивлений всех слоев снежного покрова $R_{сн} = \Sigma R_i$, назовем фактическим значением. Соответственно, фактическое значение коэффициента теплопроводности снежного покрова рассчитывается по формуле

$$\lambda_{сн} = h_{сн} \Big/ \sum_i \frac{h_i}{\lambda_i}.$$

Таблица 1. **Стратиграфия снежного покрова (шурф № 1) в районе пос. Баренцбург**

Слои*	$h_{сн}$, м	$\rho_{сн}$, кг/м^3	$\lambda_{сн}$, Вт/(м·°С)	$R_{сн}$, м^2·°С/Вт
Грунт				
ЛК	0,010	900	2,10	0,005
МЗ рыхлый	0,085	260	0,19	0,450
ЛК	0,020	900	2,10	0,010
КЗ плотный	0,025	420	0,44	0,056
ЛК	0,005	900	2,10	0,002
КЗ плотный	0,070	420	0,44	0,158
СЗ рыхлый	0,020	260	0,19	0,106
ЛК	0,005	900	2,10	0,002
КЗ плотный	0,150	320	0,27	0,562
ЛК	0,005	900	2,10	0,002
КЗ плотный	0,150	410	0,42	0,354
ЛК	0,025	900	2,10	0,012
Мох				
Среднее	0,57	350–430		

* ЛК – ледяная корка; МЗ – мелкозернистый снег; СЗ – среднезернистый снег; КЗ – крупнозернистый снег.

Здесь $\lambda_{сн}$, λ_i – коэффициент теплопроводности снежной толщи и i-го слоя снега; $h_{сн}$, h_i – высота снежного покрова и i-го слоя снега.

Среднее значение термического сопротивления снежного покрова определялось по средней плотности снега.

Значения термического сопротивления снежного покрова – среднее ($R^{ср}$) и фактическое ($R^{ф}$) – для ряда шурфов, отрытых на разной высоте над уровнем моря (см. рис. 5), и их отношение ($K_R = R^{ср}/R^{ф}$) приведены в табл. 2.

Результаты показывают, что термическое сопротивление снежного покрова, вычисленное по средней плотности снежной толщи, меньше, чем полученное с учетом послойных значений. При-

Таблица 2. **Термическое сопротивление снежного покрова**

Номер шурфа	$h_{сн}$, м	Фактическое $R^{ф}_{сн}$, м^2·°С/Вт	Среднее			K_R
			$\rho_{сн}$, кг/м^3	$\lambda_{сн}$, Вт/(м·°С)	$R^{ср}_{сн}$, м^2·°С/Вт	
1	0,57	1,72	421	0,44	1,28	0,75
2	0,55	1,65	395	0,39	1,40	0,85
3	1,16	4,79	333	0,29	4,03	0,84
4	0,675	1,73	424	0,45	1,49	0,86
5	0,87	2,28	404	0,41	2,12	0,93
6	0,88	3,65	309	0,25	3,51	0,96
9	0,67	2,13	383	0,37	1,80	0,85
10	0,28	0,86	372	0,35	0,78	0,91
11	0,54	2,38	321	0,27	2,01	0,84

чем среднее и максимальное различия величин $R^{ср}$ и $R^{ф}$ составляют 13 и 25 % соответственно. По данным измерений авторов в 2012 г., эта величина составляет 29 %. При этом среднее значение термического сопротивления равно 5,4 м^2·К/Вт, а фактическое – 7,6 м^2·К/Вт.

Для условий Подмосковья различия в плотности разных слоев снежного покрова относительно небольшие. Однако наличие глубинной изморози, составляющей большую часть снежной толщи [*Чернов, 2013*], приводит к тому, что фактическое значение термического сопротивления больше рассчитанного по средней плотности снега без учета его стратиграфии. Измерения коэффициента теплопроводности глубинной изморози в Подмосковье показали, что в диапазоне плотностей снега 200–400 кг/м^3 эти значения в 1,6–1,8 раза меньше, чем у зернистого снега [*Чернов, 2013*]. Если принять, что теплопроводность глубинной изморози в 2 (1,5) раза ниже, чем у зернистого снега, получим значения K_R, равные 0,71 (0,89) в 2007 г., 0,68 (0,80) в 2011 г. и 0,56 (0,71) в 2012 г. Таким образом, реальные (фактические) значения термического сопротивления снежного покрова могут быть существенно больше рассчитанных по среднему значению плотности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением. Расчеты показали, что уменьшение термического сопротивления снежного покрова и равное (в процентном отношении) увеличение суммы отрицательных температур воздуха дают приблизительно одинаковый (отличие составляет 10 %) рост глубины промерзания грунта.

Анализ экспериментальных данных с учетом реальной плотности снега показал, что глубина промерзания сезонномерзлого грунта лучше коррелирует с величиной термического сопротивления снежного покрова (R^2 = 0,88), чем с его высотой (R^2 = 0,75).

Особенности стратиграфии снежного покрова, такие как ледяные корки и слои глубинной изморози, приводят к изменению суммарного термического сопротивления снежной толщи. Средние значения плотности снежного покрова не учитывают текстурных и структурных особенностей. Наличие ледяных корок, имеющих небольшое термическое сопротивление, вносит более значительный вклад в среднюю плотность снега, чем в его термическое сопротивление. Глубинная изморозь имеет более низкий коэффициент эффективной теплопроводности и, как следствие, более высокое термическое сопротивление, чем крупнозернистый снег той же плотности. В результате фактические значения термического сопротивления снежного покрова, учитывающие его стратиграфию, могут быть существенно выше, чем значения, рассчитанные по средней плотности снежного покрова. Чтобы не пропустить момент начала формирования несливающейся мерзлоты и опасного снижения прочности грунта, следует при расчетах теплозащитной способности снежного покрова учитывать его стратиграфию.

Исследование пространственно-временной изменчивости термического сопротивления снежного покрова на основе обработки и анализа гидрометеорологической информации и модельная оценка его влияния на промерзание грунта выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 13–05–01167). Экспериментальные исследования стратиграфии снежного покрова и оценка ее влияния на термическое сопротивление снежного покрова выполнено при финансировании гранта Президента РФ по государственной поддержке ведущих научных школ (НШ-5967.2014.5).

Литература

Агроклиматический справочник по Красноярскому краю и Тувинской автономной области. Л., Гидрометеоиздат, 1961, 288 с.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии / В.Т. Балобаев. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.

Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лед и снег, 2010, № 1 (109), с. 58–72.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 22–34.

Иосида З. Физические свойства снега. Лед и снег. Свойства, процессы, использование / Под ред. У.Д. Кингери: пер. с англ. Г.Г. Шинкар. М., Мир, 1966, с. 377–423.

Максимова Л.Н., Чижов А.Б., Меламед В.Г. и др. Оценка влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание пород (с применением ЭВМ) // Мерзлые породы и снежный покров. М., Наука, 1977, с. 127–135.

Научно-прикладной справочник по климату СССР: Сер. 3. Вып. 21. Ч. 1–6. Кн. 1. Красноярский край и Тувинская автономная область. Л., Гидрометеоиздат, 1990, 623 с.

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., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А. 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., 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. и др. Влияние снежного покрова на теплообмен с подстилающей поверхностью // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М., Наука, 2007, с. 15–54.

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Теплофизические свойства мохового покрова и его влияние на термический режим грунтов на архипелаге Шпицберген // Тр. 10-й Междунар. конф. по мерзлотоведению. Салехард; Тюмень, Печатник, 2012, т. 3, с. 391–395.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р. и др. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на Шпицбергене и Антарктическом полуострове // Полярная криосфера и воды суши. М., Paulsen, 2011, с. 218–232.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р. и др. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013, № 1 (121), с. 93–103.

Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов / А.В. Павлов. Новосибирск, Наука, 1979, 286 с.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.

Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР / З.И. Пивоварова. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 335 с.

СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., ГУП ЦПП, 1997, 52 с.

Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузий мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Сер. геогр., 2013, № 3, с. 39–46.

Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лед и снег, 2013, № 3 (123), с. 71–77.

Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 69–79.

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.