НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 3, с. 60–68 http://www.izdatgeo.ru

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.321.7 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68)

КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА И ЕГО ИЗМЕНЧИВОСТЬ

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

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

Дан анализ применимости разных зависимостей для определения коэффициента теплопроводности снега. На основе математического моделирования выполнена оценка влияния диффузии водяного пара, температуры и плотности снега на коэффициент теплопроводности снежного покрова. Рассмотрено влияние на него конвективного движения воздуха. Представлены результаты экспериментальных исследований коэффициента теплопроводности снега для условий средней полосы европейской части России. Проведено сравнение результатов экспериментальных исследований с данными других авторов.

Диффузия водяного пара, коэффициент теплопроводности, плотность, снег, температура, тепломассоперенос

EFFECTIVE THERMAL CONDUCTIVITY OF SNOW AND ITS VARIATIONS

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

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

Various empirical relationships of thermal conductivity vs. density and temperature are compared and analyzed in terms of applicability to estimation of the thermal conductivity of snow. The contributions of water vapor diffusion and air convection to the effective thermal conductivity of a snowpack of different temperatures and densities are estimated by mathematical modeling. Experimental estimates of the thermal conductivity of snow are reported for mid-latitude European Russia. The experimental results are compared with those obtained by other authors.

Water vapor diffusion, effective thermal conductivity, snow, density, temperature, heat and mass transfer

ВВЕДЕНИЕ

Теплообмен между приземными слоями атмосферы и грунтами в значительной мере определяется снежным покровом [*Павлов, 2008*]. В работах [*Осокин и др., 1999, 2000; Осокин и др., 2006*] показано влияние различных параметров снежного покрова на промерзание грунта. Теплозащитные свойства снежного покрова зависят от коэффициента теплопроводности снега. На теплопроводность снега воздействуют различные факторы, такие как его плотность и температура, структурные особенности снежного покрова, влияющие на тепло- и массоперенос в снежном покрове [*Осокин и др., 2013а,б*].

Теплопередача в твердых телах (между неподвижными частицами твердого тела) осуществляется преимущественно путем передачи тепла от одной частицы к другой и является следствием их активности. Рост подвижности (скорости колебаний) частиц приводит к повышению температуры. При столкновении более подвижных частиц (с большей энергией) с другими, малоподвижными частицами происходит передача энергии в направлении от частиц с большим энергетическим уровнем к меньшим. В этом случае теплопередача происходит путем кондуктивной теплопроводности. С уменьшением плотности материала теплопередача путем кондуктивной теплопроводности, как правило, уменьшается из-за сокращения площади контакта между молекулами. В жидкостях и газах передача тепла происходит преимущественно путем конвекции за счет движущихся частиц вещества.

В снежном покрове как пористой среде теплопередача происходит и за счет кондуктивной теплопроводности через ледяные кристаллы, и путем конвекции – диффузии водяного пара. Теплоперенос за счет диффузии водяного пара обусловлен градиентом давления водяного пара, которое зави-

© Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов, 2017

сит от градиента температуры в снежном покрове. От градиента температуры зависит также кондуктивный теплоперенос между неподвижными кристаллами снега. В итоге поток тепла в снежном покрове зависит от градиента температуры в нем и коэффициента пропорциональности, который называется коэффициентом эффективной теплопроводности снега [*Павлов, 2008*] и имеет две составляющие. Одна из них учитывает перенос тепла кондукцией, а вторая – перенос тепла за счет диффузии водяного пара.

При измерении теплового потока в снежном потоке сложно расчленить две его составляющие. Поэтому на практике коэффициент эффективной теплопроводности снега называют коэффициентом теплопроводности снега, который учитывает теплоперенос за счет кондукции и диффузии водяного пара.

Результаты определения коэффициента теплопроводности снега (λ_s) представляются обычно в виде эмпирических уравнений. Большинство из них связывают теплопроводность снега с его плотностью. Сводка основных опубликованных зависимостей теплопроводности снега от его плотности представлена в [*Осокин и др., 2000; Sturm et al., 1997*]. В ряде работ, в частности А.В. Павлова [*1979*], С. Фукусако [*Fukusako, 1990*], Д. Питмана и Б. Цукермана [*Pitman, Zuckerman, 1967*], М. Штурма с соавт. [*Sturm et al., 1997*], приводятся также эмпирические зависимости коэффициента теплопроводности снега от его температуры.

По вопросу влияния структуры снега на коэффициент теплопроводности существуют противоположные мнения исследователей. Согласно [*Sturm et al., 1997*], теплопроводность зависит от структурных особенностей снежного покрова. По мнению А.В. Павлова [*2008*], зависимостью теплопроводности снега от его структуры можно пренебречь. Слабая зависимость λ_s от структуры снега объясняется тем, что с ростом размера зерен уменьшается число поверхностных контактов между кристаллами, но возрастает удельная поверхность каждого из них. В итоге общая удельная поверхность контактов, влияющая на величину λ_s, изменяется мало.

На изменчивость коэффициента теплопроводности снега λ_s влияют различные механизмы переноса тепла в снежном покрове: перенос тепла ледяным каркасом снега (кондуктивная теплопроводность λ_c); диффузия водяного пара; конвективные потоки воздуха в поровом пространстве снежной толщи. Причем величина потока тепла посредством этих механизмов подвержена влиянию различных факторов. Конвективные потоки воздуха в снегу определяются, в частности, градиентами температуры между различными слоями снежного покрова. Последние наряду с температурой определяют концентрацию водяного пара и интенсивность диффузии водяного пара. Интенсивность переноса тепла указанными механизмами в разной степени зависит от плотности снега, которая явилась определяющим параметром в различных эмпирических зависимостях коэффициента теплопроводности снега.

КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА

Существует несколько десятков зависимостей коэффициента теплопроводности λ_s от плотности снега, полученных для снега разной структуры и температуры. Для оценки средних значений было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [*Осокин и др., 1999*]. Для каждого значения плотности с шагом 10 кг/м^3 были рассчитаны средние значения λ_s, Вт/(м·К). Результирующую кривую средних значений λ_{sa} аппроксимировали следующей зависимостью:

$$\lambda_{sa} = 9.165\cdot10^{-2} - 3.814\cdot10^{-4}\rho_s + 2.905\cdot10^{-6}\rho_s^2. \quad (1)$$

Для описания всего спектра значений коэффициента теплопроводности получены зависимости верхней

$$\lambda_{su} = 1.36\cdot10^{-2} + 1.1\cdot10^{-3}\rho_s + 10^{-6}\rho_s^2 \quad (2)$$

и нижней огибающих кривых их разброса

$$\lambda_{sl} = 2.96\cdot10^{-2} - 3\cdot10^{-4}\rho_s + 2\cdot10^{-6}\rho_s^2, \quad (3)$$

где ρ_s – плотность снега, кг/м^3.

Зависимости (2) и (3) показывают возможный диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега из проанализированных зависимостей. Значительно меньше существует зависимостей, учитывающих влияние температуры снега на коэффициент теплопроводности. Одной из них является зависимость А.В. Павлова [*1979*]. В ней влияние диффузии водяного пара на коэффициент теплопроводности снега при его плотности от 120 до 350 кг/м^3 предложено определять при помощи температурного коэффициента (K_P), рассчитываемого по формуле

$$K_P = 1 + 1.18 \exp(0.15 t_s), \quad (4)$$

где t_s – температура снега, °С.

При этом коэффициент теплопроводности снега по А.В. Павлову (λ_{sP}) равен

$$\lambda_{sP} = \lambda_{cP} K_P, \quad (5)$$

где λ_{cP} – коэффициент кондуктивной теплопроводности снега по А.В. Павлову [*1979*]:

$$\lambda_{cP} = 0.035 + 0.353\cdot10^{-3}\rho_s - 0.206\cdot10^{-6}\rho_s^2 + 2.62\cdot10^{-9}\rho_s^3. \quad (6)$$

Зависимость (6) соответствует, по мнению А.В. Павлова, чисто кондуктивной теплопровод-

ности, так как получена по экспериментальным данным при температуре снега ниже –25 °С.

Для оценок коэффициента теплопроводности снега при температуре снега –10...–20 °С может быть полезна упрощенная зависимость (λ_{sP1}, Вт/(м·К)), предложенная А.В. Павловым [*2008*]:

$$\lambda_{sP1} = 10^{-3}\rho_s. \quad (7)$$

При более высоких или более низких температурах снега эти значения коэффициента теплопроводности следует увеличивать или уменьшать на 0.04 Вт/(м·К) соответственно. Это позволяет учесть влияние теплопередачи за счет диффузии водяного пара.

Формула (7) близка к зависимости Б.В. Проскурякова

$$\lambda_s = 0.021 + 1.01\cdot10^{-3}\rho_s, \quad (8)$$

которая, по мнению В.Т. Балобаева [*1991*], наиболее подходит при расчетах промерзания сезонноталого слоя грунта.

Другой температурной зависимостью является формула М. Штурма для расчета коэффициента теплопроводности глубинной изморози λ_{dh} [*Sturm et al., 1997*] при t_s = 0...–40 °С

$$\lambda_{dh} = \lambda_{fs} + 51.8/((t_s - 27.8)^2 + 211.2), \quad (9)$$

где λ_{fs} = 0.06 Вт/(м·К) – теплопроводность снега без учета диффузии водяного пара.

Коэффициент теплопроводности зернистого снега λ_{gs}, приведенный в этой работе, определяется по формулам

$$\lambda_{gs} = 0.138 - 1.01\rho_s + 3.233\,\rho_s^2$$
$$\text{при } 0.156 < \rho_s < 0.6 \text{ г/см}^3, \quad (10)$$

$$\lambda_{gs} = 0.023 + 0.234\rho_s \text{ при } \rho_s < 0.156 \text{ г/см}^3.$$

В настоящее время формула М. Штурма (10) широко применяется, в частности, при расчетах термического режима ледников.

Известны региональные зависимости коэффициента теплопроводности [*Павлов, 1984*], полученные на основе формулы де Вриза для двухкомпонентной среды в виде

$$\lambda_s = \frac{\lambda_a \nu_p + \lambda_i\left(1-\nu_p\right)F_s}{\nu_p + \left(1-\nu_p\right)F_s}, \quad (11)$$

где λ_a, λ_i – коэффициенты теплопроводности воздуха и льда, Вт/(м·К); $\nu_p = 1 - \rho_s/\rho_i$ – пористость; ρ_i – плотность льда, кг/м^3; F_s – параметр, который хорошо аппроксимирует экспериментальные данные по Якутску при F_s = 0.15 и по Игарке при F_s = 0.25.

В работах [*Осокин и др., 2013б; Чернов, 2013*] представлены результаты экспериментальных исследований теплопроводности снега разной структуры и плотности в условиях Подмосковья. Значения коэффициента теплопроводности рассчитывали по данным измерения теплового потока в ненарушенном образце снега, размещенном в холодильной камере, и значениям градиента температуры. Измерения теплопроводности снега производили при температуре образца в диапазоне от –2 до –22 °С. В ходе обработки экспериментальных данных были получены значения коэффициента теплопроводности зернистого, метелевого, свежевыпавшего снега и глубинной изморози (рис. 1). С помощью линейной аппроксимации эмпирических значений получены уравнения для расчета коэффициента теплопроводности зернистого снега λ_{gs1} (плотностью от 100 до 400 кг/м^3), метелевого снега λ_{sb} (плотностью от 190 до 310 кг/м^3), свежевыпавшего снега –λ_{fs1} (плотностью от 80 до 170 кг/м^3) и глубинной изморози λ_{dh1} (во всем диапазоне изменения ее плотности во

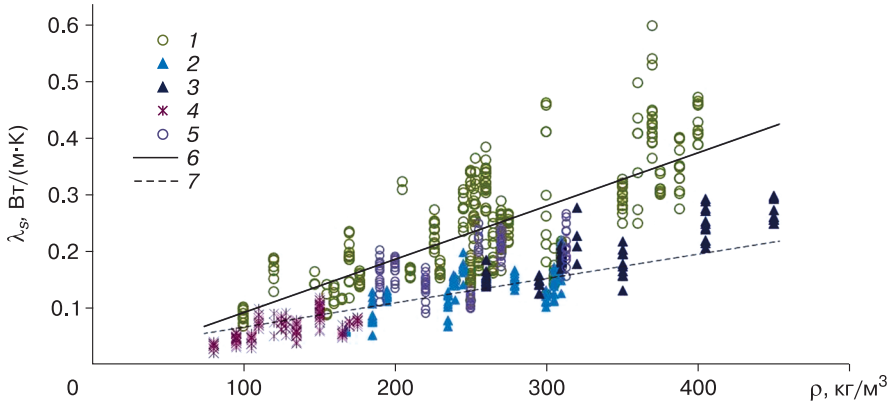

Рис. 1. Зависимость коэффициента теплопроводности (λ_s) от плотности для снежного покрова (Подмосковье):

1 – мелко-средне-крупнозернистый снег; *2*, *3* – глубинная изморозь с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм (*2*) и 1–3 мм (*3*); *4* – свежевыпавший снег; *5* – метелевый снег; *6*, *7* – тренды для зернистого снега и глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм соответственно.

время измерений от 185 до 450 кг/м^3), которые представлены в следующем виде:

$$\lambda_{gs1} = 0.9455 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0.0034,\ R^2 = 0.5103; \quad (12)$$

$$\lambda_{fs1} = 0.5027 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0.0024,\ R^2 = 0.4098; \quad (13)$$

$$\lambda_{dh1} = 0.6360 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0.0231,\ R^2 = 0.7121. \quad (14)$$

При этом для глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм в диапазоне плотностей 185–310 кг/м^3 зависимость имеет вид

$$\lambda_{dhf} = 0.4304 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0.0225,\ R^2 = 0.3177,$$

а для глубинной изморози с размерами кристаллов 1–3 мм и плотностью 260–450 кг/м^3 – вид

$$\lambda_{dhl} = 0.6232 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0.0115,\ R^2 = 0.6842.$$

Для метелевого снега в диапазоне изменения его плотности от 190 до 310 кг/м^3 зависимость принимает следующий вид:

$$\lambda_{sb} = 0.535 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0.0458,\ R^2 = 0.2452.$$

Параболическая зависимость для зернистого снега вида

$$\lambda_{gs2} = 1.6099 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 + 0.1039 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0.0977,$$

$$R^2 = 0.5236$$

незначительно увеличивает точность расчета по сравнению с формулой (12) в основном диапазоне плотности.

Общая зависимость коэффициента теплопроводности снега без учета структурных особенностей снега (тренд строится для всех точек на рис. 1) определяется по формуле

$$\lambda_{sum} = 0.8682 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0.0278,\ R^2 = 0.56. \quad (15)$$

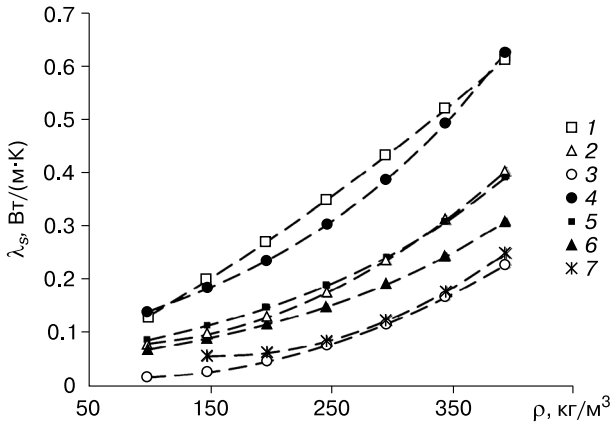

Рис. 2. Зависимость коэффициента теплопроводности (λ_s) от плотности снега:

1 – формула (2); *2* – формула (1); *3* – формула (3); *4* – формула (5) при t_s = –1 °С; *5* – формула (5) при t_s = –10 °С; *6* – формула (6); *7* – формула (10).

Коэффициент теплопроводности λ_{fs} = = 0.06 Вт/(м·К) в формуле (9), соответствует, согласно уравнению (13), теплопроводности свежего снега λ_{fs1} при плотности снега 115 кг/м^3.

АНАЛИЗ РАЗЛИЧНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА

Результаты расчетов коэффициента теплопроводности снега по разным зависимостям представлены на рис. 2. Видно, что значения λ_{sP}, рассчитанные по формуле А.В. Павлова (5) при температуре снега t_s = –1 °С, приближаются к наибольшим значениям λ_{su}, рассчитанным по верхней огибающей – формула (2). Отметим, что значения λ_{sa}, рассчитанные по (1), приблизительно совпадают с расчетами λ_{sP} по формуле (5) при t_s = = –10...–12 °С и заключаются между кривыми коэффициента теплопроводности для Якутска и Игарки (рис. 3). При этом значения λ_s для Якутска, ниже минимальных значений λ_{cP} по формуле (6) и значительно выше значений λ_{sl} по нижней огибающей – формула (3). Полученные λ_{sl} соответствуют значениям коэффициента теплопроводности, определенным нами в Антарктиде для снега температурой –30...–40 °С.

Расчеты по формулам М. Штурма (10) показывают небольшие величины коэффициента теплопроводности снега. Так, коэффициент теплопроводности зернистого снега меняется от 0.07 до 0.13 Вт/(м·К) при изменении плотности снега от 200 до 300 кг/м^3, что в 2–3 раза меньше значений, рассчитанных по формуле (1). Значения коэффициента теплопроводности глубинной изморози, рассчитанные по формуле (9), составляют 0.08–0.09 Вт/(м·К) при температуре –10...–20 °С, что в среднем меньше значений для зернистого снега, рассчитанных по (10).

На рис. 2 видно, что коэффициент теплопроводности зернистого снега, рассчитанный по фор-

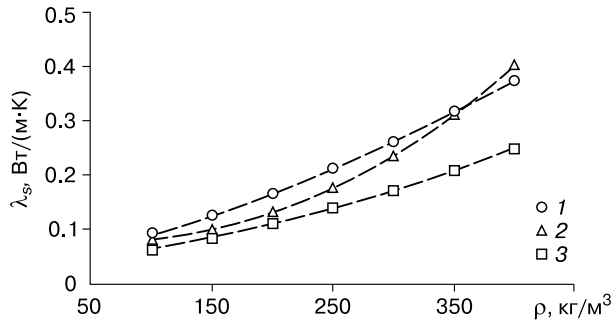

Рис. 3. Зависимость коэффициента теплопроводности (λ_s) от плотности снега:

1 – формула (11) для Игарки; *2* – формула (1); *3* – формула (11) для Якутска.

муле М. Штурма (10), приближается к минимальным значениям, рассчитанным по нижней огибающей – формула (3). Этот факт – заниженные значения коэффициента теплопроводности по формуле М. Штурма – отмечен в работе [*Calonne et al., 2011*], в которой проведено числовое моделирование удельной проводимости снега с использованием 3-мерных изображений микроструктуры снега. В результате была получена зависимость

$$\lambda_s = 2.4\cdot10^{-2} - 1.23\cdot10^{-4}\rho_s + 2.5\cdot10^{-6}\rho_s^2 \quad (16)$$

с указанием возможного разброса значений λ_s для разного типа снега. Результаты расчетов по этой зависимости показали, что значения λ_s на 0.03 Вт/(м·К) меньше, чем по формуле (1) (рис. 4).

Согласно [*Sturm et al., 1997*], коэффициент теплопроводности глубинной изморози плотностью 215 кг/м^3 при температуре от –4 до –0.5 °С равен 0.07–0.11 Вт/(м·К). Измерения в Подмосковье и расчеты по формуле (14) дали значения 0.10–0.11 Вт/(м·К) при той же плотности (см. рис. 4). При росте плотности от 200 до 350 кг/м^3 средние значения коэффициента теплопроводности глубинной изморози увеличиваются в 1.5 раза – от 0.06 до 0.09 Вт/(м·К) [*Sturm, Johnson, 1992*]. Тогда как расчеты по эмпирическим зависимостям для Подмосковья показывают рост с 0.10 до 0.19 Вт/(м·К). При этом в диапазоне плотностей 200–400 кг/м^3 коэффициент теплопроводности глубинной изморози λ_{dh1}, рассчитанный по (14), в 1.6–1.8 раза меньше значений λ_{gs1} для зернистого снега – формула (12).

Результаты расчетов показали, что значения λ_s, рассчитанные по формуле Б.В. Проскурякова (8), на 0.023 Вт/(м·К) больше, чем по упрощенной формуле А.В. Павлова (7), и на 0.04 Вт/(м·К) больше, чем для зернистого снега в Подмосковье – формула (12). Значения λ_{sa}, определенные по формуле (1), на 0.03 Вт/(м·К) больше, чем по (16). Интересно отметить, что расчеты по формуле (15), полученной для условий Подмосковья без учета структуры снега, совпадают с точностью до 3–10 % с формулой (1), полученной при осреднении расчетов по 20 известным зависимостям, и различаются приблизительно на 0.01 Вт/(м·К) в диапазоне плотности снега 150–300 кг/м^3. При этом ряд значений коэффициента теплопроводности снега на рис. 1 выходит за пределы огибающих, рассчитанных по формулам (2) и (3).

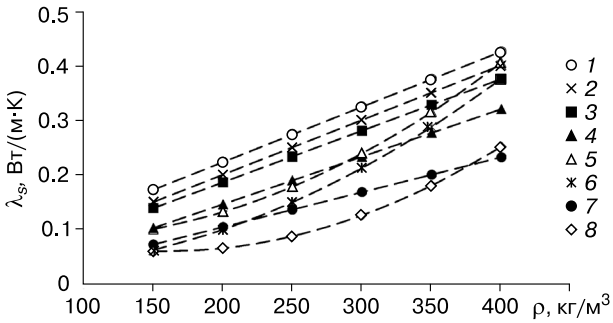

Рис. 4. Зависимость коэффициента теплопроводности (λ_s) от плотности снега:

1 – формула (8); *2* – формула (7); *3* – формула (12); *4* – формула (15); *5* – формула (1); *6* – формула (16); *7* – формула (14); *8* – формула (10).

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ СНЕГА НА КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Анализ изменений коэффициента теплопроводности для снега разной структуры показал следующее. Тренд значений коэффициента теплопроводности глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм и плотностью 200–300 кг/м^3 фактически является продолжением тренда для свежевыпавшего снега, построенного при плотности 80–175 кг/м^3. Различие в значениях коэффициента теплопроводности по этим трендам составляет 1–5 %.

Значение коэффициента теплопроводности для глубинной изморози с размерами кристаллов 1–3 мм и плотностью 300 кг/м^3 на 16 % больше, чем для глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм. Коэффициент теплопроводности метелевого снега плотностью 180–310 кг/м^3 на 21–36 % ниже по сравнению с зернистым снегом. При этом значения коэффициента теплопроводности зернистого снега на 71–85 % больше, чем у глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм и плотностью 200–300 кг/м^3, и на 60–57 % больше, чем у глубинной изморози с размерами кристаллов 1–3 мм и плотностью 300–450 кг/м^3. Это показывает существенную зависимость коэффициента теплопроводности снега от его структуры.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕГА НА КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Проведенный выше анализ показывает, что наряду со структурой снега одним из основных факторов, влияющих на разброс значений коэффициента теплопроводности снега, является его температура. Температура снега и его температурный градиент определяют величину диффузии водяного пара в снежном покрове. Температурный градиент зависит от динамики температуры приземного слоя воздуха, величины солнечной радиации, теплофизических свойств снега. Их вариации приводят к изменению распределения температуры в снежном покрове. Это, в свою очередь, влияет на концентрацию водяного пара. При понижении температуры снега возрастает конденсация (с выделением тепла и некоторым повышением температуры снега), а при повышении – сублимация

(соответственно с затратами тепла и понижением температуры). Энергоемкость сублимации и конденсации и большая скорость этих процессов и диффузии пара в снегу по сравнению с кондуктивной теплопроводностью приводят к определенному сглаживанию температурной кривой [*Красс, Мерзликин, 1990*]. Поэтому определение температурного поля требует одновременного решения задачи тепломассопереноса.

При оценке массопереноса принято полагать, что водяной пар, содержащийся в порах, капиллярах и пустотах снежного покрова, полностью насыщен. Причем плотность водяного пара однозначно определяется зависимостью от температуры. Поэтому разница в плотности водяного пара в различных горизонтах снежного покрова, обусловленная температурным градиентом, определяет диффузию водяного пара [*Павлов, 1979*]. Диффузия водяного пара происходит в направлении уменьшения его плотности, как правило, к поверхности снежного покрова.

Для оценки влияния диффузии водяного пара на массоперенос в снежной толще и изменчивость коэффициента теплопроводности снега проведем численные эксперименты. Распределение температуры в снежном покрове в рамках одномерной модели находилось по уравнению Фурье [*Осокин и др., 2004а*]:

$$A\frac{\partial T_s}{\partial \tau}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_s\frac{\partial T_s}{\partial z}\right)+F(z,\tau), \qquad (17)$$

где коэффициент

$$A=\rho_s c_s+L_e\frac{\partial e}{\partial T_s}$$

учитывает влияние сублимации–конденсации пара на температуру снега [*Красс, Мерзликин, 1990*], а

$$\lambda_s=\lambda_c+L_e D\frac{\partial e}{\partial T_s} \qquad (18)$$

представляет собой коэффициент теплопроводности как сумму слагаемых, обусловленных кондуктивной и конвективной составляющими теплопереноса [*Павлов, 1962*].

Здесь T_s – температура снега; z – координата по глубине снежной толщи; τ – время; c_s – удельная теплоемкость снега; λ_c – кондуктивная составляющая коэффициента теплопроводности снега λ_s; L_e – удельная теплота испарения; D – коэффициент диффузии водяного пара в снежном покрове; e – плотность насыщенного водяного пара; $F(z, \tau)$ – тепловыделение за счет проникающей солнечной радиации. В расчетах принято $F(z, \tau) = 0$.

На поверхности снежного покрова задается условие теплообмена с атмосферой:

$$\lambda_s\frac{\partial T_s}{\partial z}=Q_\Sigma,$$

где $Q_\Sigma = Q_c + Q_e + Q_r$ – суммарный тепловой поток за счет конвективного теплообмена, испарения и эффективного излучения поверхности соответственно.

Одним из параметров уравнения (17) является кондуктивная составляющая теплопроводности снега. Кондуктивная теплопроводность представляет собой минимальные значения коэффициента теплопроводности. Поэтому зависимость (3) предполагалось рассматривать в качестве коэффициента кондуктивной теплопроводности снега λ_c.

Для проверки этого предположения был рассмотрен температурный режим снежной толщи при низких отрицательных температурах, при которых влиянием диффузии водяного пара можно пренебречь. Для оценки λ_c приняты измерения температурного режима снежного покрова с температурой ниже –30 °С в районе антарктической станции Восток. Сравнение измеренного и расчетного температурных профилей снежной толщи в районе станции Восток в течение 11 суток показало [*Осокин и др., 2004б*], что наилучшее совпадение результатов получено при расчетах λ_c по формуле (3). При этом отличие коэффициента кондуктивной теплопроводности λ_c от коэффициента теплопроводности снега λ_s составляет 2 %. Хотя значения λ_{sl}, принятые по формуле (3), показывают хорошие результаты для условий Антарктиды, для большей части территории России они дают заниженные значения. Поэтому в дальнейших расчетах за величину λ_c были приняты значения λ_{cP} по формуле А.В. Павлова (6).

Уравнение (17) и зависимость (6) были использованы для оценки временной и пространственной (по глубине) изменчивости коэффициента теплопроводности снега. В качестве примера рассмотрим среднюю суточную температуру воздуха –10 °С. Суточный ход температуры воздуха T_a принимался по синусоидальной зависимости с суточной амплитудой 15 °С. Температура на нижней границе снежного покрова высотой 0.5 м и плотностью 250 кг/м^3 принята равной 0 °С. При расчетах значение коэффициента диффузии водяного пара в снегу D, м^2/с задавалось формулой [*Павлов, 1979*]

$$D(t_s)=0.92\cdot10^{-4}+0.29\cdot10^{-5}t_s+0.56\cdot10^{-7}t_s^2.$$

В результате расчетов определялись температура снега на разных горизонтах, интенсивность диффузии водяного пара, изменение коэффициента теплопроводности снега.

Величина $k_d = (\lambda_s - \lambda_c)/\lambda_s$ показывает долю теплопереноса в снежном покрове за счет диффузии водяного пара. С ростом k_d увеличивается влияние диффузии водяного пара на теплоперенос в снежном покрове. Из расчетов по рассмотренной модели следует, что коэффициент теплопроводности снега существенно меняется как по глубине (на 16–45 %), так и в течение суток (на 25 %) (рис. 5).

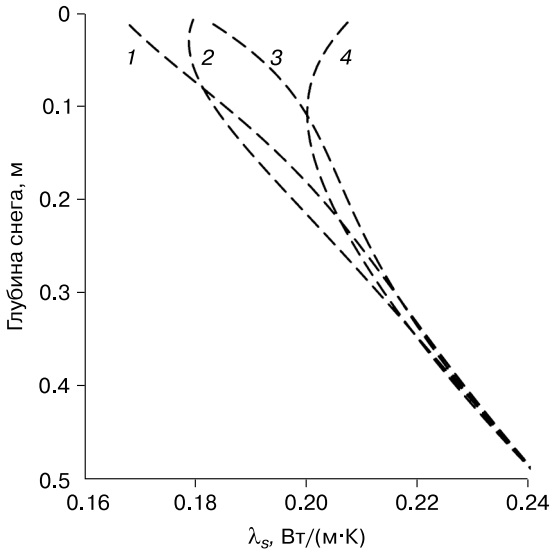

Рис. 5. Изменение коэффициента теплопроводности снега (λ_s) по глубине с интервалом 6 ч при суточном ходе температуры воздуха: –17.5 °С (*1*); –10 °С (*2*, *3*); –2.5 °С (*4*).

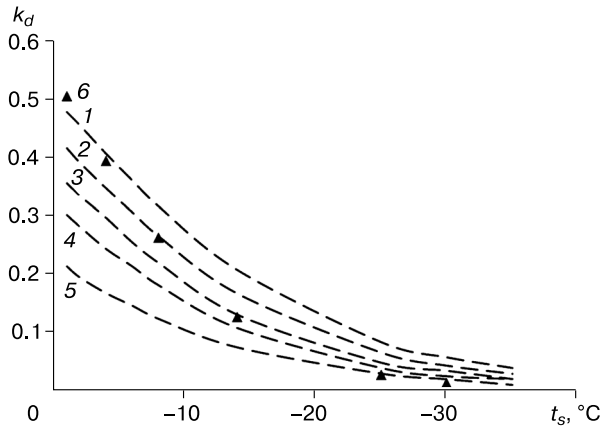

Рис. 6. Доля теплопереноса в снежном покрове за счет диффузии водяного пара (k_d), рассчитанная для снега плотностью (кг/м^3):

1 – 150; *2* – 200; *3* – 250; *4* – 300; *5* – 400; *6* – по формуле А.В. Павлова (4).

Результаты расчетов величины k_d для снега разной температуры и плотности приведены на рис. 6. Видно, что с ростом плотности снега и снижением его температуры доля теплопереноса в снежном покрове за счет диффузии водяного пара снижается. При росте плотности снега с 150 до 400 кг/м^3 и температуре снега –30 °С величина k_d уменьшается от 0.06 до 0.02, а при –4 °С величина k_d уменьшается от 0.40 до 0.17.

При повышении температуры снега от –30 до –4 °С доля теплопереноса в снежном покрове за счет диффузии водяного пара k_d увеличивается от 0.06 до 0.40 для снега плотностью 150 кг/м^3 и от 0.02 до 0.17 для снега плотностью 400 кг/м^3.

ВЛИЯНИЕ КОНВЕКТИВНОГО ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА НА ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА

На коэффициент теплопроводности наряду с диффузией водяного пара влияют конвективные потоки воздуха. В работах [*Yen, 1965; Albert, 1993; Colbeck, 1997*] отмечается, что наличие потока воздуха в поровом пространстве снега может существенно влиять на величину теплопереноса. Однако считается, что такой механизм теплопереноса связан прежде всего с горизонтальными перепадами давления на поверхности снега и с температурной неоднородностью подстилающей поверхности. Для оценки возможного влияния на коэффициент теплопроводности фирна, состоящего из округлых ледяных зерен, конвективных потоков воздуха при естественной конвекции применим метод расчета, разработанный для зернистого слоя [*Аэров, Тодес, 1968*].

Тепловой поток задается выражением $q = \lambda_c \Delta T/\Delta x + Gc_t\Delta T$. Коэффициент теплопроводности определяется как $\lambda_s = q/(\Delta T/\Delta x)$. Рассмотрим отношение

$$\varphi = \lambda_s/\lambda_c = 1 + Gc_t\Delta x/\lambda_c.$$

Определив подъемную силу воздушного потока и гидравлическое сопротивление зернового слоя при небольшой скорости воздушного потока, получим зависимость [*Аэров, Тодес, 1968*]

$$\varphi - 1 = \beta_t \Delta T \varepsilon^2 \rho_a c_t \Delta x g/(2a^2 \nu \lambda_c K),$$

где G – массовая скорость конвективного потока; β_t – коэффициент термического расширения воздуха; ε – доля внутренних объемов капилляров от всего объема слоя; ρ_a – плотность воздуха; c_t – теплоемкость воздуха; g – ускорение свободного падения; $a = \pi d^2/(\pi d^3/6) = 6/d$ – площадь поверхности зернового слоя на единицу объема (d – диаметр зерна); ν – кинематическая вязкость воздуха; $K \approx 4.55$–5.00 – коэффициент сопротивления зернового слоя; ΔT – перепад температуры на расстоянии Δx.

Вклад конвективных потоков воздуха (%) в коэффициент теплопроводности (φ – 1) при толщине слоя фирна 0.5 м и плотности 520 кг/м^3

Температурный градиент в снегу, °С/м	Радиус зерен, мм			Скорость движения воздуха, мм/ч
	1.0	1.5	2.0	
10	1.4	3.3	5.8	32
20	3.0	6.7	12.0	66
40	6.4	14.4	25.7	138
80	14.8	33.2	59.1	307

Величина $\varphi - 1 = (\lambda_e - \lambda_c)/\lambda_c$ показывает вклад конвективных потоков воздуха в коэффициент теплопроводности фирна без учета диффузии водяного пара. В таблице приведены значения величины $\varphi - 1$, рассчитанные нами при толщине слоя фирна 0.5 м, плотности 520 кг/м^3 (кубическая упаковка зерен) и коэффициенте кондуктивной теплопроводности 0.4 Вт/(м·К).

Результаты расчетов показывают, что для среднезернистого плотного фирна и возможных значений температурного градиента вклад конвективного потока воздуха в коэффициент теплопроводности может быть значительным. Так, при температурном градиенте в снегу 20–40 °С/м этот вклад достигает 6.7–14.4 %.

Однако для снега другой плотности и структуры значения коэффициента гидравлического сопротивления не известны, и здесь нужны дальнейшие исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены факторы, влияющие на теплоперенос в снежном покрове. К их числу относятся теплоперенос через ледяные кристаллы, посредством диффузии водяного пара и конвективных потоков воздуха. Проведено сравнение и дан анализ применимости ряда известных зависимостей для определения коэффициента теплопроводности снега. Нижняя огибающая значений коэффициента теплопроводности снега, рассчитанных по 20 известным эмпирическим зависимостям, соответствует значениям, полученным нами в Антарктиде для снега температурой –30...–40 °С. Коэффициент теплопроводности снега, рассчитанный по формуле М. Штурма, на 5–10 % больше значений, определенных по нижней огибающей в диапазоне плотности снега 250–400 кг/м^3. Верхняя огибающая близка к значениям коэффициента теплопроводности снега, рассчитанным по формуле А.В. Павлова при температуре снега –1 °С.

Представлены результаты экспериментальных исследований коэффициента теплопроводности снега разной структуры и плотности, проведенные нами в последние годы в Подмосковье. Получены зависимости коэффициента теплопроводности для зернистого снега в диапазоне изменения плотности 100–400 кг/м^3, метелевого снега (плотностью 190–310 кг/м^3), свежевыпавшего снега (плотностью 80–170 кг/м^3), глубинной изморози с размерами кристаллов 0.8–1.5 мм (плотностью 185–310 кг/м^3) и глубинной изморози с размерами кристаллов 1–3 мм (плотностью 260–450 кг/м^3).

Данные экспериментальных исследований в Подмосковье показали существенное влияние структуры снега на коэффициент теплопроводности. Так, значения коэффициента теплопроводности зернистого снега оказались на 21–36 и 57–85 % больше, чем у метелевого снега и глубинной изморози.

Из результатов математического моделирования следует, что влияние диффузии водяного пара на теплоперенос в снежном покрове более значимо для снега меньшей плотности при небольшой отрицательной температуре.

При росте температуры снега с –30 до –4 °С доля теплопереноса в снежном покрове за счет диффузии водяного пара (k_d) увеличивается от 0.06 до 0.40 для снега плотностью 150 кг/м^3 и от 0.02 до 0.17 для снега плотностью 400 кг/м^3.

При плотности снега 150 кг/м^3 и повышении его температуры от –30 до –4 °С рост коэффициента теплопроводности составляет 58 %, тогда как при плотности снега 300 кг/м^3 этот рост равен 28 %.

Выполненные оценки показали, что для плотного зернистого снега, в частности фирна, существенное влияние на теплоперенос могут оказать конвективные потоки воздуха. Однако исследования в этом направлении должны быть продолжены.

Представленная в работе модель тепломассопереноса в снежном покрове и модельные расчеты выполнены при финансовой поддержке Программы ИГ РАН, 77 (01201352476), а экспериментальные исследования коэффициента теплопроводности снега, определяющего его термическое сопротивление, и анализ их результатов выполнены при поддержке РФФИ (проект № 13–05–01167).

Литература

Аэров М.Э. Гидравлические и тепловые основы работы аппаратов со стационарным кипящим и зернистым слоем / М.Э. Аэров, О.М. Тодес. Л., Химия, 1968, 510 с.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии / В.Т. Балобаев. Новосибирск, Наука, 1991, 194 с.

Красс М.С. Радиационная теплофизика снега и льда / М.С. Красс, В.Г. Мерзликин. Л., Гидрометеоиздат, 1990, 262 с.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013а, т. 53, № 1, с. 93–103.

Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. К оценке тепломассообмена в поверхностном слое снега с учетом проникающей солнечной радиации // Материалы гляциол. исслед., 2004а, вып. 96, с. 127–132.

Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. К оценке коэффициента теплопроводности снега на станции Восток // Материалы гляциол. исслед., 2004б, вып. 97, с. 189–191.

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. 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., 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., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013б, т. 53, № 3, с. 63–70.

Павлов А.В. Некоторые вопросы теплофизики снежного покрова // Тепловой баланс леса и поля. М., Ин-т географии АН СССР, 1962, с. 186–201.

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

Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли / А.В. Павлов. Новосибирск, Наука, 1984, 256 с.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2008, 229 с.

Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лед и снег, 2013, т. 53, № 3, с. 71–77.

Albert M.R. Some numerical experiments on firn ventilation with heat transfer // Ann. Glaciol., 1993, vol. 18, p. 161–165.

Calonne N., Flin F., Morin S., Lesaffre B., du Roscoat S.R., Geindreau C. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow // Geophys. Res. Lett., 2011, vol. 38, L23501, DOI: 10.1029/2011GL049234.

Colbeck S.C. Model of wind pumping for layered snow // J. Glaciol., 1997, vol. 43 (143), p. 60–65.

Fukusako S. Thermophysical properties of ice, snow, and sea ice // Intern. J. Thermophysics, 1990, vol. 11, No. 2, p. 353–372.

Pitman D., Zuckerman B. Effective thermal conductivity of snow at –88°, –27°, and –5 °C // J. Appl. Physics, 1967, vol. 38, No. 6, p. 2698–2699.

Sturm M., Johnson J.B. Thermal conductivity measurements of depth hoar // Geophys. Res., 1992, vol. 97 (B2), p. 2129–2139.

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // J. Glaciol., 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.

Yen Y.C. Effective thermal conductivity and water vapor diffusivity of naturally compacted snow // J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, No. 8, p. 1821–1825.

Поступила в редакцию
9 июня 2014 г.