

Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози

© 2013 г. Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва

rob31@mail.ru

Статья принята к печати 27 февраля 2013 г.

Глубинная изморозь, зернистый снег, коэффициент теплопроводности.
Coefficient of heat conductivity, depth hoar, granular snow.

По результатам лабораторных исследований определены значения эффективной теплопроводности перекристаллизованного снега. Установлены существенные различия в величине коэффициента эффективной теплопроводности глубинной изморози и зернистого снега при плотности ρ от 0,15 до 0,45 г/см³ для снежного покрова Подмосковья. Получена эмпирическая зависимость коэффициента эффективной теплопроводности глубинной изморози от плотности $K_{ef} = 0,636\rho - 0,023$ Вт/(м °С). На территории Подмосковья и прилегающих областей горизонты глубинной изморози составляют 50–90% толщины снежной толщи, поэтому теплофизические свойства глубинной изморози в значительной степени определяют термическое сопротивление снежного покрова и влияют на теплообмен в системе атмосфера – снежный покров – подстилающие породы.

Введение

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются толщиной снега и коэффициентом его эффективной теплопроводности K_{ef} . Последний используется при расчёте глубины промерзания почв и грунтов и оценке тепловых потоков в системе атмосфера – снежный покров – подстилающие породы при моделировании климатических изменений. Необходимый параметр, входящий в теплофизические уравнения, – коэффициент эффективной теплопроводности снежного покрова, который учитывает кондуктивный и диффузионный теплоперенос. Для Европейской части России величина K_{ef} изменяется в широком диапазоне [3, 9], что создаёт определённые трудности при оценке теплозащитных свойств снежного покрова.

Современные представления о метаморфизме снежного покрова указывают на тесную взаимосвязь между перекристаллизацией снега и тепломассопереносом в снеге [1, 3, 6]. Однако влияние метаморфизма снега на его термические свойства изучено слабо. Большинство известных зависимостей связывают теплопроводность снега с его плотностью, не учитывая при этом изменчивость структуры снежного покрова. По-видимому, здесь играет роль разный подход в рассмотрении снега как объекта изучения. Так, при исследовании структурных преобразований в снеге снежную толщу анализируют как совокупность кристаллов. В случае теплофизического подхода снежный покров описывается как сплошная многофазная среда. Методы исследования при этом также различаются.

Исследования теплопроводности снега показали, что такие составляющие теплообмена в снежном покрове, как кондукция, диффузия водяного пара и конвекция, по-разному влияют на эффективную теплопроводность. Изучение теплопроводности перекристаллизованного снега, которые провёл Де Кервен, показало, что теплоперенос в основном происходит за счёт макродиффузии, доля кондуктивности составляет 25%, а вклад конвекции вообще ничтожно мал. По мнению З. Иосида, кондуктивный перенос тепла в снеге даёт более существенный вклад – не менее 2/3 значения эффективной теплопроводности [4]. Аналогичные результаты получены Г.К. Сулаквелидзе и Г.М. Куваевой при исследованиях снежного покрова Большого Кавказа [5] и А.В. Павловым на Загорском стационаре [9]. По мнению многих отечественных исследователей второй половины XX в., плотность и температура снега – основные параметры, влияющие на его теплопроводность, а структура снега существенно не влияет на этот параметр. Однако экспериментальные исследования авторов работы [10] показали, что структура снега заметно влияет на эффективную теплопроводность.

Косвенно это обнаруживается при сравнении самых известных в научной литературе эмпирических зависимостей для расчёта эффективной теплопроводности снега, полученных для разного типа снега в различных географических условиях [3, 4, 9, 10]. В диапазоне плотности снега от 0,05 до 0,30 г/см³ различия в оценке K_{ef} при одинаковой плотности у разных авторов достигают 100–250%. Таким обра-

зом, неопределённость в оценке термических свойств снежного покрова крайне высока. Поэтому определение региональных значений K_{ef} для снега различного типа — важная практическая задача. Глубинная изморозь — наиболее значимый и широко распространённый тип снега. В данной работе рассматриваются результаты экспериментального определения эффективной теплопроводности глубинной изморози, а также свежеснежного и зернистого снега. Образцы снега для исследования отбирали в Подмоскowie в зимы 2010/11 и 2011/12 гг.

Особенности метаморфизма снежного покрова Подмоскowie

Образование горизонтов глубинной изморози в снежном покрове наиболее характерно для регионов с континентальным климатом. Однако глубинная изморозь — частое явление на территориях, где зимние условия менее суровы, например в средней полосе Европейской части России. Известно, что горизонты глубинной изморози имеют относительно небольшую теплопроводность и препятствуют уплотнению снега [4] из-за их жесткой вертикальной текстуры, способной нести большую нагрузку. При развитии глубинной изморози улучшаются теплозащитные свойства снежного покрова, в результате чего верхний слой почвы не подвергается выхолаживанию. Наиболее заметные структурные изменения в снежном покрове Подмоскowie происходят в первые недели после его установления вследствие процессов сублимационной перекристаллизации [2]. Интенсивной перекристаллизации снежного покрова способствуют малая толщина снега, суточные и погодные колебания температуры воздуха, а также запас влаги в почве, сохранившейся с осени. По данным автоматических регистраторов, температурный градиент в снежном покрове составляет 0,17–0,20 °C/см в декабре и уменьшается до 0,05–0,03 °C/см в феврале и марте в связи с накоплением снежного покрова и увеличением его толщины. Аналогичные значения температурного градиента получены с помощью автоматических регистраторов температуры зимой 2011/12 гг. Величина диффузионного потока водяного пара, соответствующая среднему градиенту температуры в снежном покрове в начале зимы, оценивается не менее 0,005 г/см² в сутки, что втрое больше порогового значения величины диффузии для начала роста скелетных форм кристаллов [5].

С 2010 по 2013 г. проводились регулярные наблюдения за стратиграфическим строением снежного покрова на полигоне в Южном Подмос-

ковье (дер. Голохватово). Наблюдения показали, что в случае типичных зим через 3–4 недели после формирования устойчивого снежного покрова повсеместно образуются горизонт глубинной изморози, который препятствует уплотнению снежной толщи. В зимы с продолжительными холодными периодами отмечается слабое уплотнение снега, о чём свидетельствуют значения средней плотности снежного покрова в конце зимнего периода, равные 0,20–0,24 г/см³. Наиболее интенсивно уплотнение снега происходит при оттепелях. При этом режелеационное округление и смерзание зёрен снега затрагивают лишь верхний его слой, толщиной около 5–15 см. Для лесных массивов и на окраинах полей в горизонтах глубинной изморози преобладают кубкообразные ледяные кристаллы. К концу зимы кристаллы в глубинной изморози достигают 3–5 мм в поперечнике и слагают нижний слой снежной толщи. Над ним лежит слой мелкой глубинной изморози со средним размером кристаллов 1,5–2 мм. На открытых пространствах водоразделов и выпуклых формах рельефа, где толщина снежного покрова невелика, в разрезе встречаются столбчатые формы кристаллов. Интенсивная перекристаллизация при малой толщине снежного покрова на возвышенных участках способствует формированию горизонта крупных столбчатых кристаллов глубинной изморози, размером до 10–15 мм, что наблюдалось зимой 2011 и 2012 г.

В последние годы зимы в Подмоскowie были устойчиво холодными с редкими периодами потепления. Развитие снежной толщи имело преимущественно характер разрыхления, сопровождавшегося образованием мощного горизонта глубинной изморози. В снежных шурфах, удалённых друг от друга на десятки километров, в стратиграфических разрезах обнаружены схожие черты. По данным снегомерных съёмов, проведённых в период максимальных снегозапасов в марте 2012 г., сформирован общий усреднённый стратиграфический спектр снежного покрова, представленный на рис. 1. Диаграмма показывает отношение толщины определённого типа снега к общей толщине снежного покрова. Использовалось описание 50 шурфов для различных участков снегосъёмки: луговой участок, лиственный лес, лесная опушка. Отметим, что горизонты глубинной изморози в снежном покрове занимали 60–65% его толщины. Доля мелко- и среднезернистого снега составляла около 30%, оставшаяся часть была представлена свежеснежным снегом. Отдельные снегомерные измерения, выполненные в Подмоскowie в 2001–2011 гг., показывают схожий

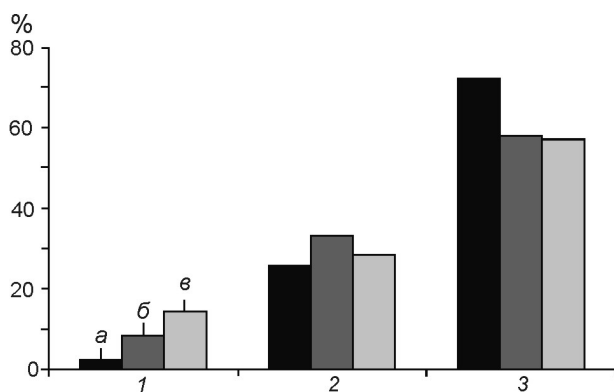


Рис. 1. Диаграмма стратиграфического спектра снежного покрова в Подмоскowie (28 февраля 2012 г.):

a — поле; *б* — лес; *в* — лесная поляна; 1 — свежеснеживавший снег; 2 — зернистый снег; 3 — глубинная изморозь

Fig. 1. Diagram of stratigraphic range of the snow cover in the Moscow region (28.02.12):

a — field; *б* — forest; *в* — forest glade; 1 — new snow; 2 — granular snow; 3 — depth hoar

характер стратиграфического спектра, за исключением зим 2004/05 и 2007/08 г., которые были мало-снежными и тёплыми. Таким образом, в Подмоскowie в результате частой смены погодных условий формируется стратифицированная снежная толща, которая представлена двумя основными горизонтами: зернистым снегом и глубинной изморозью.

Методика исследований

Полевые работы. Зимы 2010/11 и 2011/12 г. отличались умеренным снегонакоплением и продолжительными холодами во второй половине зим, что вызвало интенсивную перекристаллизацию снежной толщи и незначительное уплотнение снега. Основную часть снежной толщи представляли собой рыхлые слои. Снегомерные наблюдения проводились на юге Подмоскovia в естественном ландшафте и предусматривали стратиграфические исследования, а также измерения толщины и средней плотности снежного покрова в поле и лесу. Плотность свежеснеживавшего снега изменялась от 0,05 до 0,15 г/см³, а других слоёв — от 0,15 до 0,23 г/см³. Образцы снега отбирали регулярно на площадках с ненарушенным снежным покровом. Отбор плотного снега проводился во время оттепелей и в период снеготаяния.

Данные о состоянии снежной толщи сопоставлялись с материалами снегосъёмок в Тверской, Калужской, Тульской и Орловской областях, выполненных в период максимального снегонакопления. Сравнение результатов снегомерных съёмок позволило установить общий характер развития снежной толщи на обширной территории. При различном

снегонакоплении в Подмоскowie и сопредельных областях среднее уплотнение снежного покрова и его стратиграфические разрезы на разных участках оказались подобными. Данное наблюдение позволяет экстраполировать результаты экспериментально определённых значений теплопроводности снега в Подмоскowie на более обширную территорию.

Подготовка образцов снега. Образцы снега отбирались с помощью плоского щита из стенки шурфа горизонтально. При работе со слоями свежеснеживавшего и зернистого снега формирование образца требуемой формы не вызывало затруднений ввиду хорошего сцепления между частицами снега. Наиболее трудным был отбор образцов рыхлого перекристаллизованного снега и особенно — глубинной изморози. В результате хрупкости и жёсткости структуры глубинной изморози даже при незначительном механическом воздействии на слой нарушается его целостность. Поэтому при отборе образцов из рыхлого слоя глубинной изморози захватывали более плотные соседние слои снега, которые удаляли после установки образца в контейнер.

По контрольным измерениям плотности снега в шурфе и после подготовки образца относительное уплотнение глубинной изморози составляло 4–11%, что сравнимо с погрешностью теплофизических измерений. Плотные нижние слои глубинной изморози, часто смёрзшиеся, с притёртой к почве ледяной коркой, имеют более прочную структуру и менее подвержены разрушению при отборе образцов, их уплотнение было незначительным.

Описание лабораторной установки. Метод определения эффективной теплопроводности снега, предложенный в настоящей работе, — менее оперативен по сравнению с другими используемыми методами, однако он позволяет не зависеть от условий погоды и моделировать различные температурные режимы в морозильнике. Методика построена на основе определения коэффициента пропорциональности между величиной теплового потока и перепадом температуры в образце [6]. Чаще всего данный метод используется для анализа теплопроводности веществ с хорошими теплоизолирующими свойствами, к которым, очевидно, относится и снежный покров. Образцы снега отбирали из однородных слоёв естественного снежного покрова. Минимальные размеры образца составляли 30 × 30 см, его толщина — 12–15 см. После того, как образец помещали в испытательный контейнер, небольшие зазоры между стенками заполняли снегом, оставшимся при его формировании. Одновременно определяли плотность снега, средний

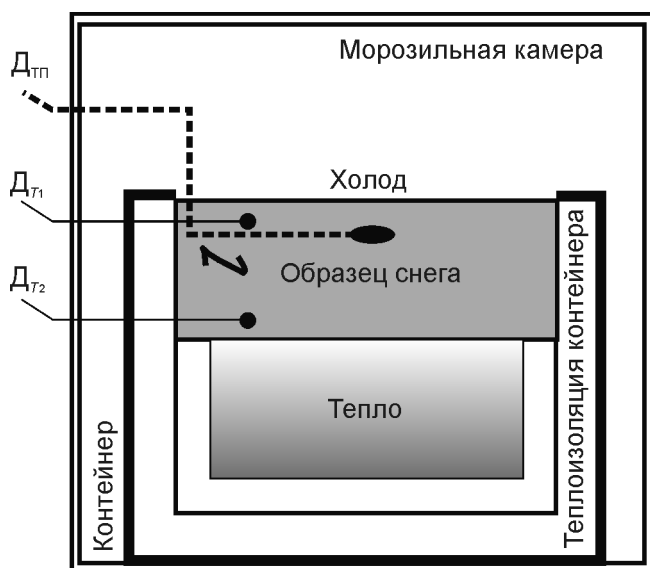


Рис. 2. Схема измерительной установки
Fig. 2. Scheme of the measuring system

размер кристаллов и характерную их форму. Для стенок контейнера проводили дополнительную теплоизоляцию, при этом верхняя плоскость, через которую помещался образец, оставалась доступной. В нижней части контейнера, в выдвижной секции, располагалась ёмкость с охлаждённой водой, объёмом около 2 л, для создания притока тепла к нижней части образца. В морозильной камере контейнер отгораживали от стенок системы охлаждения для уменьшения резких перепадов температуры.

Теплоизоляция стенок контейнера и самоизоляция образца плоской формы исключали возможность значимого теплового потока в горизонтальном направлении. Образец снега имел естественную ориентацию, поэтому вертикальный тепловой поток в образце соответствовал направлению теплового потока в снежном покрове. Плоский датчик теплового потока D_{TP} помещался в центре образца; выше и ниже его располагались датчики температуры D_{T1} и D_{T2} , расстояние между которыми l составляло 100 мм. Схема установки показана на рис. 2. До начала измерений образец снега выдерживался в течение 3–5 ч при постоянной отрицательной температуре. Градиент температуры в образцах снега изменялся в зависимости от установленной температуры в морозильнике. Толщина теплоизоляции между ёмкостью с водой и образцом снега позволяла регулировать температуру снизу. Продолжительность измерений для каждого образца снега составляла 20–30 ч. Всего обработано 68 образцов снега различной структуры и плотности.

Описание методики и результаты. В процессе опытов температура в морозильнике понижалась через каждые 2–3 ч измерений с шагом около 4 °С. После измерений при температуре в морозильнике –22 °С температура последовательно повышалась до 0 °С. Температуру в морозильной камере контролировали электронным термометром с точностью 0,1 °С.

Теплопроводность снега измерялась в двух режимах – тёплом и холодном при температуре образца соответственно от –2 до –7 °С и от –8 до –22 °С. Тёплый режим наиболее характерен для нижних слоёв снежного покрова в естественных условиях. Холодный режим соответствует периодам похолодания, когда температура верхнего слоя снежного покрова опускается ниже –10 °С. По данным измерения теплового потока в образце снега и значениям градиента температуры, установившегося в образце, вычислялся коэффициент эффективной теплопроводности K_{ef} как коэффициент пропорциональности этих величин. Построены зависимости теплового потока от градиента температуры, которые для всех образцов были близки к линейной. Пример зависимости теплового потока Q от градиента температуры dT/dh приведён на рис. 3. На графике показаны значения теплового потока в образце глубинной изморози при изменении градиента температуры от 20 до 80 °С/м. Плотность снега составляла 0,26 г/см³ и не изменялась в ходе эксперимента; средний размер кристаллов составлял 1,5 мм. Экспериментальные данные

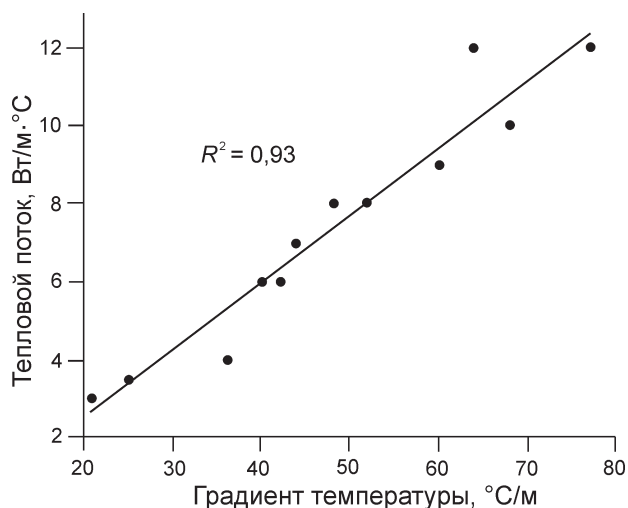


Рис. 3. Экспериментальная зависимость теплового потока от градиента температуры в снеге (глубинная изморозь, плотность 0,26 г/см³)

Fig. 3. Experimental dependence of the heat flux from the temperature gradient in snow (depth hoar, the density 0.26 g/cm³)

Характеристики снега и экспериментальные значения K_{ef} для тёплого и холодного режимов

Характеристика слоя снега	Кристаллическая форма	Плотность снега, г/см ³	Средний диаметр зерна, мм	K_{ef} (тепло), Вт/(м·°С)	K_{ef} (холод), Вт/(м·°С)	Относительное изменение K_{ef} , %
Свежевыпавший	Дендриты	0,08	—	0,036	0,029	–21
		0,10		0,057	0,050	–14
		0,12		0,087	0,076	–15
Лежалый	Полиэдрическая	0,15	0,3	0,095	0,079	–20
Мелкозернистый	Полиэдрическая	0,21	0,3	0,165	0,153	–9
Мелкокристаллический	Гранная	0,22	0,2	0,071	0,065	–8
Метелевый	Фрагменты снежинок	0,25	—	0,111	0,104	–7
Зернистый плотный	Полиэдрическая	0,26	0,5	0,242	0,192	–26
Среднезернистый	—	0,25	0,5	0,258	0,211	–22
—	Гранная	0,30	1,0	0,210	0,200	–5
Крупнозернистый	—	0,30	0,5	0,300	0,290	–4
То же, плотный	Полиэдрическая	0,39	1,0	0,316	0,240	–32
Глубинная изморозь	Скелетная	0,195	1,0	0,125	0,125	0
		0,23	1,0	0,105	0,096	–9
		0,24	2,0	0,152	0,148	–3
		0,28	2,0	0,146	0,137	–5
		0,26	1,5	0,154	0,152	–1
		0,29	2,0	0,149	0,152	2
		0,245	1,3	0,170	0,169	–1
		0,31	2,0	0,191	0,193	1
		0,40	2,0	0,249	0,231	–8

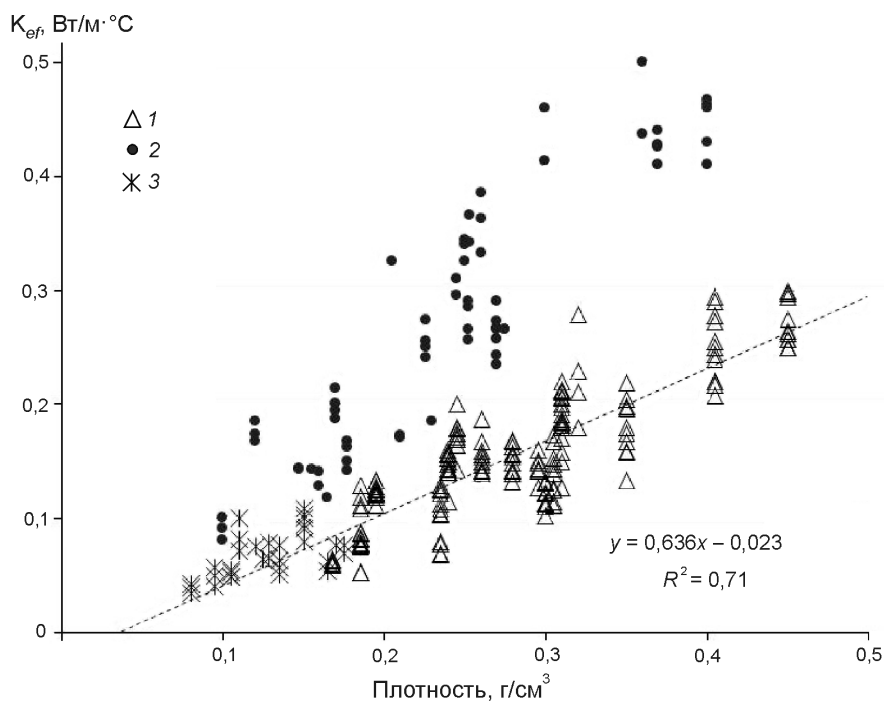


Рис. 4. Экспериментальные точки эффективной теплопроводности снега:

1 – глубинная изморозь; 2 – зернистый снег; 3 – свежий снег (пунктир – см. текст)

Fig. 4. Experimental data of the effective thermal conductivity of snow:

1 – depth hoar; 2 – granular snow; 3 – new snow (dotted line – see text)

аппроксимируются уравнением $Q = 0,15dT/dh$ при коэффициенте корреляции $R^2 = 0,93$.

Коэффициент пропорциональности в этом уравнении соответствует среднему значению коэффициента эффективной теплопроводности K_{ef} (Вт/м·°С) для исследуемого образца. Отдель-

но вычислены значения K_{ef} для тёплого и холодного режимов. В образцах снега выполнено около 700 измерений коэффициента эффективной теплопроводности. Часть полученных данных представлена в таблице. Выделено три группы образцов по основному типу: свежевыпавший снег, зернистый

снег и глубинная изморозь. Отмечено, что при увеличении плотности снега значение K_{ef} во всех группах возрастает. Минимальная эффективная теплопроводность снега характерна для свежеснежного и глубинной изморози, максимальная — для плотного зернистого снега. Отметим также, что в группе зернистого снега перекристаллизованный снег (гранные формы) имеет меньшие значения K_{ef} по сравнению со снегом, состоящим из округлых зёрен (полиэдрическая форма) при близких значениях плотности. Наличие гранных форм кристаллов снега указывает на переходный характер структуры снега от зернистого к глубинной изморози, что отмечено также в изменении K_{ef} .

Наибольшая трансформация величины K_{ef} в зависимости от температурного режима (см. таблицу) установлена для образцов зернистого снега: с понижением температуры значение K_{ef} уменьшается в среднем на 20%, что соответствует выводам более ранних исследований [3, 4, 7]. Изменения коэффициента эффективной теплопроводности глубинной изморози составляют менее 10%, а в ряде образцов они были менее 5%, т.е. находились в пределах погрешности измерений. Зависимость K_{ef} от размера зерна снега выражена слабо и обнаружена только в образцах зернистого снега. Наиболее существенные различия зернистого и перекристаллизованного снега проявились в зависимости величины K_{ef} от плотности (рис. 4). По экспериментальным данным построена линейная зависимость K_{ef} (Вт/м·°С) от плотности снега ρ (г/см³) для глубинной изморози (показана пунктиром на рис. 4), плотностью от 0,15 до 0,45 г/см³, по формуле $K_{ef} = 0,636\rho - 0,023$. Эта зависимость объединяет данные для рыхлой и уплотнённой глубинной изморози, так как чётких структурных различий между ними не обнаружено.

Обсуждение результатов

При сравнении данных о снеге разного типа установлено, что теплопроводность глубинной изморози в 1,5–2 раза меньше теплопроводности зернистого снега в широком диапазоне плотности. Наиболее вероятное значение коэффициента эффективной теплопроводности глубинной изморози составляет 0,11–0,13 Вт/м·°С, что соответствует плотности 0,21–0,23 г/см³. Фирнизация верхних слоёв снежного покрова и уплотнение нижних слоёв в результате оттепелей ухудшают теплозащитные свойства как зернистого, так и перекристаллизованного снега. Уплотнённая (притаявшая) глубинная изморозь имеет теплопроводность около 0,15–0,17 Вт/м·°С при плотности 0,26–0,30 г/см³. При этом её рыхлая

скелетная структура и теплозащитные свойства сохраняются и остаются значительно выше, чем для зернистого снега той же плотности. В целом полученные экспериментальные данные K_{ef} по всем типам снега находятся в области, ограниченной минимальными и максимальными расчётными значениями коэффициента эффективной теплопроводности для данного региона, приведёнными в работах [7, 8]. Усреднённые значения K_{ef} , полученные по образцам, отобраным из шурфов, практически совпадают со средними оценками K_{ef} в работе [7].

Анализ литературных источников показал, что по данному региону (Подмосковье) имеется мало данных о структуре снежного покрова. Недостаточно и экспериментальных определений теплопроводности снега. Вместе с тем в работе [3] делается вывод о независимости теплофизических характеристик снега средних широт от его структуры. Авторы этого исследования вывели логарифмическую зависимость теплопроводности снега от его плотности в пределах 0,12–0,30 г/см³. При средней плотности снежного покрова в Подмосковье 0,22–0,24 г/см³ эффективная теплопроводность, вычисленная по предлагаемой зависимости, составляет около 0,22 Вт/м·°С, что вдвое превышает полученные нами результаты для глубинной изморози, но практически совпадает с нашими оценками K_{ef} для зернистого снега. Однако авторы не приводят сведения о характере перекристаллизации снежного покрова и образцов снега, по которым они получили результаты.

Согласно [10], теплопроводность глубинной изморози слабо зависит от её плотности и связана главным образом с температурой снега. На основе экспериментальных данных М. Стурм определил значения теплопроводности глубинной изморози как 0,05–0,11 Вт/м·°С, что меньше средних оценок для Подмосковья. Исследования [10] показали усиление влияния температуры снега на его эффективную теплопроводность при температурах, близких к 0 °С. В нашем случае зависимость от температуры чётко не выявлена, возможно, из-за более узкого температурного диапазона в опыте. В случае с глубинной изморозью температура в центре образцов менялась от –5 до –15 °С. Тем не менее, изменчивость параметра K_{ef} от температуры была установлена для ряда образцов перекристаллизованного снега и составила около 9%. Наибольшая изменчивость зафиксирована в случае зернистого снега, для которого влияние температуры на эффективную теплопроводность достигает 30%, а в среднем составляет около 20%. Полученные данные указывают на большую зависимость K_{ef} глубинной изморози от

плотности по сравнению с данными исследования [10], что свидетельствует о региональных особенностях метаморфизма снежного покрова, в котором проявляются процессы режеляционного смерзания кристаллов в период оттепелей.

На основании экспериментальных данных и результатов стратиграфических исследований мы получили усреднённые значения коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова для Подмосковья: в лесу оно составляет $0,11 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$, а в поле — $0,14 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$. Хотя доля перекристаллизованных слоёв снега в поле была больше чем в лесу — 70 и 60% соответственно, влияние оттепелей на снежный покров поля было более существенно. Различия обусловлены более высокой средней плотностью снега в поле и присутствием фирнизованных слоёв. Значения теплопроводности вычислялись на период максимального снегонакопления зимы 2011/12 г. — последнюю декаду февраля — первую декаду марта. Полученные нами средние значения эффективной теплопроводности снежного покрова на 30–40% меньше расчётных значений по формулам, предложенным в работах [3, 9], что обусловлено исключительно термическими свойствами перекристаллизованного снега. В контрастные зимы (например, в зиму 2010/11 г.) с чередованием холодных и тёплых периодов формируется стратифицированная снежная толща, поэтому различия могут быть ещё более существенными.

Отметим, что для рыхлого перекристаллизованного снега требуется дальнейшее совершенствование методов отбора образцов в полевых условиях. Возможное направление для будущих экспериментальных исследований — изучение теплопроводности перекристаллизованного снега при температурах, близких к 0°С .

Заключение

В условиях Подмосковья интенсивная перекристаллизация снега способствует образованию горизонтов разрыхления, состоящих преимущественно из кристаллов глубинной изморози. Несмотря на кратковременные оттепели, слои глубинной изморози охватывают большую часть снежной толщи во второй половине зимы, что подтверждено многочисленными полевыми наблюдениями. В отличие от зернистого снега развитие глубинной изморози препятствует уплотнению снега длительное время и, кроме того, улучшает теплозащитные свойства снежного покрова в целом.

Лабораторные исследования показали зависимость коэффициента эффективной теплопровод-

ности K_{ef} от структуры снега. Глубинная изморозь отличается низкой теплопроводностью, которая незначительно увеличивается с ростом плотности, в отличие от зернистого снега. Предложена эмпирическая линейная зависимость K_{ef} глубинной изморози от плотности, которая применима в диапазоне изменения плотности от $0,15$ до $0,45 \text{ г/см}^3$. Комплекс полевых и лабораторных методов исследований позволил выявить региональные особенности термических свойств снежного покрова Подмосковья: наиболее вероятное среднее значение теплопроводности снежного покрова находится в диапазоне $0,11–0,15 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$, что определяется низкой плотностью снежного покрова и развитием глубинной изморози.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-01167.

Литература

1. Войтковский К.Ф., Голубев В.Н., Лантева Н.И., Трошкина Е.С., Ушакова Л.А., Павлов А.В. Массоперенос и метаморфизм в снежном покрове // МГИ. 1975. № 25. С. 146–152.
2. Володичева Н.А., Трошкина Е.С. Изучение структуры снега // МГИ. 1966. № 12. С. 149–152.
3. Дьячкова Т.В., Серова И.В. Теплофизические свойства снега // Тр. ГГО. 1960. Вып. 94. С. 2–8.
4. Иосида З. Физические свойства снега // Лёд и снег, свойства, процессы, использование. М.: Мир, 1966. С. 376–423.
5. Куваева Г.М., Сулаквелидзе Г.К. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа. М.: Наука, 1967. 193 с.
6. Михеев М.А., Михеева И.М. Основы теплопередачи. М.: Наука, 1977. 344 с.
7. 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.
8. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А. Влияние параметров снега на температурный режим снежной толщи при внутрисуточных колебаниях температуры воздуха // МГИ. 2001. № 91. С. 71–74.
9. Павлов А.В. Исследование теплового баланса и теплофизических свойств снежного покрова в районе Загорска в период МГГ // МГИ. 1960. № 4. С. 109–118.
10. Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

Summary

As a result of laboratory tests, values of the effective thermal conductivity of recrystallized snow were obtained. There are big differences between the coefficient of effective thermal conductivity of depth hoar and granular snow density in the range from 0.15 to 0.45 g/cm^3 . The linear dependence of the effective thermal conductivity of depth hoar on its density is given by: $K_{ef} = 0.636\rho - 0.023 \text{ W/(m}^\circ\text{C)}$.