

## **Изменчивость термического сопротивления снежного покрова и его влияние на промерзание – протаивание грунта**

**В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский**

Снежный покров является важным фактором взаимодействия в системе атмосфера–поверхностные покровы – подстилающее основание. Он оказывает влияние на термическое состояние верхних горизонтов многолетнемерзлых пород, условия их формирования и функционирования. Теплозащитные свойства снежного покрова определяются величиной его термического сопротивления  $R_s$ , равного отношению высоты снежного покрова ( $h_s$ ) к коэффициенту эффективной теплопроводности снега ( $\lambda_s$ ). Одним из основных параметров снежного покрова, определяющим его термическое сопротивление и теплозащитные свойства является коэффициент эффективной теплопроводности снега. Его значение зависит от плотности, структуры и температуры снега. В настоящее время имеется много зависимостей для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега от его плотности. Однако они дают большой разброс значений  $\lambda_s$ , вызванный, в частности, не учетом структурных особенностей снега.

Выбор зависимости коэффициента эффективной теплопроводности снега, который в дальнейшем будем называть коэффициент теплопроводности снега, представляет определенную проблему. Для получения зависимости коэффициента теплопроводности от плотности снега было обработано 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [Осокин и др., 1999]. Для каждого значения плотности с шагом  $10 \text{ кг/м}^3$  были рассчитаны средние значения, а результирующую кривую средних значений аппроксимировали следующей зависимостью:

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2. \quad (1)$$

где  $\rho_s$  – плотность снега,  $\text{кг/м}^3$ .

Известна упрощенная зависимость А.В. Павлова [2008] для оценки коэффициента теплопроводности снега

$$\lambda_s = \kappa \rho_s, \text{ Вт/(м}^\circ\text{К)}, \quad (2)$$

$\kappa = 10^{-3}$  – коэффициент размерности. Эту формулу автор рекомендует применять при температуре снега  $-10 \dots -20^\circ\text{C}$ . При более высоких или более низких температурах снега эти значения коэффициента теплопроводности следует увеличивать или уменьшать на  $0,04 \text{ Вт/(м}^\circ\text{К)}$ , соответственно. Используя последнюю зависимость, получим, что при высоте снежного покрова  $h_s = 0,50 \text{ м}$  и плотности снега  $\rho_s = 200 \text{ кг/м}^3$  значение  $R_s \approx 2,5 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ , аналогичная теплоизоляционная способность снежного покрова будет при  $h_s = 1,00 \text{ м}$  и плотности снега  $400 \text{ кг/м}^3$ .

Приведенные выше формулы не учитывают структурные особенности снега. Для получения значений коэффициента теплопроводности снега разной структуры, были проведены полевые исследования в районе метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген). В результате их обработки получены значения  $\lambda_s$  для нескольких типов снега и зависимости коэффициента теплопроводности от температуры снега в режиме охлаждения и нагревания поверхности снежного покрова.

### **Экспериментальные исследования**

Экспериментальные исследования были проведены в апреле 2014 г. Толщина снежного покрова превышала 1 м, и он состоял из слоев снега разной структуры и плотности. Температура воздуха во время проведения экспериментальных исследований колебалась в пределах  $-8...-14^{\circ}\text{C}$ . Суточный перепад температуры составлял  $2-4^{\circ}\text{C}$ . Для измерения температуры снега использовались температурные логгеры iButtons DS1922L/DS1922T с точностью измерений температуры термохронной  $0,0625^{\circ}\text{C}$ . Центры термохрон располагались на расстоянии 5 см друг от друга. Диаметр активной части термохрона составляет 12 мм при толщине 4 мм. Таким образом, измерялась средняя температура в слое снега глубиной (шириной) 1 см, а микроколебания температуры на контактах ледяных кристаллов размером 0,1 – 4 мм с воздухом в порах усреднялись. Запись температуры проводилась с интервалом в 20 мин. Измерения проводились как с горизонтальной дневной поверхности снежного покрова, так и в вертикальной стенке шурфа (рис. 1).

При измерении распределения температуры в слое метелевого снега (через сутки после метели) датчики помещались в снежный покров с дневной поверхности на глубину 3, 8 и 13 см. Для искусственного изменения температуры поверхности сверху, на исследуемую часть снежного покрова, помещался цилиндрический сосуд, наполненный водно-ледовой смесью. По окружности основания сосуда диаметром 20 см размещался теплоизолятор, заглубленный на 20 см в снег, для предотвращения бокового оттока тепла. Для измерения температуры определенного типа снега измерения проводились в стенке шурфа на глубине 5, 10 и 15 см. При измерении температурного режима в глубине вертикальной стенки шурфа датчики помещались в слой снега выбранной структуры. Изменение температуры снега на поверхности стенки шурфа происходило за счет суточного хода температуры воздуха. Наибольший перепад температуры между крайними термохронами составлял  $6^{\circ}\text{C}$ , при средних значениях  $2 - 4^{\circ}\text{C}$ , что давало градиент температуры  $20 - 40$  град/м. Контроль измерения температуры термохронами в нескольких случаях проводился с помощью температурного датчика (Digitalthermometer,

GTН 175/Pt) с длиной иглы 10 см, диаметром 2 мм при точности измерения 0,1°C. Различие температуры, измеренной этим датчиком и термохроной, на глубине 10 см в боковой стенке шурфа в основном не превышало 0,2°C.



Рис. 1. Вид шурфа

Характеристика и плотность снежных слоев в одном из шурфов представлена в табл. 1.

Таблица 1

**Плотность и характеристика снега на разных глубинах от дневной поверхности**

Глубина, см	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Характеристика снега
0–8	220	Метелевый
8–20	370	МЗ* смерзшийся
20–42	292	МЗ рыхлый
42–44	423	наст 2 см, армированный ледяной прослойкой толщиной 1 мм
44–55	283	ГИ** рыхлая
55–57	450	наст 2 см, смерзшиеся кристаллы, ледяная прослойка – 2 мм
57–75	393	СЗ*** смерзшийся
75–90	350	чередование наста и смерзшийся ГИ
90–110	308	ГИ рыхлая
грунт		

\* – мелкозернистый

\*\*– глубинная изморозь

\*\*\* – среднезернистый

Расчет коэффициента теплопроводности снега определялся по значению его температуропроводности. Величина последней рассчитывалась из уравнения теплопроводности Фурье для нестационарного одномерного температурного поля

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \quad (3)$$

Здесь  $a = \lambda_s / (c\rho_s)$  – коэффициент температуропроводности;  $t$  – температура снега;  $\tau$  – время;  $z$  – координата по глубине снежной толщи;  $\rho_s$  – плотность снега;  $c$  – удельная теплоемкость.

Уравнение (1), записанное в конечных разностях имеет следующий вид:

$$(t_1(\tau_2) - t_1(\tau_1)) / (\tau_2 - \tau_1) = a ((t_2 - t_1) / \Delta z - (t_1 - t_0) / \Delta z) / \Delta z$$

где  $\Delta z$  — шаг по глубине;  $t_0$ ,  $t_1$  и  $t_2$  – температура снега с шагом  $\Delta z$  в момент времени  $\tau_1$ ;  $t_1(\tau_1)$  и  $t_1(\tau_2)$  – температура снега в моменты времени  $\tau_1$  и  $\tau_2$ .

Правая часть этого уравнения определяется по градиентам температуры в выше и нижележащем слое по отношению к горизонту  $z$  в момент времени  $\tau$ . Поэтому для оценки коэффициента температуропроводности  $a$  для данного типа снега необходимо измерить температуру на трех горизонтах толщи и ее временную динамику в горизонте  $z$ . Для обработки по уравнению Фурье характер теплового процесса в период наблюдений в трех указанных точках должен отвечать условиям охлаждения или нагревания. В результате измерений и расчетов были получены более 200 значений коэффициента температуропроводности и теплопроводности снега в режиме охлаждения и нагревания поверхности снежного покрова.

### Результаты измерений

Динамика температуры метелевого снега плотностью 220 кг/м<sup>3</sup> представлена на рис. 2А. На этапе нагрева поверхность поддерживалась при небольшой отрицательной температуре. После повышения температуры снега на глубинах 3, 8 и 13 см был зафиксирован стационарный режим (рис. 2А), что свидетельствует о надежности теплоизоляции. После снятия сосуда дневная поверхность снежного покрова начала охлаждаться под действием окружающего воздуха до температуры снега –11°С на

глубине 3 см. Результаты расчетов коэффициента теплопроводности метелевого снега приведены на рис. 2Б и 2В.

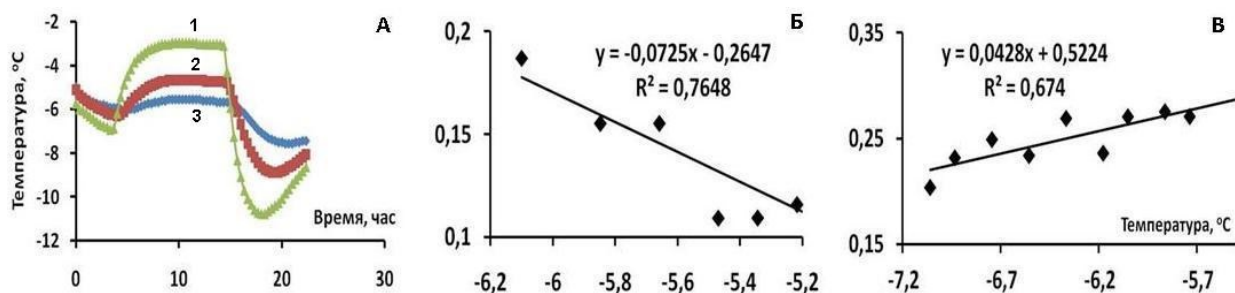


Рис. 2. Температура снежного покрова и коэффициент теплопроводности метелевого снега:

А – температура на глубине: 1 – 3; 2 – 8; 3 – 13 см от дневной поверхности

Б, В – коэффициент теплопроводности метелевого снега, плотностью 220 кг/м<sup>3</sup>:

Б – на этапе нагрева (4,5–6,5 час на рис. 2А),

В – на этапе охлаждения (15–18 час).

Температура снега рассчитывалась как среднее значение по 3-м точкам. Верхний датчик зафиксировал рост температуры снега от  $-7$  до  $-3,5^{\circ}\text{C}$ , а после снятия нагревателя температура верхнего датчика в течение 3-х часов понизилась от  $-3,5^{\circ}\text{C}$  до  $-11^{\circ}\text{C}$ , у среднего датчика – рост температуры от  $-5,1^{\circ}\text{C}$  до  $-8,6^{\circ}\text{C}$  (рис. 2А). Средний коэффициент теплопроводности на этапах охлаждения составил 0,22 Вт/(мК). На этапе нагрева средний коэффициент теплопроводности 0,14 Вт/(мК).

Результаты расчетов коэффициента теплопроводности глубинной изморози (ГИ) плотностью 283 кг/м<sup>3</sup> снега приведены на рис. 3. Естественный ход температуры снега на глубине 50 см от дневной горизонтальной поверхности в стенке шурфа на глубинах 5, 10 и 15 см и приведен на рис. 3А. Средняя теплопроводность ГИ плотностью 283 кг/м<sup>3</sup> на этапе охлаждения составила 0,11 Вт/(мК) и на этапе нагрева 0,11 и 0,12 Вт/(мК).

Аналогичные измерения были проведены для мелкозернистого (МЗ) рыхлого снега плотностью 292 кг/м<sup>3</sup> на глубине 30 см от горизонтальной дневной поверхности и среднезернистого (СЗ) смерзшегося снега плотностью 393 кг/м<sup>3</sup> на глубине 65 см от дневной горизонтальной поверхности. Результаты расчетов, проведенных на основе измерений температурного режима для снега разного типа, сведены в табл. 2.

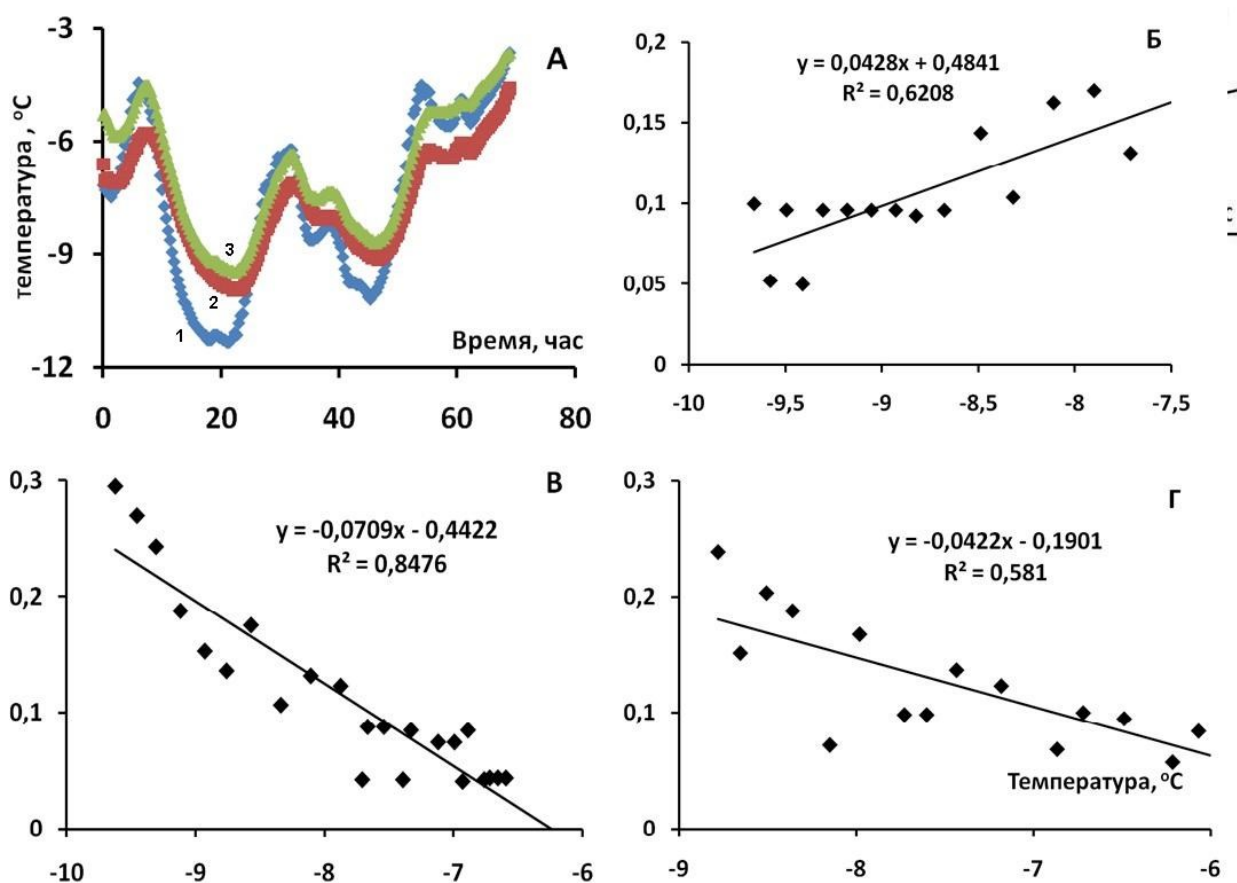


Рис. 3. Температура снежного покрова и коэффициент теплопроводности глубинной изморози:

А – температура боковой поверхности шурфа на глубине: 1 – 5; 2 – 10; 3 – 15 см

Б, В, Г – коэффициент теплопроводности ГИ плотностью 283 кг/м<sup>3</sup>:

Б – на этапе охлаждения (интервал 12–17 час на рис. 3А),

В – на этапе нагрева (24–32 час)

Г – на этапе нагрева (48–53 час),

Таблица 2.

Коэффициент теплопроводности – Вт/(м·К), в режиме нагрева и охлаждения поверхности

Нагрев поверхности	Охлаждение поверхности
Метелевый снег плотностью 220 кг/м <sup>3</sup>	
0,14	0,22
ГИ, плотность 283 кг/м <sup>3</sup>	
0,11; 0,12 – среднее 0,12	0,11
МЗ смерзшийся, на глубине 13 см, плотность 370 кг/м <sup>3</sup>	
0,45	0,55
МЗ рыхлый, на глубине 30 см, плотность 292 кг/м <sup>3</sup>	

0,14; 0,17; 0,16 – среднее 0,16	0,16
СЗ смерзшийся, на глубине 65 см, плотность 393 кг/м <sup>3</sup>	
0,40; 0,43; 0,38; 0,43 – среднее 0,41	0,34

### Анализ результатов

Результаты измерений и расчетов показали, что значения коэффициента теплопроводности рыхлого мелкозернистого снега в 2 раза меньше, чем смерзшегося мелкозернистого и среднезернистого снега (при приведении к одной плотности). Возможно это объясняется слабым контактом между кристаллами рыхлого снега по сравнению со смерзшимся снегом, что приводит к снижению кондуктивной теплопроводности. Значения коэффициента теплопроводности глубинной изморози в 2–3 раза меньше, чем смерзшегося зернистого снега (при приведении к одной плотности) и в 1,3 раза ниже, чем у рыхлого мелкозернистого снега.

Одним из важнейших практических приложений коэффициента теплопроводности является учет теплоизолирующей роли снежного покрова при расчетах промерзания грунта. При этом для учета влияния снежного покрова при расчетах промерзания грунта обычно применяется формула (3). Поэтому обработка результатов экспериментов по формуле (3), в отличие от применения моделей теплообмена с учетом диффузии и сублимации–конденсации, позволяет получать значения коэффициента теплопроводности снега, применимые в практических расчетах.

Используя полученные значения коэффициента теплопроводности сравним термическое сопротивление снежного покрова весной 2013 г. и 2014 г. с учетом его стратиграфии в районе м/с Баренцбург (Западный Шпицберген). В таблицах 3 и 4 приведена стратиграфия снежного покрова и измеренные значения коэффициента теплопроводности его слоев. Это позволило вычислить их термическое сопротивление.

Таблица 3

Теплофизические характеристики снежного покрова в районе метеостанции Баренцбург в апреле 2013 г.

Высота, см	Толщина слоя, см	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	$\lambda_s$	$R_s$	Характеристика снега
8	8	220	0,22	0,36	Метелевый
20	12	370	0,5	0,24	МЗ смерзшийся
42	22	292	0,16	<b>1,38</b>	МЗ рыхлый

44	2	423	0,5	0,04	наст 2 см, армированный ледяной прослойкой толщиной 1 мм
55	11	283	0,11	<b>1</b>	ГИ рыхлая
57	2	450	0,5	0,04	наст 2 см, смерзшиеся кристаллы, ледяная прослойка – 2 мм
75	18	393	0,37	0,49	СЗ смерзшийся
90	15	350	0,35	0,43	чередование наста и смерзшийся ГИ
110	20	308	0,11	<b>1,82</b>	ГИ рыхлая

Средняя плотность снежного покрова в районе м/с Баренцбург в апреле 2013 г. составляла  $327 \text{ кг/м}^3$  при его высоте 1,1 м (табл. 3). По формуле А.В.Павлова (2) для коэффициента теплопроводности, получим термическое сопротивление снежного покрова  $3,3 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ . Из теплофизики известно, что термическое сопротивление снежного покрова равно сумме термических сопротивлений его слоев. Поэтому, учитывая текстурные и структурные особенности снежного покрова и экспериментально измеренные значения коэффициента теплопроводности снега разной структуры, то получим  $R_s = 5,8 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ , что почти в 2 раза выше. Такая высокая разница обусловлена высоким термическим сопротивлением слоев глубинной изморози и рыхлого зернистого снега, которые вместе дают  $4,2 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ , что составляет 72% от термического сопротивления всего снежного покрова. Причем толщина этих слоев не превышает  $\frac{1}{2}$  высоты снежного покрова.

Таблица 4

Теплофизические характеристики снежного покрова в районе метеостанции Баренцбург в апреле 2014 г.

Высота, см	Толщина слоя, см	Плотность, $\text{кг/м}^3$	$\lambda_s$	$R_s$	Характеристика снега
1	1	220	0,22	0,05	Метелевый снег
2,5	1,5	450	0,5	0,03	Инсоляционная корка
23	20,5	284	0,16	<b>1,28</b>	МЗ рыхлый
38	15	345	0,5	0,30	МЗ смерзшийся
41	3	450	0,5	0,06	мерзлые корки
45	4	280	0,11	0,36	МЗ рыхлый
48	3	450	0,5	0,06	корки
63	15	450	0,5	0,3	корка
73	10	366	0,37	0,27	СЗ смерзшийся

83	10	366	0,5	0,20	МЗ смерзшийся
89	6	366	0,5	0,12	МЗ смерзшийся
125	36	425	0,37	0,97	СЗ смерзшийся
129	4	425	0,37	0,11	СЗ смерзшийся
139	10	434	0,37	0,27	СЗ – КЗ (крупнозернистый)
145	6	300	0,11	0,55	ГИ

Средняя плотность снежного покрова в районе м/с Баренцбург в апреле 2014 г. составляла  $380 \text{ кг/м}^3$  при его высоте 1,45 м (табл. 4). При этих параметрах получим термическое сопротивление снежного покрова  $3,8 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ . Это значение на 15% выше, чем в 2013 г. При учете текстурных и структурных особенности снежного покрова получим  $R = 4,9 \text{ м}^2\text{К/Вт}$ , что на 16% меньше, чем в 2013 г. Весной 2014 г. толщина слоев снега с небольшой теплопроводностью составила 21% от высоты снежного покрова и отличие от величины  $R$ , рассчитанной для средней плотности снега, составило 29%. Эти результаты показывает, что неучет текстурных и структурных особенностей снежного покрова приводит к искажению теплозащитных свойств снежного покрова. Поэтому исследования теплопроводности снега разной структуры и стратиграфии снежного покрова позволяют точнее оценивать взаимодействие системы атмосфера – снежный покров – подстилающие породы.

#### **Оценка влияния термического сопротивления снежного покрова на режим многолетнемерзлых пород**

Известно, что в ряде районов криолитозоны изменение параметров снежного покрова компенсирует климатические температурные изменения. Так, 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]. Рассмотрим влияние  $R_s$  на термический режим грунта. Расчеты проводились для супеси плотностью  $1450 \text{ кг/м}^3$  и влажностью 18%. Количество незамерзшей воды на границе мерзлой и талой зоны грунта принималось 7 %. Начальная температура грунта принималась равной  $-3^\circ\text{C}$  на глубине 0–10 м и  $-4^\circ\text{C}$  на глубине 10–100 м. Рассматривался снежный покров высотой  $h_{s\max} = 0,5$  и 1 м.

Динамика снегонакопления задавалась зависимостью

$$h_s = (0,005 * \tau + 0.01) * h_{s\max}, \text{ м}$$

Значения плотности снега принимались равными  $\rho_s = 200; 400 \text{ кг/м}^3$ ; и задавались зависимостью

$$\rho_s = 0,5 * \tau + 100, \text{ кг/м}^3, \tau - \text{ время, сутки}$$

Температура воздуха принималась по синусоидальным зависимостям для теплого времени и холодного времени года:

$$T_a = T_l \sin(\pi \tau / \tau_{max}) + 273, T_l = T_{min} \text{ или } T_l = T_{max}, \text{ где } T_{min} = T_{ac} \pi / 2; T_{max} = T_{ath} \pi / 2.$$

$T_{ac} = -15^\circ\text{C}$  и  $T_{ath} = 10^\circ\text{C}$  - средние суточные значения холодного и теплого периодов, соответственно. Продолжительность холодного периода принималась 215 суток. Температура выпадающего снега полагалась равной температуре воздуха, скорость ветра 5 м/с, влажность воздуха 70% и облачность – 0,6. При расчетах задержка времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха принималась  $\tau_{s0} = 8$  суток.

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

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

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left( \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right), \quad (4)$$

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

$$\begin{aligned} c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_f}{\partial x} \left( \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right) \\ c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} &= \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left( \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

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

$$T_s \Big|_{z=0} = T_f \Big|_{x=0}$$

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

На границе мерзлого и талого грунта – границе промерзания принимается температура начала замерзания грунта  $T_{f0} = 272,5^\circ\text{C}$  и условие Стефана

$$\rho_w L w_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}$$

Эффективная объемная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды задается в зависимости от суммарной влажности следующей формулой

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

Принятые обозначения:  $z$  и  $x$  – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мерзлой породе, соответственно;  $T$  – температура,  $^\circ\text{K}$ ;  $\tau$  – время;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности грунта;  $\rho$  – плотность;  $c$  – удельная теплоемкость, индексы  $s$ ,  $f$  и  $th$  при параметрах относятся к снежному покрову, мерзлому и талому грунту;  $c_s$  и  $c_{th}$  – удельная теплоемкость снега и талого грунта;  $c_{ef}$  – эффективная удельная теплоемкость мерзлого грунта с учетом фазовых переходов незамерзшей воды;  $L$  – теплота плавления льда,  $\xi$  – координата границы раздела фаз;  $w_1$  – доля воды, замерзающей на границе талого и мерзлого грунта  $w_1 = w_{th} - w_w$ ; где  $w_{th}$  – суммарная влажность талого грунта;  $w_w$  – влажность мерзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамерзшей воды в грунте  $w_w$  принималась по графикам, приведенным в работе [Вотяков, 1975], аппроксимируемых для супеси экспоненциальной зависимостью вида  $w_w = A_1 \exp(B_1(T-273))$  при значениях коэффициентов  $A_1=0,0531$  и  $B_1=0,0916$ .

Система уравнений (4)–(5) замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом

грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега. Приняты следующие начальные и граничные условия.

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

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

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

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

$$Q_{\Sigma} = \alpha_e (T_{f(s),o} - T_{ae}), \quad \alpha_e = \alpha (1 + 1,95 \cdot 10^{-2} a_1) + 0,205 (T_a/100)^3,$$

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

где  $\alpha_e$  и  $T_{ae}$  – приведенные значения коэффициента теплоотдачи и температуры воздуха; коэффициент теплообмена для грунта принимается по формуле А.В. Павлова:  $\alpha = v^{0,5} (7 + 7,2 v^{-2})$ , а для снега – по формуле П.П. Кузьмина:  $\alpha = 3,4 + 2,2 v$ , где  $v$  – скорость ветра,  $f$  – влажность воздуха;  $T_a$ ,  $T_{f(s),o}$  – температура воздуха и поверхности, соответственно, К;  $e_a$  – упругость водяного пара в воздухе.

На нижней границе мерзлой породы задается тепловой поток равный величине геотермического потока  $Q_g$ .

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

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

### Результаты расчетов

Результаты расчетов промерзания – протаивания грунта и температуры грунта при высоте снега 1 (0,5) м и плотности 400 (200) кг/м<sup>3</sup> представлены на рис. 4 (5). При высоте снега 1 м и плотности 400 кг/м<sup>3</sup> максимальное значение термического сопротивления относительно небольшое –  $R_s \approx 2,5$  м<sup>2</sup>К/Вт и промерзание сезонно-талого слоя грунта происходит через 90 суток от начала промерзания (рис. 4а). При этом грунт на поверхности и на глубине 2 м охлаждается до низких температур: –13°С и –7°С, соответственно (рис. 4б).

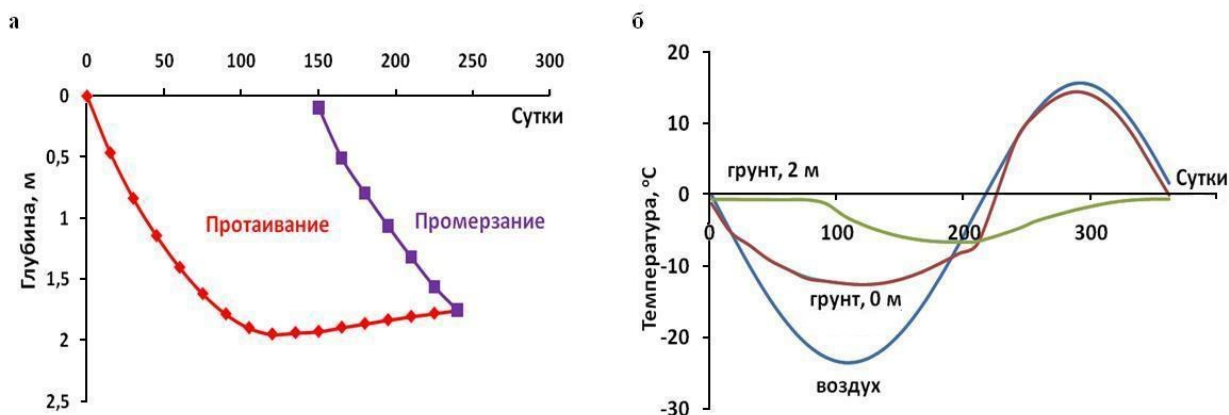


Рис. 4. Промерзание и протаивание грунта – а; температура воздуха, температура поверхности грунта и температура грунта на глубине 2 м – б; при **высоте снега 1 м** и **плотности  $400 \text{ кг/м}^3$** ; расчет коэффициента теплопроводности по формуле (2).

При высоте снега 0,5 м и плотности  $200 \text{ кг/м}^3$  максимальное значение термического сопротивления такое же, как и в предыдущем случае и результаты расчетов близки (рис. 4 и 5), хотя все другие параметры снежного покрова значительно различаются.

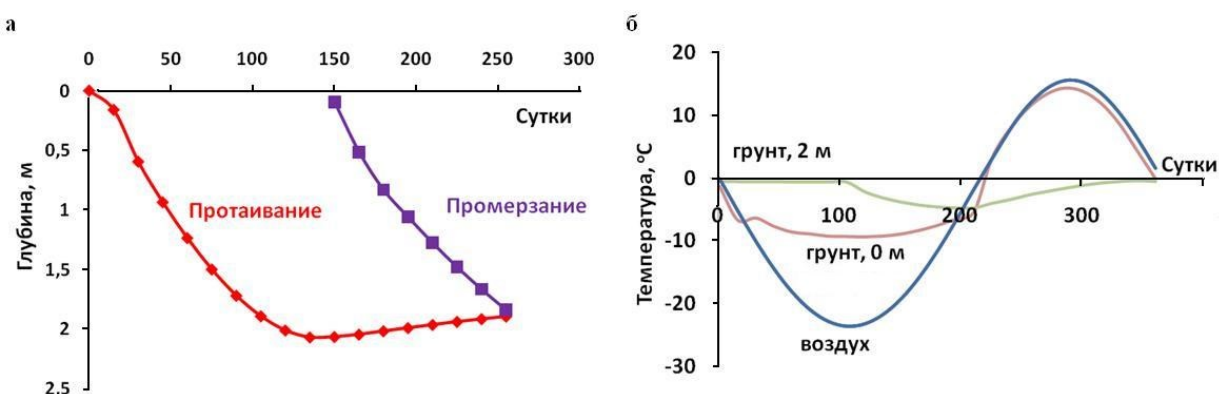


Рис. 5. Промерзание и протаивание грунта – а; температура воздуха, температура поверхности грунта и температура грунта на глубине 2 м – б; при **высоте снега 0,5 м** и **плотности  $200 \text{ кг/м}^3$** ; расчет коэффициента теплопроводности по формуле (2).

При увеличении значения  $R_s$  в два раза (при высоте снежного покрова 1 м и постоянной плотности  $200 \text{ кг/м}^3$ ) получим совсем другую картину фазового и термического состояния приповерхностного слоя грунта (рис. 6).

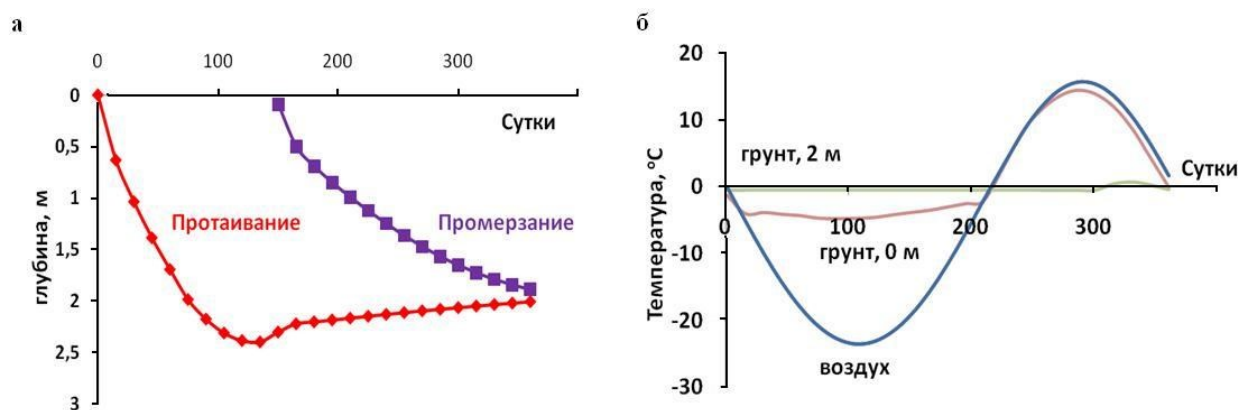


Рис. 6. Промерзание и протаивание грунта – а; температура воздуха, температура поверхности грунта и температура грунта на глубине 2 м – б; при **высоте снега 1 м** и **плотности  $200 \text{ кг/м}^3$** ; расчет коэффициента теплопроводности по формуле (1).

При этих условиях к концу холодного периода смыкание промерзающего талого слоя и верхней кровли мерзлоты не происходит и образуется слой несливающейся мерзлоты (рис. 6а), толщина которого будет расти. Температура поверхности грунта и температура грунта на глубине 2 м составляют  $-5^\circ\text{C}$  и  $-0,5^\circ\text{C}$ , соответственно (рис. 6б).

При высоте снежного покрова 1 м и переменной плотности снега от 100 до 200  $\text{кг/м}^3$  еще более очевидно, что смыкание промерзающего слоя и верхней кровли мерзлоты не происходит.

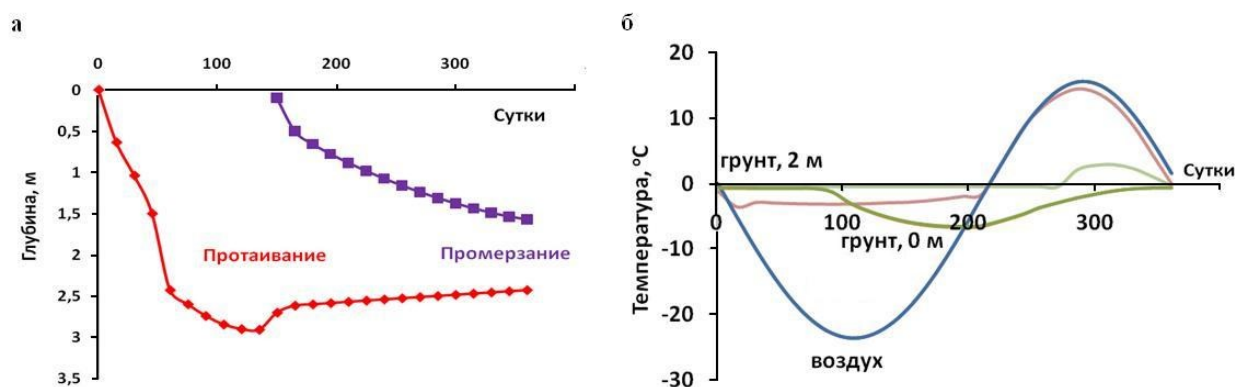


Рис. 7. Промерзание и протаивание грунта – а; температура воздуха, температура поверхности грунта и температура грунта на глубине 2 м – б; при **высоте снега 1 м** и **плотности от 100 до 200  $\text{кг/м}^3$** ; расчет коэффициента теплопроводности по формуле (1).

Результаты расчетов глубины протаивания грунта и время смыкания слоев грунта при разных параметрах снега представлены в табл. 5. С ростом  $R_s$  растет глубина

протаивания грунта и время смыкания слоев. При разной высоте снежного покрова, но равном  $R_s$  (числитель в 1 и 2 строчках табл.5) глубина протаивания грунта практически совпадает (табл. 5). Расчеты коэффициента теплопроводности по формулам (1) и (2) дают разные значения  $R_s$ , глубины протаивания и время смыкания слоев. Это показывает важность определения коэффициента теплопроводности снега и изучение влияния на него особенностей теплофизических параметров снежного покрова.

Таблица 5

Влияние термического сопротивления снежного покрова промерзание – протаивание грунта

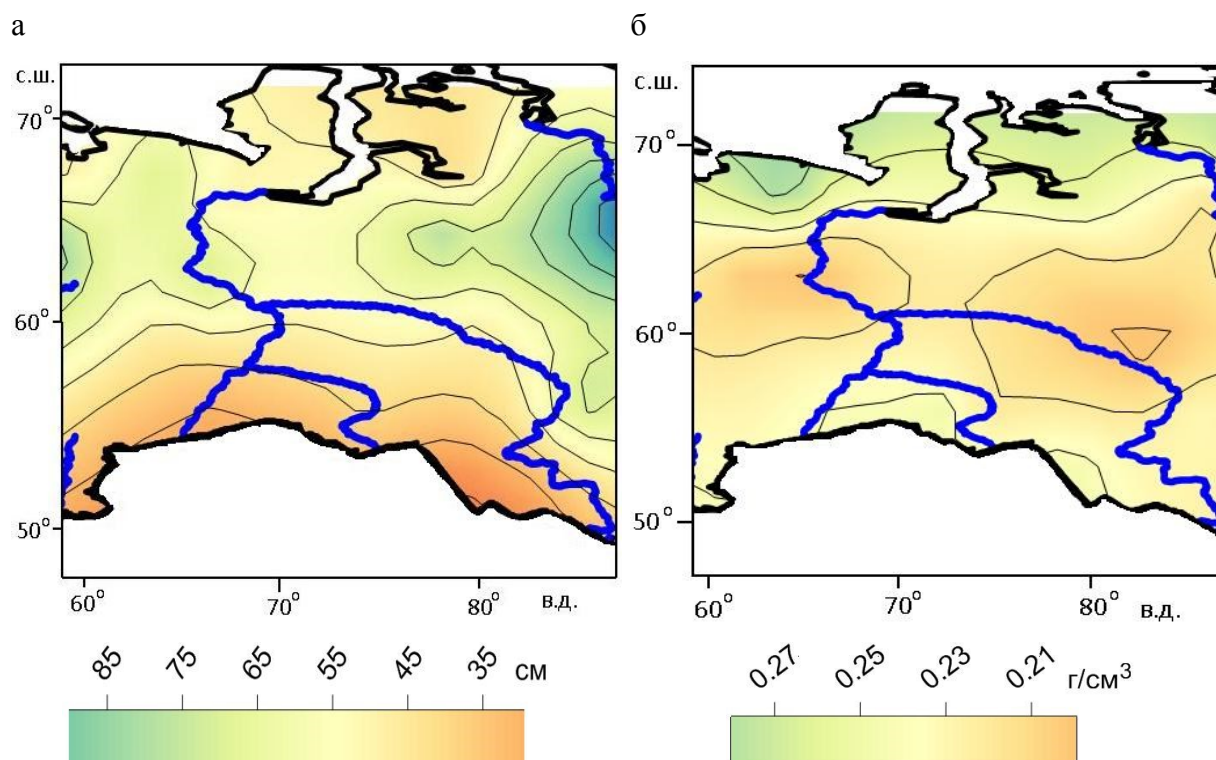
Высота снега Н, м	Плотность снега $\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	Термическое сопротивление снега, $R$ , м <sup>2</sup> ·К/Вт	Глубина протаивания, м	Время смыкания слоев (от начала промерзания), сут
1	400	1,55 / 1,33*	1,95 / 1,95	90 / 90
0,5	200	1,55 / 2,04	1,97 / 2,07	90 / 105
0,5	100...200	1,88 / 2,55	2,06 / 2,14	120 / 135
1	200	3,11 / 4,44	2,15 / 2,40 (промерзание 1,88)	135 / Нет смыкания
1	100...200	3,75 / 5,11	2,31(промерзание 1,91) / 2,91(промерзание 1,57)	Нет смыкания / Нет смыкания

\* - расчеты при коэффициенте теплопроводности по формуле А.В.Павлова (2) – числитель и по формуле (1) – знаменатель.

### Пространственная и временная изменчивость термического сопротивления снежного покрова Западной Сибири

При анализе параметров снежного покрова на территории Западной Сибири использовались данные ВНИИГМИ–МЦД (<http://www.meteo.ru>). Были выбраны метеостанции с маршрутными снегосъемками [Осокин, Сосновский, 2014]. Данные по высоте снежного покрова по маршрутным снегосъемкам приводятся, начиная с 1966 г. Использовали данные метеостанций, расположенных на равнинах, где вместе с измерением толщины снежного покрова на метеоплощадке были проведены маршрутные снегосъемки. Для Западной Сибири выбрана 21 метеостанция.

В марте высота снежного покрова по данным снегосъемок на территории Западной Сибири изменяется от 30 см в южных районах до 90 см в восточной части (рис. 8а). При этом на преобладающей части Западной Сибири высота снежного покрова изменяется в пределах 55-65 см. Максимальная высота снежного покрова в среднем на 5–15 см больше, чем в марте. Поэтому основные закономерности распределения максимальной высоты снежного покрова и её высоты в марте близки.



**Рис. 8. Средние значения высоты (а) и плотности (б) снежного покрова в Западной Сибири в марте за период 2001–2010 гг.**

Наибольшая плотность снега в марте на территории Западной Сибири приходится на северные районы, где её значение достигает  $0,28 \text{ г/см}^3$  (рис. 8б). Прирост плотности снега в марте по отношению к январю составляет порядка 10%. При расчетах термического сопротивления снежного покрова и коэффициента теплопроводности снега по формуле (2) не учитывался температурный режим снежного покрова. Результаты расчетов термического сопротивления снежного покрова на территории Западной Сибири представлены на рис. 9.

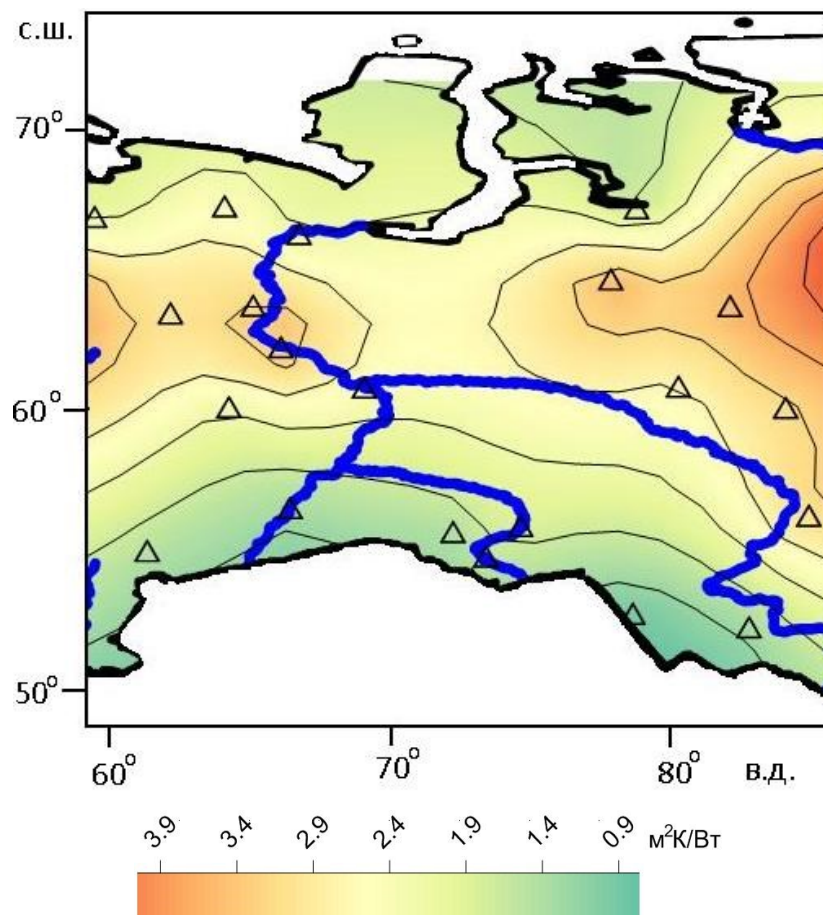


Рис. 9. Термическое сопротивление снежного покрова в марте в Западной Сибири за 2001-2010 гг.

Термическое сопротивление снежного покрова в марте в Западной Сибири находится в пределах 0,9–3,9  $\text{m}^2\text{K/Wt}$  (рис. 9). Причем наименьшие значения  $R_s$  приходятся на южные и северные районы Западной Сибири, а наибольшие на восточные районы. В центральной части Западной Сибири термическое сопротивление снежного покрова находится в пределах 2–3  $\text{m}^2\text{K/Wt}$ .

Проведенные исследования показывают значительное влияние термического сопротивления снежного покрова на термический режим грунта. При этом на величину термического сопротивления снежного покрова оказывает влияние ряд факторов, среди которых наиболее трудно прогнозируемым является коэффициент теплопроводности снега. Поэтому исследования теплопроводности снега разной структуры и стратиграфии снежного покрова позволит точнее оценивать взаимодействие в системе атмосфера – снежный покров – подстилающие породы.

## **Литература**

**Вотяков И.Н.** Физико–механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск, изд–во Наука, сиб.отд. 1975, 176 с.

**Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Математическое моделирование тепло–массообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли. 2004. т. VIII. № 1. с.78–83.

**Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. и др.** 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.** Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России. «Лёд и Снег». 2014. №4. 72–80.

**Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск. Изд–во «Гео» , 2008. С. 230.