

Влияние условий на контакте снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области)

© 2019 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Influence of the snow–soil contact conditions on the depth of ground freezing (based on observations in the Kursk region)

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky*, R.A. Chernov

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received August 15, 2018 / Revised January 21, 2019 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *air gap, landscape conditions, mathematical modeling, snow cover, ground freezing, thermal conductivity, thermal regime, the snow–soil interface.*

Summary

The results of measurements of the ground freezing under a snow cover do not always agree with the calculations. The reason for this may be variability of thermal characteristics of the snow cover which properties depend on the landscape features. One of probable reasons may be also the incomplete contact between the snow cover and the soil. In autumn, the ground surface is usually covered with fallen leaves or withered grass. Estimates show that, in the presence of such layer on the soil surface, the air gap between snow and soil with the 1 cm thickness has a thermal protection capacity equal to the value of a 10-centimeter thick layer of snow. Sometimes the presence of local gaps in the snow–soil interface can also be caused by other reason, for example, the spontaneous downfall of a depth hoar layer. The results of field measurements of snow cover characteristics, ground freezing depths and investigation of the contact conditions at the snow–soil interface carried out in different landscapes are presented. The results of mathematical modeling showed that when the air gap between snow and soil is taken into account the calculated values of depth of ground freezing are in a good agreement with data of the measurements. This consideration is especially important for small thicknesses of snow cover with high density and thermal conductivity. Numerical experiments did also show that the snow hardness is the necessary characteristic for analysis of the snow cover state. This provides more accurate estimating of the snow thermal conductivity that is closely connected with its hardness.

Citation: Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of the snow–soil contact conditions on the depth of ground freezing (based on observations in the Kursk region). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 182–190. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-407>.

Поступила 15 августа 2018 г. / После доработки 21 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *воздушный зазор, граница снег–почва, ландшафтные условия, математическое моделирование, промерзание почвы, снежный покров, теплопроводность.*

Приводятся результаты полевых измерений параметров снежного покрова, глубины промерзания почвы и анализа условий на границе снег–почва в разных ландшафтах. Проведено сравнение данных измерений и расчётов по влиянию зазора на границе снег–почва на термический режим почвы и глубину промерзания. Изоляционный слой на границе снег–почва из растительности, опавших листьев и воздуха снижает поток тепла из почвы в атмосферу, что препятствует охлаждению грунта и уменьшает глубину его промерзания.

Введение

Снежный покров в значительной степени определяет температурный режим и промерзание почвы [1]. В работе [2] показана корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и толщиной снежного покрова на территории России. При оценке термического состояния почвы важную роль играет крупномасштабная измен-

чивость снежного покрова [3]. При этом важны не только динамика толщины и плотности снежного покрова в ландшафте, определяющие его термическое сопротивление [4, 5], но и структурные изменения снежного покрова [6–8].

Результаты измерений промерзания почвы под снежным покровом не всегда соответствуют расчётам. Причины этого — характеристики снежного покрова и особенности ландшафта.

Наши измерения показали, что зимой 2016/17 г. температура поверхности почвы в лесу на юго-западе Москвы не опускались ниже $-0,3^{\circ}\text{C}$ при температуре воздуха $-15 \div -20^{\circ}\text{C}$ на протяжении более двух недель и снежном покрове толщиной до 25 см. Объясняется это неполным контактом снежного покрова с почвой. На поверхности почвы при формировании снежного покрова оказался слой опавших листьев. Оценки показывают, что слой воздушного зазора между снегом и почвой толщиной 1 см (например, при наличии пожухлой травы на поверхности почвы) имеет теплозащитную способность, равную её значению для 10-сантиметрового слоя снега. Это обусловлено тем, что коэффициент теплопроводности воздуха, который равен $0,024 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ в диапазоне температур от 0 до -10°C , приблизительно на порядок меньше, чем коэффициент теплопроводности снега. При средней многолетней толщине снежного покрова здесь около 30–35 см наличие такого слоя изоляции – серьёзный фактор, влияющий на промерзание почвы. Этот фактор начинает действовать уже с начала установления снежного покрова, поскольку снег препятствует эффективному продуванию этого слоя изоляции ветром в отличие от бесснежного периода. При этом начальный период наступления отрицательных температур и образование снежного покрова очень важны для формирования температурного режима почвы.

В работе [9] приведены материалы измерения температуры почвы под снежным покровом в центре Восточно-Европейской равнины. Установлено, что температура почвы на глубинах 10–40 см стабилизируется в диапазоне от $-1,0$ до $1,0^{\circ}\text{C}$, в период залегания снега меняется крайне незначительно и не зависит от сезонных и межгодовых колебаний толщины снега и похолодания даже до -23°C . Например, на открытом участке Центрально-Лесного заповедника зимой 2013/14 г. при температуре воздуха ниже -15°C в течение двух–трёх недель января–февраля и толщине снега до 15 см температура почвы на глубине 10 см находилась в диапазоне от 0 до $1,0^{\circ}\text{C}$ и практически не изменялась. Это объясняется, по мнению авторов, теплоизолирующими свойствами снежного покрова и значительной влажностью почвы.

При этом на метеостанции Коломна при толщине снежного покрова 20 см температура грун-

та на глубине 20 см снижалась до $-3,7^{\circ}\text{C}$ при средней (в течение трёх дней) температуре воздуха -17°C – данные с сайта ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>). На метеостанциях, где проводится измерение температуры грунта, отсутствует растительный слой на границе снег–грунт. Наличие локальных зазоров на этой границе может быть вызвано и другими причинами, в частности, спонтанным обрушением слоя глубинной изморози и деятельностью мелких грызунов [10].

В районах распространения многолетней мерзлоты наличие растительности также может формировать воздушный зазор на границе снег–грунт, снижать выхолаживание пород и ухудшать условия существования мерзлоты. Однако это в меньшей степени касается районов распространения мохового покрова, который зимой имеет небольшое термическое сопротивление [11]. При этом влияние мохового покрова на температурный режим многолетней мерзлоты в летний период, особенно в районах с небольшой положительной температурой воздуха, весьма велико. Это обусловлено небольшой теплопроводностью мха в летний период, которая определяется в значительной степени его влажностью. При этом теплоёмкость мха приблизительно соответствует теплоёмкости древесной растительности и близка к теплоёмкости льда. В холодный период из-за замерзания воды теплопроводность мха резко повышается, так как теплопроводность льда почти в 4 раза больше чем воды. Поэтому в холодный период года моховой покров не представляет собой существенное препятствие для выхолаживания подстилающих пород.

Цель исследований – на примере измерений глубины промерзания почвы в разных ландшафтах и математического моделирования оценить возможное влияние условий на контакте снег–почва на глубину промерзания почвы.

Район исследований и методика измерений

Исследования проводились зимой 2016/17 г. на территории Курской области в окрестностях Курской биосферной станции Института географии РАН. Курская область расположена в лесостепной зоне с преобладанием открытых участков, освоенных земледелием. В окрестностях станции находятся лиственный лесной массив

(дуб, берёза), пахотные поля и степные участки (луга и балки с естественным травяным покровом и порослью кустарника). Рельеф холмистый с перепадом высот до 30 м, возвышенные участки и пологие склоны заняты полями. В текущем состоянии поля западнее территории станции вспаханы, поля на севере и востоке от станции засеяны озимыми.

На исследованных участках неравномерность залегания снежного покрова обусловлена микро-рельефом местности, а также влиянием листового опада и травяной растительности. Последний фактор проявляется в образовании пустот на контакте снег–почва. На степных участках снежный покров лежит на травянистом слое и контактирует с почвенным слоем лишь на отдельных выступающих неровностях микро-рельефа. Значительная масса пожухлой травы образует упругий слой толщиной до 5 см, а в отдельных случаях — до 10 см. Подобная ситуация наблюдалась на участке лесной опушки, где травянистый слой вместе с листовым опадом препятствовал контакту снежного покрова с почвой. В лиственном лесу в основании снежного покрова листовая опад был плотно прижат снегом к почве и воздушные полости обнаружены не были. Изменчивость толщины снега на этом участке также была минимальна. Наилучший контакт снежного покрова и почвы отмечен на участке озимых и пашне. Здесь травянистый слой отсутствует, поэтому контакт снега с почвой был полным; в отдельных случаях в основании снежного покрова отмечена ледяная корка, притёртая к почве.

Для исследования особенностей промерзания почвы под снежным покровом в разных ландшафтах проводилась ландшафтная снегомерная съёмка, которая предусматривала измерение толщины снега и его плотности, определение средних снегозапасов на характерных участках ландшафта (лес, поле, луг, балка, пашня) с постоянным шагом измерения толщины равным 5 м. Снегомерная съёмка велась по постоянным профилям протяжённостью 250–300 м, проложенным в пределах характерных участков рельефа. Проводилось описание стратиграфии снежного покрова с определением характерных черт развития снежной толщи в зимний период, измерялись зазор (при его наличии) на границе снег–почва и глубина промерзания почвы в разных ландшафтах. С помощью элект-

ронного термометра и автоматических датчиков температуры устанавливался температурный режим снежного покрова и верхнего слоя почвы.

Общая характеристика снежного покрова

На термический режим грунта влияют толщина снежного покрова, его плотность и стратиграфия (структура и текстура). Толщина снежного покрова и его плотность измеряются на метеостанциях при маршрутных снегосъёмках, а изучение стратиграфии снежного покрова относится к трудоёмкому и достаточно сложному процессу. Получаемые при этом параметры имеют пространственную и временную изменчивость и влияют на термическое сопротивление снежного покрова [8].

Важный теплофизический параметр снежного покрова — коэффициент теплопроводности снега. Существующие зависимости для его определения дают 200–300%-й разброс значений при одной плотности снега [12, 13]. Это обусловлено структурными особенностями снежного покрова, которые определяются, в частности, контактом между кристаллами льда. От контакта между кристаллами льда зависит и твёрдость снега. Поэтому в качестве характеристики снега в шурфах измерялась его твёрдость. Снег по твёрдости, согласно Международной классификации снега [14], подразделяется на очень рыхлый, рыхлый, средний, твёрдый и очень твёрдый. В работе [15] приведены зависимости для определения коэффициента теплопроводности снега от плотности при разной его твёрдости. Согласно этим зависимостям, коэффициенты теплопроводности снега плотностью 0,2; 0,25 и 0,3 г/см³ составляют для рыхлого (среднего) по твёрдости снега следующие значения: 0,15 (0,21); 0,17 (0,23) и 0,19 (0,25) Вт/(м·К). При этом наименьшая теплопроводность характерна для очень рыхлого снега, к которому относятся глубинная изморозь и свежеснеживший снег. Для них коэффициент теплопроводности снега не превышает 0,05–0,1 Вт/(м·К). Твёрдость снега может измеряться как приборами, так и ручным методом [15].

Характеристики снега по отдельным шурфам, пройденным в степи и в поле озимых посевов на разные моменты времени, приведены в таблице. В шурфах измерялись толщина, плотность

Характеристики снежного покрова

Дата	Шурф № 1	Шурф № 2	Шурф № 3
	степь, сухая трава под снегом, толщина воздушного зазора на границе снег–почва		поле озимых посевов, зазор отсутствует
	2–3 см	до 5 см	
09.12.16	12/0,21/–* <i>рыхлый**</i>	21/0,2/– <i>средний</i>	20/0,23/– –
27.12.16	10/0,20/10 <i>рыхлый</i>	23/–/– –	–/–/– –
27.01.17	31/0,20/10 <i>рыхлый</i>	40/0,18/9 <i>средний</i>	31/0,25/24 <i>рыхлый</i>
27.02.17	27/0,29/27 <i>средний</i>	43/0,27/–	34/0,30/– <i>средний</i>

*Толщина снега h_s , см / плотность снега ρ , г/см³ / глубина промерзания почвы h_{gr} , см. **Курсивом выделен класс твёрдости снега; пробел – отсутствие данных.

и класс твёрдости снега, толщина зазора на границе снег–почва и глубина промерзания почвы. В зависимости от ландшафта на границе снег–почва может формироваться воздушный зазор. В степи наличие сухой травы под снегом приводит к образованию воздушного зазора на границе снег–почва и уменьшению глубины промерзания. Однако в поле озимых посевов такой зазор отсутствовал (см. таблицу). Результаты исследований показывают, что в степи при наличии пожухлой травы возможен значительный воздушный зазор на границе снег–почва (рис. 1) величиной до 5 см. Величина такого зазора может меняться. В зависимости от ландшафта изменяется и плотность снега. Так, в поле озимых посевов плотность снега на 20–30% больше, чем в степи в течение большей части зимы.



Математическое моделирование

Для оценки термического состояния почвы и глубины её промерзания проводились математическое моделирование теплопереноса в системе атмосфера – снежный покров – почва и численные эксперименты. Температура в мёрзлом слое горной породы рассчитывалась с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунтов 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 [16]:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right). \quad (1)$$

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

$$c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} = \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right);$$

$$c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} = \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right).$$

Рис. 1. Шурф № 2 в степи, с пятисантиметровым воздушным зазором на границе снег–почва (в поле озимых такой зазор отсутствует)

Fig. 1. Snow pit № 2 in the steppe, with an air gap of 5 cm at the border of snow–soil (there is no such gap in the field)

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

$$T_s|_{z=0} = T_f|_{x=0};$$

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

На границе мёрзлого и талого грунта, т.е. 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 удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды задаётся в зависимости от суммарной влажности следующей формулой:

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

Во всех этих формулах приняты следующие обозначения: z и x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мёрзлой породе соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности грунта; ρ – плотность; c – удельная теплоёмкость, индексы s, f и th при параметрах относятся к снежному покрову, мёрзлому и талому грунту соответственно; c_s и c_{th} – удельная теплоёмкость снега и талого грунта соответственно; c_{ef} – эффективная удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды; L – удельная теплота плавления льда; ξ – координата границы раздела фаз; w_1 – доля воды, замерзающей на границе талого и мёрзлого грунта $w_1 = w_{th} - w_w$, где w_{th} – суммарная влажность талого грунта, w_w – влажность мёрзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамёрзшей воды в супеси w_w принималась по экспоненциальной зависимости [16]. Система уравнений замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега.

На поверхности грунта (снежного покрова) при $x = 0$ задаётся 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 , – потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения и эффективного излучения, рассчитывались по методике, описанной в работе [16]. Солнечная радиация в зимний период не учитывалась: $Q_{sn} = 0$.

Цель расчётов – определение температурного режима почвы и динамики её промерзания. При расчётах принята модель с явным выделением фронта промерзания.

Исходные данные для расчётов

Входные параметры для расчётов по модели – характеристики грунта, снежного покрова и температура воздуха. Толщина снежного покрова, плотность снега и его твёрдость определялись по данным измерений в шурфах и аппроксимацией этих параметров в промежутки времени между измерениями с учётом динамики суммы твёрдых осадков на ГМС Курск. Так, в период с 12 по 26 декабря сумма твёрдых осадков на ГМС Курск изменилась только на 9%. Температура воздуха использовалась для определения потоков тепла при конвективном теплообмене, испарении и эффективном излучении и принималась по данным ГМС Курск. Из рис. 2 видно, что средняя суточная температура воздуха на ГМС Курск и данные измерений показывают хорошее совпадение, поэтому для

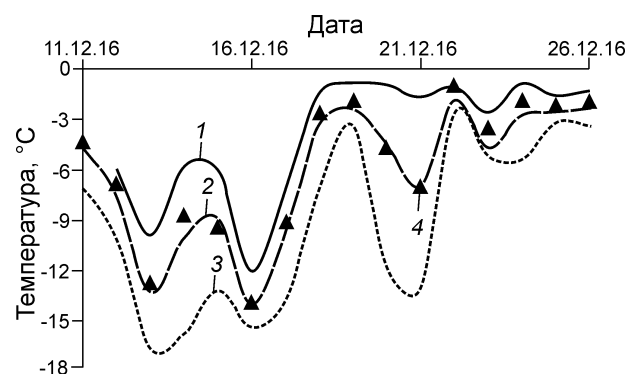


Рис. 2. Суточные температуры воздуха по данным ГМС Курск (1–3) и в районе проведения измерений (4): 1 – максимальные; 2 – средние; 3 – минимальные; 4 – данные измерений

Fig. 2. The daily air temperature according to the weather station Kursk (1–3) and in the measurement area (4): 1 – maximum; 2 – average; 3 – minimum; 4 – measurement data

расчётов использованы значения температуры воздуха по ГМС Курск за период с 1 декабря 2016 г. по 28 февраля 2017 г. За расчётный период было два дня с максимальной суточной температурой воздуха около 3 °С и шесть дней с максимальной суточной температурой воздуха от 0 до 1 °С при средней суточной температуре воздуха меньше 0 °С. Расчёт снеготаяния за расчётный период не проводился.

Расчёты проводились для супеси плотностью 1600 кг/м³. Влажность почвы, измеренная по нескольким образцам, составляла 28%. Влажность мёрзлого суглинка на границе промерзания принималась равной 7%. Поскольку температура мёрзлой почвы под снегом изменялась в небольших пределах, значения теплоёмкости и коэффициента теплопроводности мёрзлого и талого грунта принимались согласно СНиП [17] в зависимости от суммарной влажности. При расчётах сдвиг времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха τ_{s0} в основном принимался равным 0 суток. Измерения показали, что величина воздушного зазора на границе снег–почва может достигать 5 см (см. рис. 1), причём этот зазор частично заполнен пожухлой растительностью и частицами снега, поэтому его теплопроводность может быть значительно выше, чем у воздуха. Поскольку оценить реальную теплопроводность такого слоя трудно, для расчётов приняты эффективная толщина воздушного зазора на границе снег–почва равная 1 и 2 см и значения коэффициента теплопроводности воздуха для этих слоёв.

Для получения эффективной теплопроводности системы снежный покров – воздушно-растительный зазор λ_{sa} определялось термическое сопротивление этой системы R_{sa} как суммы термического сопротивления воздушного зазора R_a и снежного покрова R_s [8]: $R_{sa} = R_s + R_a$, где $R_s = h_s/\lambda_s$, а $R_a = h_a/\lambda_a$ (λ_a – теплопроводность воздуха). Так как $R_{sa} = (h_s + h_a)/\lambda_{sa}$, то $\lambda_{sa} = (h_s + h_a)/(h_s/\lambda_s + h_a/\lambda_a)$. Значение эффективной теплопроводности системы снежный покров – воздушно-растительный зазор λ_{sa} подставлялось в уравнение (1) вместо λ_s .

Начальная температура почвы на 1 декабря (начало расчётов) принималась равной 2,5 °С. Для её определения была рассмотрена температура почвы на ГМС Поньри (ближайшая к району исследований, где ведутся маршрутные снегосъёмки и измерения температуры почвы). Распреде-

ление температуры почвы по глубине на 1 декабря в 2007 г. было следующим: $T = -0,7331x^2 + 5,2453x + 0,225$ °С, $R^2 = 0,983$; x – глубина, м (<http://meteo.ru>). При этом средняя температура на глубине 0–1 м составляла около 2,5 °С, а средняя температура воздуха с 15 по 30 ноября на ГМС Поньри была –3 °С. Близкое значение средней температуры воздуха (–3,7 °С) было на ГМС Курск последние две недели ноября 2016 г. Средняя скорость ветра принята в расчётах равной 3 м/с.

Результаты расчётов

Результаты расчётов глубины промерзания почвы под снегом по модели при эффективной толщине воздушного зазора на границе снег–почва 1 и 2 см и результаты измерений в шурфах № 1–3 приведены на рис. 3. При отсутствии воздушного зазора на границе снег–почва глубина промерзания к концу зимы составляет 36 см (см. рис. 3, а), что на 9 см превышает измеренное значение, которое находится между расчётными значениями глубины промерзания при эффективной толщине воздушного зазора порядка 0,5–1 см. При этом глубина промерзания при зазоре 1 см составляет 23 см, что на 13 см меньше, чем без воздушного зазора.

Измерения и расчёты по шурфу № 2 с большим воздушным зазором между снегом и почвой показали (см. рис. 3, б), что данные измерений глубины промерзания находятся между результатами расчётов с эффективной толщиной воздушного зазора 1–2 см. При этом измеренная глубина промерзания на 29 января составляет 9 см, тогда как расчётная глубина промерзания без воздушного зазора составляет 19 см. Наибольшая глубина промерзания почвы в шурфе № 2 составляет 11 см при эффективной толщине воздушного зазора 2 см и 25 см при отсутствии зазора. В шурфе № 3 отсутствовал воздушный зазор на границе снег–почва и результаты измерений и расчётов на 29 января 2017 г. составили 0,24 см и 0,23 см соответственно (см. рис. 3, в).

Обсуждение результатов

Результаты измерений и расчётов показали, что для адекватной оценки глубины промерзания почвы необходимо учитывать ландшафтные условия, которые во многом определяют как состоя-

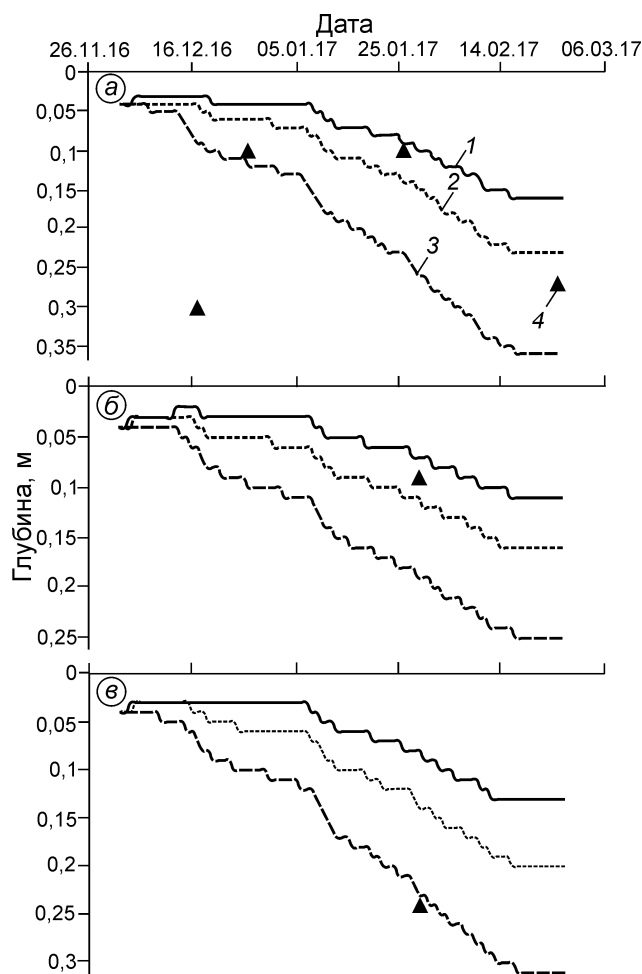


Рис. 3. Глубина промерзания почвы под снегом в степи и поле (см. таблицу) для шурфов № 1 (а), № 2 (б) и № 3 (в).

Расчёты при величине эффективного воздушного зазора на границе снег–почва: 1 – 2 см; 2 – 1 см; 3 – без зазора; 4 – данные измерений

Fig. 3. The depth of soil freezing under the snow in the steppe and field (see Table), snow pits № 1 (a); № 2 (б); № 3 (в). According to the calculations with the size of the effective air gap at the snow–soil boundary: 1 – gap 2 cm; 2 – gap 1 cm; 3 – without a gap; 4 – measurements

ние снежного покрова, так и качество контакта на границе снег–грунт. На рис. 4 представлена расчётная температура поверхности почвы для условий шурфа № 1 в случае рыхлого и среднего по твёрдости снега при эффективной толщине воздушного зазора на границе снег–почва толщиной 1 см и при его отсутствии. Видно, что отличие температуры поверхности почвы для рыхлого и среднего по твёрдости снега может превышать $-1,5^{\circ}\text{C}$ при отсутствии воздушного зазора на границе снег–почва. Наличие этого зазора толщи-

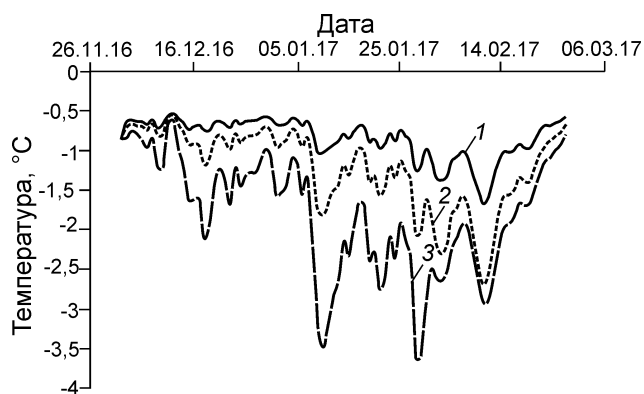


Рис. 4. Расчётная температура поверхности грунта под снежным покровом в шурфе № 1 (см. таблицу) для рыхлого (1, 2) и среднего по твёрдости снега (3) при наличии эффективного воздушного зазора на границе снег–почва толщиной 1 см (1) и при его отсутствии (2, 3)

Fig. 4. The calculated temperature of the soil surface under the snow in the snow pit № 1 (see Table) for loose (1, 2) and medium hardness of snow (3) if there is an effective air gap at the border of snow–soil 1 cm thick (1) and in its absence (2, 3)

ной в 1 см повышает температуру поверхности грунта под рыхлым снегом на $1,0^{\circ}\text{C}$.

Для рыхлого снега толщиной 30 см термическое сопротивление снежного покрова составит $2,0 \text{ м}^2 \text{ К/Вт}$, тогда как для среднего по твёрдости снега значение термического сопротивления будет в 1,4 раза меньше. Расчёты показали, что для условий шурфа № 1 это приводит к увеличению глубины промерзания почвы для среднего по твёрдости снега на 13 см – глубина промерзания для рыхлого и твёрдого снега составляет 36 и 49 см соответственно (рис. 5). Эти результаты показывают важность измерения твёрдости снега (наряду с измерениями его толщины и плотности) при описании состояния снежного покрова.

Наличие воздушного зазора на границе снег–почва, влияющего на термическое состояние почвы, динамику и глубину промерзания, обусловлено ландшафтными условиями. Термическое сопротивление системы снежный покров – воздушный зазор R_{sa} более значимо для снежного покрова незначительной толщины с большими значениями плотности и коэффициента теплопроводности. Так, для рыхлого снежного покрова плотностью $200 (250) \text{ кг/м}^3$ и толщиной 10 см величина R_{sa} при эффективной толщине воздушном зазора 1 см составляет $1,08 (1,00) \text{ м}^2 \text{ К/Вт}$, что

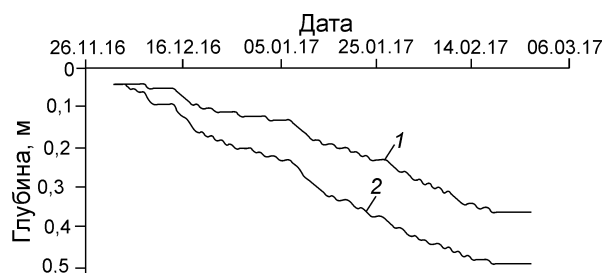


Рис. 5. Расчётная динамика промерзания почвы в точке шурфа № 1 для снега разной твёрдости:

1 – рыхлого; 2 – среднего по твёрдости

Fig. 5. The calculated dynamics of soil freezing at the snow pit number 1 for snow of varying hardness of snow:

1 – loose snow; 2 – medium hard snow

на 63 (71)% больше, чем без зазора. Для среднего по твёрдости снега плотностью 200 (250) кг/м³ и при указанных ранее параметрах величина R_{sa} составляет 0,89 (0,85) м² К/Вт, что на 88 (96)% больше, чем без воздушного зазора. При увеличении толщины снежного покрова до 30 см и эффективной толщины воздушного зазора 1 см величина R_{sa} увеличивается на 21–32% в зависимости от твёрдости снега и его плотности.

Заключение

Исследования термического режима почвы, проведённые в разных ландшафтах при различных параметрах снежного покрова, и расчёты по математической модели показали следующее:

1) в зависимости от ландшафта к началу установления снежного покрова на поверхности почвы сохраняется растительность в виде пожухлой травы в поле или слоя опавших листьев в

лесу, которая создаёт слой тепловой изоляции из растительности, воздуха и частиц снега;

2) подобный воздушный зазор ухудшает контакт между снежным покровом и почвой;

3) термическое сопротивление системы снежный покров и воздушный зазор на границе снег–почва снижает поток тепла из почвы в атмосферу, что препятствует быстрому охлаждению грунта и уменьшает глубину его промерзания;

4) ландшафтные условия в значительной степени определяют параметры снежного покрова – его толщину, плотность и стратиграфию;

5) при описании снежного покрова, наряду с плотностью снега, необходимо определять его твёрдость, что позволит уточнить коэффициент его теплопроводности;

6) учёт ландшафтных особенностей позволит точнее оценивать термический режим почвы и глубину её промерзания.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-60067, численные эксперименты и их анализ в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5), экспериментальные исследования в полевых условиях и обработка экспериментальных данных – по проекту РФФИ 17-55-80107 БРИКС_a.

Acknowledgments. Mathematical modeling was carried out with the financial support of the RFBR grant 18-05-60067, numerical experiments and their analysis was carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5), experimental field studies and experimental data processing were carried out according to the RFBR 17-55-80107 BRICS_a project.

Литература

1. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 229 с.
2. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
3. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. Р. 2063–2074.
4. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова

References

1. Pavlov A.V. *Monitoring krielitozony*. Monitoring of Permafrost. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 229 p. [In Russian].
2. Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
3. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. *The Cryosphere*. 2014, 8: 2063–2074.
4. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2015, 19 (1): 99–105. [In Russian].

- на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 99–105.
5. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 93–103.
6. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
7. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow // Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences / Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999. P. 395–402.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
9. *Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асаинова Ж.А., Желтухин А.С., Коробов Е.Д.* Сезонная динамика температуры воздуха, снегозапасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 518–526. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-518-526.
10. *Florent Domine, Mathieu Barrere, and Denis Sarrazin* Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 2573–2588. www.the-cryosphere.net/10/2573/2016/ doi: 10.5194/tc-10-2573-2016.
11. *Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние синузид мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Серия геогр. 2013. № 3. С. 39–46.
12. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
13. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.
14. *Фицц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание // МГИ. 2012. № 2. 80 с.
15. *Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
16. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
17. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Минстрой России. М.: ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
5. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V.* Thermal resistance of snow cover and its influence to the ground freezing. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2013, 53 (1): 93–103. [In Russian].
6. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
7. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow. Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences. Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999: 395–402.
8. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2013, 53 (3): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
9. *Kitaev I.M., Ableeva V.A., Asainova Z.A., Zheltukhin A.S., Korobov E.D.* Seasonal dynamics of air temperature, snow storage and soil freezing in Central part of the East European Plain. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2017, 57 (4): 518–526. doi: https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-518-526. [In Russian].
10. *Florent Domine, Mathieu Barrere, and Denis Sarrazin* Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada // The Cryosphere. 2016, 10: 2573–2588. www.the-ryosphere.net/10/2573/2016/ doi:10.5194/tc-10-2573-2016.
11. *Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* The Impact of Moss synusia on the active layer of arctic soil and subsoil. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series.* 2013, 3: 39–46.
12. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
13. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth.* 2017, XXI (3): 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
14. *Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A.* The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP-VII Technical Documents in Hydrology. IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP. 2009, 83: 80 p.
15. *Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2018, 58 (3): 343–352. doi: https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352. [In Russian].
16. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere.* 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
17. Building Code. SNiP 2.02.04–88. Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlyh gruntah. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].