

ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОКРОВОВ НА ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ В ГРУНТ НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ

© 2025 г. А. В. Сосновский*, Н. И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия

**e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.03.2025 г.

После доработки 03.04.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

На основе математического моделирования и численных экспериментов дана оценка влияния снежного и мохового покровов на тепловые потоки в грунт. Проведено сравнение с данными измерений в условиях Западного Шпицбергена. Определены значения толщины снежного и мохового покровов, при которых не будет происходить деградация многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: тепловой поток, температура грунта, снежный и моховой покровы, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S2076673425020073, **EDN:** FPAHIM

ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата приводит к деградации многолетней мерзлоты и негативным последствиям для инфраструктуры территорий (Shiklomanov et al., 2017; Suter et al., 2019; Schneider et al., 2021; Hjørt et al., 2022). Это происходит за счёт изменения потоков тепла в системе атмосфера — поверхностные покровы — грунт. Так, преобладание потока тепла за период с положительными температурами воздуха из приземного слоя воздуха в грунт над потоком тепла из грунта в атмосферу в холодный период приводит к деградации многолетней мерзлоты.

В работе (Федоров-Давыдов и др., 2023) рассмотрена динамика тепловых потоков в мерзлотной почве притундрового редколесья Колымской низменности за пятилетний период (2014–2019 гг.). Отмечено, что после схода снежного покрова плотность теплового потока на дневной поверхности резко возрастала на 1–2 порядка. В конце мая её максимальные значения составляли 106–189 Вт/м². В дальнейшем эта величина постепенно снижалась на протяжении тёплого периода и в сентябре составила 35–46 Вт/м². Смена направления теплового потока на дневной поверхности происходила в последнюю декаду сентября или в первую декаду октября. Годовые потери тепла в зимнее время

составляли 66.5–125.0 МДж/м², при этом минимальными они были в наиболее многоснежную зиму 2017/18 г., а максимальными — в относительно малоснежную зиму 2018/19 г. На протяжении холодного периода проявлялась тенденция к уменьшению абсолютных величин тепловых потоков, что связано как с накоплением снежного покрова, так и с ослаблением морозов в начале весны: максимальные значения этого показателя на поверхности снижались с 13–37 до 2–3 Вт/м². Количество энергии, поступающей в систему «почва—мерзлота» за лето, было примерно в 1.4–2.3 раза больше энергии, теряемой в течение зимы. Баланс энергии был минимальным при относительно малоснежной зиме и максимальным — при наиболее многоснежной зиме. Это привело к увеличению мощности деятельного слоя почвы плотностью 1400 кг/м³ в рассмотренных районах (Остроумов и др., 2022). В последней работе приведены данные мониторинга плотности теплового потока и температуры почв на двух наблюдательных площадках, которые характеризуют области сезонного промерзания и сезонного протаивания почв в природных условиях. Результаты исследований показали, что для более точной оценки тепловых потоков требуется привлечение данных о конденсации, сублимации, десублимации воды, окислении

органического вещества, изменениях строения почв и других процессов.

Наряду с этим на динамику тепловых потоков большое влияние оказывают поверхностные покровы — и снежный, и моховой. Влияние снежного покрова и его параметров на многолетнюю мерзлоту посвящено много работ (Stieglitz et al., 2003; Павлов, 2008; Шерстюков, 2008; Snow and Climate, 2008). При этом на термическое состояние многолетнемёрзлых пород оказывают влияние не только высота снежного покрова, его плотность и теплофизические свойства, но и динамика снегонакопления (Осокин, Сосновский, 2015).

Теплозащитные свойства снежного покрова проявляются в период с отрицательными температурами воздуха, когда происходит снегонакопление. В период с положительными температурами воздуха большое значение имеет моховой покров, который играет важную роль в формировании термодинамического и биогеохимического режима функционирования экосистем высоких широт. Он уменьшает теплообмен между подстилающей поверхностью и глубокими слоями почвы, что приводит к уменьшению толщины сезонно-талого слоя (Jason Beringer et al., 2001; Степаненко и др., 2020). Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях рассмотрено в работах (Сосновский, Осокин, 2018; Котляков и др., 2020).

В работе (Park et al., 2018) отмечается, что моховой покров оказывает значительное влияние на потоки воды и тепла из-за его высокой вододерживающей способности и большого термического сопротивления. Так, расчёты показали, что наличие мохового покрова снижает летнюю температуру грунта на 0.9–2.1 °C и уменьшает толщину деятельного слоя на 9–20 см. Средний охлаждающий эффект при его наличии на температуру в верхнем слое почвы для региона, расположенного к северу от 50° с.ш. при текущем климате по данным работы (Porada et al., 2016) составляет 2.7 °C.

Наши измерения в районе пос. Баренцбург на Западном Шпицбергене (Тишков и др., 2013), показали, что температура грунта под 8 см моховым покровом на 4 °C ниже, чем при его отсутствии. При моховом покрове толщиной 7–8 см скорость протаивания грунта в конце июля — начале августа составляет около 0.33 см в сутки, что в 3 раза ниже, чем при отсутствии мохового покрова.

Влияние метеорологических условий на теплоизоляционные свойства мохового покрова по данным измерений на Шпицбергене рассмотрено в работе (Осокин, Сосновский, 2021). Измерения показали, что в ясную солнечную погоду его теплоизоляционное влияние почти в 2 раза сильнее, чем в облачную. В дождливую погоду часть осадков аккумулируется в моховом покрове, увеличивая его влажность и теплопроводность. Поэтому после дождя под ним может происходить быстрое нагревание породы. Эти факторы также влияют на тепловые потоки в грунт.

Цель работы — оценить влияние поверхностных покровов на тепловые потоки в грунт в условиях Западного Шпицбергена на основе измерений и численных экспериментов на модели.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для расчётов промерзания–протаивания грунта применялась математическая модель, представленная в работе (Осокин, Сосновский, 2015). Она позволяет учесть реальную изменчивость метеорологических параметров, динамику снегонакопления; изменчивость теплофизических характеристик снега и грунта. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалась с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдистость). Движение границ мёрзлого и талого слоёв грунта определялось из граничного условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывалась. На поверхности грунта (снежного покрова) задавалось граничное условие 3-го рода с учётом потоков тепла из-за конвективного теплообмена, испарения, эффективно-го излучения и солнечной радиации, на нижней границе вводился геотермический поток тепла. Распределение температуры в снежном покрове, в мёрзлой и талой зонах грунта описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега и зависимости соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности. На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла.

На каждом временном шаге рассчитывался рост высоты снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. При расчётах

пространственный шаг по снежному покрову и грунту на глубине до 10 м принят равным 2 см, а на глубине 10–25 м – 1 м. Задача промерзания–протаивания грунта решалась методом ловли фронта промерзания в узел фиксированной пространственной сетки с переменным шагом по времени, определяемым из условия перемещения границы фазового перехода на один узел сетки и с переходом при необходимости на постоянный шаг по времени и переменный по пространственной переменной.

Расчёты теплового потока через поверхность грунта за время τ в ходе численных экспериментов и при обработке данных измерений проводились по соотношению

$$Q = \lambda (T_0 - T_{10}) \tau / h,$$

где Q – тепловой поток, МДж/м²; λ – коэффициент теплопроводности грунта, Вт/(м·°C); T_0 и T_{10} – температура на поверхности грунта и на глубине 0.1 м; $h = 0,1$ м.

В летний период тепловой поток положительный ($T_0 > T_{10}$) и происходит поступление тепла из приземного слоя атмосферы в грунт, а в зимний – отрицательный ($T_0 < T_{10}$), тепловой поток направлен из грунта в атмосферу и происходит выхолаживание грунта. В дальнейшем будем рассматривать модули тепловых потоков с указанием их направленности.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЁТОВ

При расчётах применялся коэффициент эффективной теплопроводности снега в зависимости от его плотности по формуле для среднего по твёрдости снега, полученный для условий Западного Шпицбергена (Котляков, Сосновский, 2018):

$$\lambda_s = 5 \cdot 10^{-4} \rho_s + 0.1043, \text{ Вт/(м·K)}.$$

Основные расчёты проведены для суглинка плотностью 1400 кг/м³ и влажностью 20%. Эти значения были получены при проведении измерений в районе расположения термохрон. Коэффициенты теплопроводности талого – λ_{th} – и мёрзлого – λ_f – суглинка принимались равными 1.11 и 1.22 Вт/(м·°C) соответственно, а объёмная теплоёмкость талого и мёрзлого грунта 2.48 и 1.89 Дж/(м³·°C) 10^{-6} соответственно (СНиП 2.02.04–88, 1997).

Начальную температуру грунта определяли путём предварительных калибровочных расчётов. Температура выпадающего снега полагается

равной температуре окружающего воздуха, скорость ветра принимается 4 м/с, влажность воздуха 70% и облачность – 0.6. Средняя положительная температура воздуха принята 6.8, а отрицательная – –7.0 °C. Эти значения получены в результате обработки данных метеостанции Баренцбург за 2023/24 г., расположенной на расстоянии 100–300 м от места проведения измерений. Внутригодовой ход температуры воздуха принимался по синусоидальным зависимостям для периодов с положительной и отрицательной температурой воздуха.

Альбе́до снежной поверхности принято равным 0.8 для сухого снега, 0.5 для влажного (в период таяния) и 0.2 для грунта (Матвеев, 1984; Гляциологический словарь, 1984). Солнечная радиация задавалась по средним многолетним значениям. В условиях полярной ночи на Шпицбергене солнечная радиация в календарные зимние месяцы принималась равной нулю. Изменение высоты снежного покрова принималась по линейной зависимости в течение 7 месяцев до его максимального значения. Линейная зависимость высоты снежного покрова от времени в основном хорошо коррелирует с данными наблюдений в районе расположения метеостанции Баренцбург. Продолжительность периода с отрицательными температура воздуха 2023/24 г. составила 8 месяцев (рис. 1).

ПАРАМЕТРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Для получения температурного профиля в грунте и оценке скорости его промерзания в начале сентября 2023 г. были установлены и сняты в начале июля 2024 г. термохроны. Они измеряли температуру грунта на его поверхности и на глубинах 10, 30, 50 и 70 см. Скорость глубины промерзания определялась по времени перехода температуры грунта в этих точках через 0 °C – от положительных к отрицательным значениям температуры. Одна из точек измерений (т. 1) была расположена в 100 м на юго-запад от метеоплощадки метеостанции Баренцбург на высоте 70 м над ур. моря. Температура грунта измерялась температурными логгерами iButtons DS1922L–F5/DS1925L–F5. Разрешение измерений составляет 0.0625 °C. Интервал измерения температуры грунта составлял 2 часа.

Для оценки толщины снега в точке 1 рассмотрим динамику толщины снега на метеостанции Баренцбург в период таяния снежного покрова весной 2024 г. На момент наступления положительных температур воздуха 28.05.2023 толщина

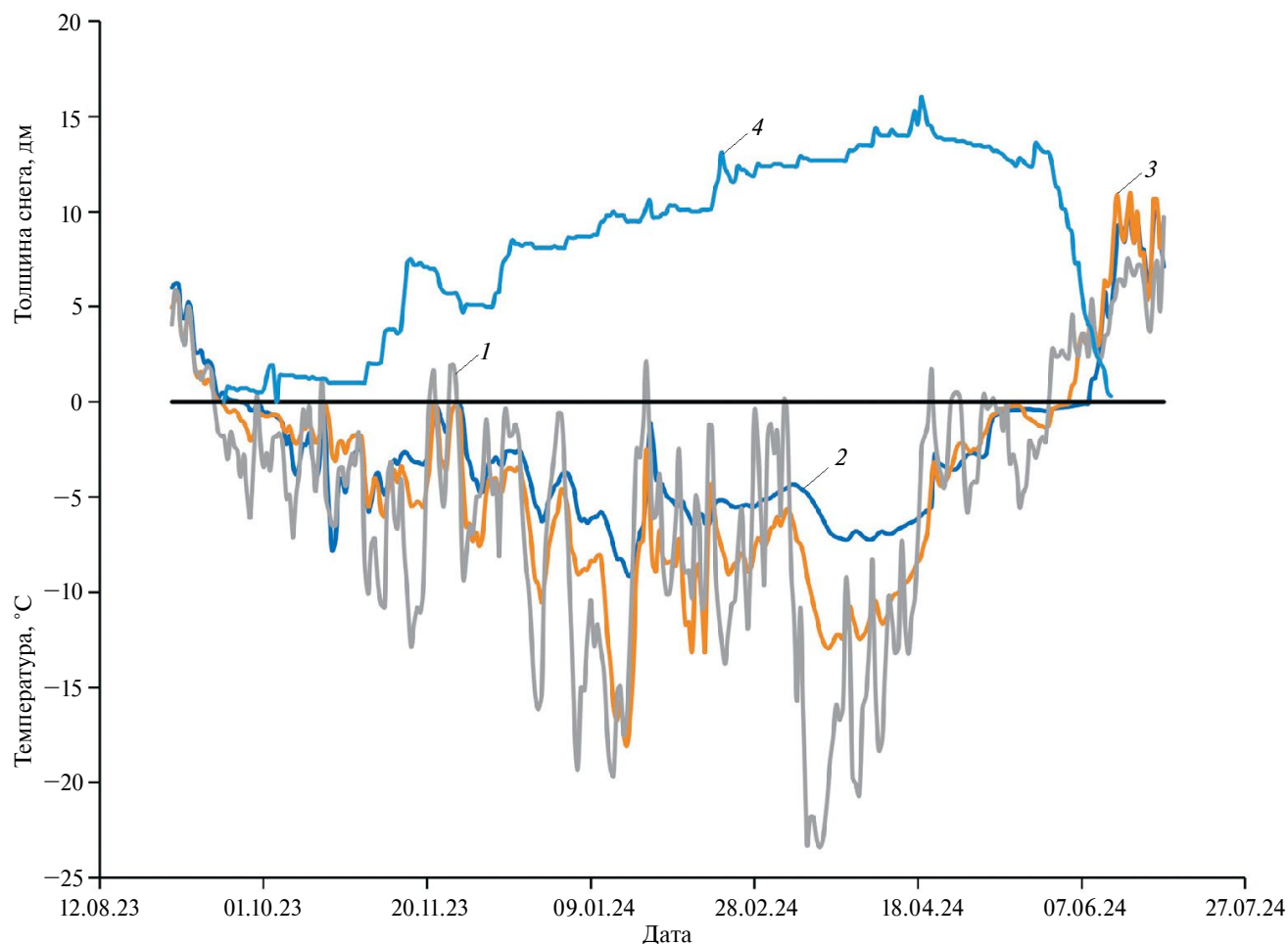


Рис. 1. Температура воздуха (1) и поверхности земли в т. 1 (2) и т. 2 (3); толщина снежного покрова на метеостанции Баренцбург (4)

Fig. 1. Air temperature (1) and soil surface temperature at point 1 (2); point 2 (3); snow depth at the Barentsburg weather station (4)

снега на метеостанции, расположенной в 100 м от точки 1 составляла 1.31 м (13.1 дм на рис. 1). При этом наибольшая толщина снежного покрова в течение нескольких зимних дней составляла 152 см. Положительная температура поверхности грунта в точке 1, когда весь снег растаял, приходится на 10.06.2023. К этому моменту толщина снега на метеостанции составляла 38 см. Таким образом, предполагая, что интенсивность таяния на метеостанции и в точке 1 отличаются незначительно, получим, что к 10 июня на метеостанции растаяло 0.93 м снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в точке 1 составляла 0.93 м, а максимальная высота снежного покрова в этой точке достигала 1.14 м. Предположим, что динамика снегонакопления — отношение толщины снежного покрова к его максимальному значению — на

метеостанции и в точке 1 одинакова, получим, что толщина снега в точке 1 в холодный период 2023/24 г. будет составлять $1.14/1.52 = 75\%$ от толщины снега на метеостанции.

В точке 2, расположенной на невысокой террасе на высоте 100 м над ур. моря, в 300 м от метеостанции, снег растаял к 04.06.2024, при этом на метеостанции толщина снега составляла 0.89 м. Таким образом, на метеостанции растаяло 0.42 м снега, поэтому на момент начала таяния толщина снега в т. 2 составляла 0.42 м, а максимальная высота снежного покрова в этой точке не превышала 0.63 м. При оценке динамики снегонакопления в т. 2 примем коэффициент $0.63/0.152 = 41\%$.

В условиях Западного Шпицбергена довольно часто наблюдаются оттепели (см. рис. 1), что

влияет на рост плотности снега. Зависимость плотности снежного покрова от его толщины до начала снеготаяния принималось в виде $\rho_s = 250 \cdot h_s + 150$, кг/м³, h_s — в метрах. При толщине снега 0.5 и 1.0 м плотность снега составляет 275 и 400 кг/м³ соответственно. Максимальная плотность снега ограничивалось значением 400 кг/м³. В условиях частых оттепелей на Западном Шпицбергене и сильных ветров в снежной толще на разной глубине наблюдаются ледяные корки и уплотнённый снег (Осокин и др., 2013). Поэтому плотность снежного покрова по глубине можно принять постоянной.

ПАРАМЕТРЫ МОХОВОГО ПОКРОВА

В работе (Тишков и др., 2013) рассмотрено влияние мохового покрова на термический режим приповерхностного слоя грунта в условиях Западного Шпицбергена и теплофизические свойства различных видов мха. Получены зависимости теплопроводности от его влажности зимой и летом. Теплопроводность мха *Hylocomium splendens* при его влажности от 0 до 300% может изменяться от 0.06 до 0.15 Вт/(м·К) летом, до 0.48 Вт/(м·К) зимой.

В работе (Гоман и др., 2011) представлены результаты измерений теплоёмкости мха и его теплозащитных свойств в зависимости от плотности и влажности. При этом отмечается, что его органическая природа как материала близка к древесине. Эксперименты показали, что тепловое сопротивление мха уменьшается с увеличением доли влаги в материале. Значения теплопроводности находятся в диапазоне 0.05–0.2 Вт/(м·К). Древесина в воздушно сухом виде, когда количество воды в ней не превышает 15% по весу, обладает теплопроводностью около 0.2 Вт/(м·К). Теплоёмкость мха изменялась от 1.8 до 2.9 кДж/(кг·°C) при изменении влажности мха от 10 до 100%. В работе (Porada et al., 2016) при оценке влияния бриофитного и лишайникового покрова на температуру вечномёрзлой почвы принята теплопроводность сухого органического вещества 0.25 Вт/(м·°C).

В работе (Тишков и др., 2013) представлена теплоёмкость нескольких видов мха в его естественном состоянии, без высушивания. Поскольку на одном участке могут встречаться разные виды мха, среднее значение их теплоёмкости, приведённое в этой работе, составило $6.3 \cdot 10^{-1}$ ккал/(кг·град), или 2.6 кДж/(кг·°C). Теплоёмкость многих пород деревьев (после

стандартной сушки до 12% влажности) составляет 2.3–2.4 кДж/(кг·°C).

Для расчётов влияния мохового покрова на потоки тепла принимался мох *Hylocomium splendens* влажностью 150% и коэффициенте теплопроводности летом и зимой 0.12 и 0.31 Вт/(м·°C) соответственно (Тишков и др., 2013).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 1 представлены температура воздуха и толщина снежного покрова на метеостанции Баренцбург и результаты измерений температуры поверхности грунта в точках 1 и 2 по данным измерений термохронами. Минимальная температура воздуха — –23 °C приходилась на 15 и 18 марта 2024 г. При этом температура поверхности грунта в точках 1 и 2 понизилась через 5 суток до –7 и –12 °C при толщине снежного покрова в этих точках 0.95 и 0.52 м соответственно. В течение холодного периода наблюдались оттепели со средней суточной температурой воздуха около 2 °C в ноябре 2023 г., январе и апреле 2024 г. Повышение средней суточной температуры воздуха до 0 °C отмечено в декабре 2023 г., в феврале, марте и апреле 2024 г. Начиная с последних чисел мая температура воздуха устойчиво превышала 0 °C. Минимальная температура поверхности грунта в точке 1, равная –7.0 °C, приходилась на 22 января, а в точке 2 — на 19 января, когда температура опустилась до –17.5 °C. Средняя разность температуры грунта на глубине 0.1 м и на поверхности грунта за период с ноября 2023 г. по март 2024 г. составляла в точках 1 и 2 порядка 0.29 и 0.43 °C соответственно, что обусловлено значительным различием в высоте снежного покрова в них и отразилось на величине теплового потока.

Толщина снежного покрова в октябре 2023 г. в течение 20 суток изменялась в пределах 0.10–0.14 м, а затем с 1 по 16 ноября увеличилась с 0.10 до 0.72 м. После оттепелей во второй декаде ноября высота снежного покрова снизилась к 1 декабря до 0.47 м. При высоте снежного покрова в точке 1 более 0.75 м происходит сглаживание температуры поверхности грунта — колебания температуры воздуха на 23 °C приводят к изменению температуры поверхности грунта в точке 1 на 2.5 °C, а в точке 2 при высоте снежного покрова около 0.41 м перепад температуры грунта до и после похолодания составил 7.0 °C.

Переход температуры воздуха от положительных значений к отрицательным произошёл

16.09.2023. При этом в отдельные периоды сентября происходило повышение температуры воздуха до положительных значений. Весной 2024 г. температура воздуха перешла к положительным значениям 28.05.2024.

В точке 1 на термохронах отрицательные значения температуры грунта на поверхности и на глубине 0.1 м зафиксированы 23.09.2023 и 04.10.2023 соответственно. На промерзание 0.10 м грунта в начале холодного периода при небольшой отрицательной температуре воздуха потребовалось 11 суток. Переход температуры поверхности грунта к положительным значениям произошёл 10.06.2024, а на глубине 0.10 м — 12.06.2024. Снег в точке 2 растаял к утру 04.06.2024 г. и к вечеру этого дня температура на глубине 0.1 м стала положительной.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным измерений в точке 1 тепловой поток в октябре при небольшом снежном покрове составил 11.6 Вт/м^2 , в последующие месяцы до марта его значение варьировало в пределах $3\text{--}5 \text{ Вт/м}^2$. В точке 1 средний тепловой поток за 6 месяцев с октября по март составил 4.9 Вт/м^2 , тогда как в точке 2 он оценивался в 5.9 Вт/м^2 . В первой половине апреля тепловой поток идёт из грунта в атмосферу, а во вторую половину тепловой поток меняет направление и происходит рост температуры грунта под снегом. При этом тепловые потоки, как правило, невелики и составляют $10\text{--}25\%$ от значений в другие месяцы.

Расчёты теплового потока проводились, когда температура грунта на поверхности и на глубине 10 см имела одинаковый знак. В период таяния снежного покрова тепловой поток был небольшим, так как температура поверхности грунта и на глубине 10 см была близка к 0°C (Шмакин и др., 2013).

На рис. 2 приведено количество тепла, потерянного грунтом, в период с октября 2023 по март 2024 г. К началу апреля потери тепла грунтом составили 76.5 и 92.3 МДж/м^2 при толщине снега 1.14 м и 0.63 м в точках 1 и 2 соответственно. При увеличении потока тепла от грунта в атмосферу через снежный и моховой покровы усиливается выхолаживание грунта. Результаты модельных расчётов в целом показали хорошее совпадение с данными измерений. С декабря по февраль результаты расчётов с точностью до 4% совпали с данными измерений в точках 1 и 2.

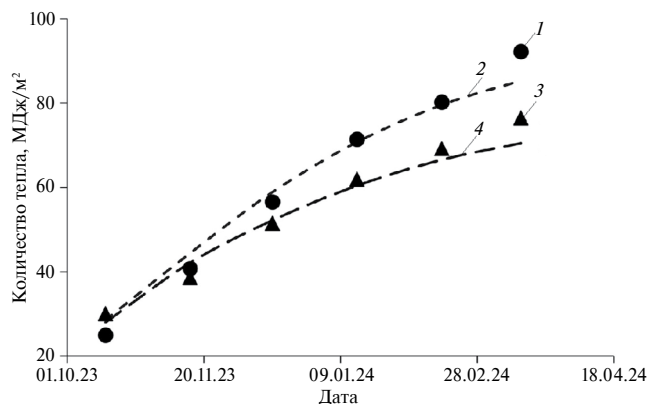


Рис. 2. Количество тепла, выделившегося из земли в атмосферу с октября по март 2023/24 г., согласно измерениям — 1, 3 и расчётам — 2, 4, с максимальной толщиной снежного покрова: 1, 2 — 0.63 м; 3, 4 — 1.14 м

Fig. 2. The amount of heat released from the soil into the atmosphere from October to March 2023/24 according to measurements — 1, 3 and calculations — 2, 4 with the maximum thickness of the snow cover: 1, 2 — 0.63 m; 3, 4 — 1.14 m

Наиболее значимое отличие — до 9% — приходится на ноябрь и до 8% — на март, после оттепели в первой половине марта и последовавшими за этим сильными морозами (см. рис. 1). Оттепели способствовали росту коэффициента теплопроводности снега после его промерзания и более быстрому понижению температуры поверхности грунта (Сосновский, Осокин, 2019). В результате увеличился температурный градиент в приповерхностном слое грунта и, как следствие, вырос тепловой поток. Разница между измерениями и модельными расчётами в марте составила 6 и 7 МДж/м^2 в точках 1 и 2 соответственно. В ноябре различие между измерениями и модельными расчётами не превысило 4 МДж/м^2 в рассмотренных точках.

Термохроны регистрировали температуру грунта до начала июля 2014 г., поэтому расчёт теплового потока в точке 1 за период с положительными температурами был возможен только за июнь начиная со второй декады, когда температура грунта на глубинах 0 и 10 см стала положительной. Измеренное значение количества тепла, поступившего из атмосферы в грунт за вторую и третью декады июня в точке 1, составило 45.3 МДж/м^2 , тогда как расчёты показали значение 40.9 МДж/м^2 , за этот 20-суточный период.

В точке 2 положительные температуры грунта на глубине 10 см отмечены 5 июня, за счёт более

раннего схода снежного покрова максимальной высотой 0.63 м. Количество тепла, поступившего в грунт к концу июня, рассчитанное по данным измерений, составило 65.2 МДж/м², тогда как расчёты по модели дали значение 61.4 МДж/м². Отличие, как в точке 1, так и в точке 2 измеренного и расчётного количества тепла составило около 4 МДж/м². Это отличие, как и разница в количестве тепла, поступившего из грунта в атмосферу за месяц перед сходом снежного покрова (см. рис. 2), могут быть вызваны разными причинами. В частности, это может быть фильтрация талой воды к поверхности грунта и, как следствие, рост температурного градиента на границе снега с грунтом. В летний период большое влияние на поток тепла оказывают метеорологические условия, отмеченные ранее.

Для оценки влияния поверхностных покровов на тепловые потоки были проведены модельные расчёты при разной толщине снежного и мохового покровов. На рис. 3, *а* представлены тепловые потоки за периоды с положительной и отрицательной температурами при разной толщине снежного покрова. С ростом толщины снега от 0.3 до 2.0 м поступление тепла летом в грунт снижается с 96 до 78 МДж/м². Это связано как со значительным увеличением периода таяния снежного покрова, так и с более тёплым состоянием грунта после зимнего периода с мощным снежным покровом. При этом сокращаются зимние потери тепла через грунт (снижается выхолаживание грунта) за счёт уменьшения температурного градиента в приповерхностном слое грунта под толстым слоем снега от 100 до 60 МДж/м² (при увеличении толщины снега от 0.3 до 2.0 м). При толщине снега более 0.5 м поступление тепла в грунт в летний период превосходит потери тепла зимой и в результате растёт толщина деятельного слоя мерзлоты и усиливается её деградация.

Моховой покров представляет собой теплозащитный слой в тёплое время года, тогда как в зимний период его термическое сопротивление в несколько раз ниже из-за замерзания взвешенной влаги и более высокого коэффициента теплопроводности льда по сравнению с водой (Тишков и др., 2013). С ростом толщины мха от 0 до 10 см поступление тепла летом в грунт снижается от 85 до 46 МДж/м² (рис. 3, *б*). Снижаются и потери тепла грунтом в холодное время года от 75 до 62 МДж/м² и уменьшается его выхолаживание. Однако при толщине мха более 2–3 см потери тепла зимой превышают поступление тепла

летом в грунт. Поэтому многолетняя мерзлота сохраняется.

На рис. 4 приведена глубина протаивания грунта при разной толщине снежного и мохового покровов. При толщине снежного покрова 1.5 м поступление тепла летом в грунт составляет 82 МДж/м², что превышает зимние потери тепла в 67 МДж/м² и приводит к образованию деятельного слоя толщиной 1.5 м (см. рис. 4, *а*). При толщине снега более 1.5 м глубина максимального протаивания немного снижается из-за увеличения времени таяния снега и сокращения бесснежного периода.

При толщине мохового покрова в 10 см потери тепла грунтом зимой (62 МДж/м²) на 16 МДж/м² превышают поступление тепла (46 МДж/м²) в летний период (см. рис. 4, *б*), происходит выхолаживание грунта и сокращение деятельного слоя мерзлоты от 1.47 м в отсутствии мха до 0.71 см для при моховом слое толщиной 10 см (рис. 5, *а*).

На рис. 5 представлены результаты модельных расчётов динамики количества тепла, поступившего в грунт в период с положительными температурами воздуха и потерянному грунтом в период с отрицательными температурами воздуха при толщине снежного покрова 1 м. Потери тепла грунтом в зимний период составили 77 МДж/м², а поступление тепла в летний период — 87 МДж/м². В результате за год в грунт поступает на 10 МДж/м² тепла больше потерь тепла на его выхолаживание, что в итоге ведёт к деградации многолетней мерзлоты. В конце летнего и зимнего периодов на протяжении 20 суток изменение количества тепла, поступившего в грунт, не превышает 0.5%. Значительное изменение потока тепла наблюдается в начале зимнего периода, а на протяжении летнего периода тепло поступает более равномерно.

За последние три года по данным метеостанции Баренцбург средние значения температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурами воздуха изменялись в значительных пределах — от 28 до 38%. Отмечено, что суммы положительных и отрицательных температур воздуха за эти периоды изменялись в несколько меньших пределах из-за вариации продолжительности этих периодов. Так, с 2022 по 2024 г. средняя положительная температура воздуха составляла 5.3, 5.8 и 6.8 °С, а отрицательная с 2021/22 по 2023/24 г. была равна –8.3, –6.0 и –7.0 °С. За период 2001–2010 гг. средние суточные положительные и отрицательные темпера-

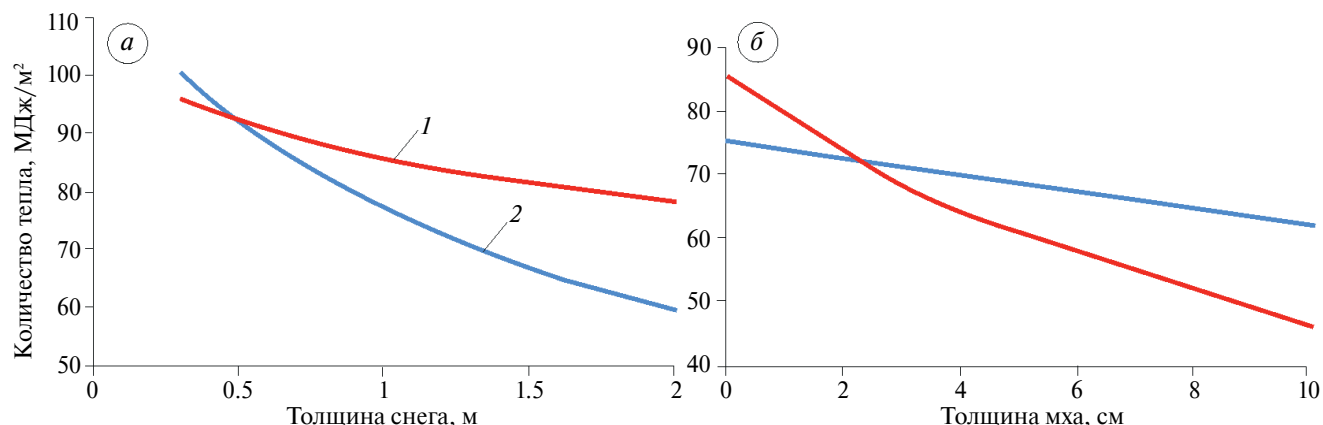


Рис. 3. Поступление тепла в почву летом (1) и потеря тепла из почвы зимой (2) в зависимости от толщины снежного (а) и мохового (б) покровов (для снега толщиной 1 м)

Fig. 3. Heat flow into the soil in summer (1) and heat loss from soil in winter (2) depending on the thickness of the snow (a) and moss (б) covers (for snow 1 m depth)

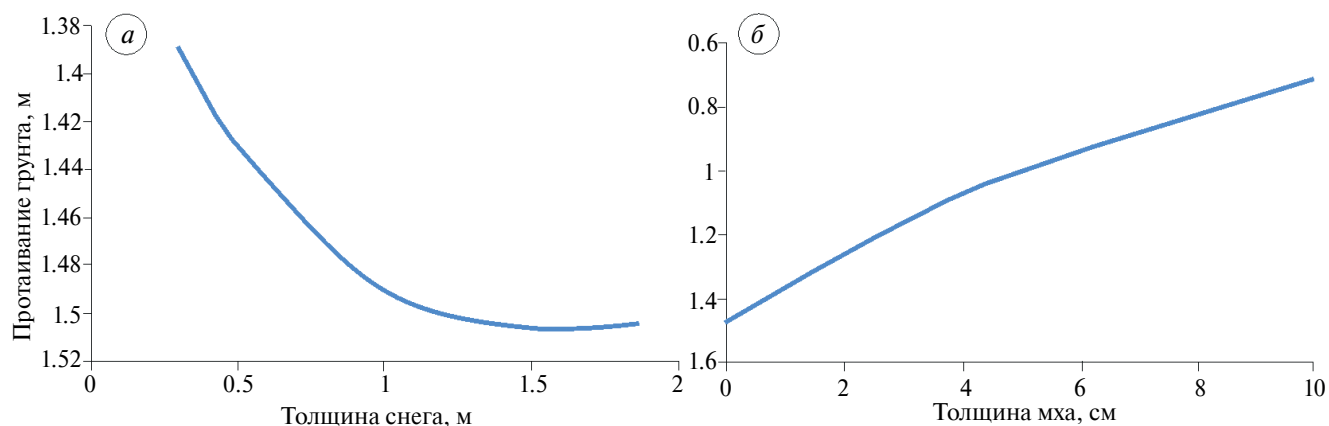


Рис. 4. Глубина оттаивания почвы при различной толщине снежного (а) и мохового (б) покровов

Fig. 4. The depth of thawing of the soil with different thicknesses of snow (a) and moss (б) covers

туры воздуха составляли 4.3 и -7.8°C соответственно. Поэтому был проведён ряд модельных расчетов при разных средних значениях температуры холодного и теплого времени года при толщине снежного покрова 1 м.

Снижение летней температуры воздуха на 26% – от 6.8 до 5°C (при сохранении зимней температуры) приводит к снижению летнего потока тепла в грунт на 13% и зимнего, из грунта в атмосферу, на 4% из-за более холодного грунта к началу зимы и меньшего приповерхностного градиента зимой. При этом тепловые потоки в летний (74.8 МДж/м²) и зимний (74.1 МДж/м²) периоды почти выравниваются. Рост средней летней температуры воздуха на 18% – от 6.8 до 8°C – приводит к росту летнего потока тепла в грунт на 8% при сохранении зимнего потока.

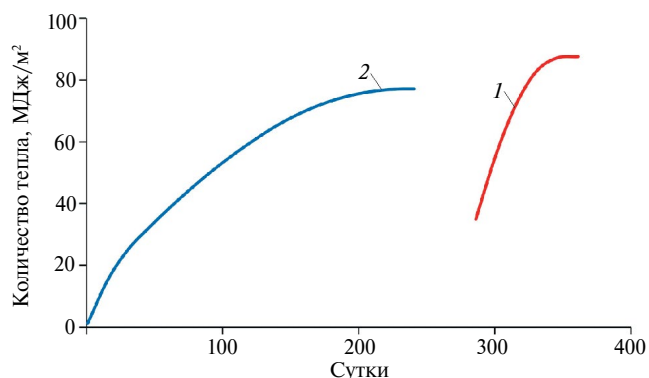


Рис. 5. Поступление тепла летом в почву (1) и потеря тепла из почвы зимой (2) при толщине снежного покрова 1 м

Fig. 5. Heat input into the soil in summer (1) and heat loss from the soil in winter (2) with snow cover depth of 1 m

В результате происходит рост разницы летнего и зимнего потоков тепла от 8.6 до 15.1 МДж/м², и, как следствие, усиливается деградация мерзлоты.

Снижение средней отрицательной температуры воздуха на 29% от –7 до –9 °С (при сохранении летней температуры) приводит к росту летнего потока тепла в грунт на 1% и зимнего – из грунта в атмосферу – на 12%, а также к росту выхолаживания грунта. В результате тепловые потоки летний 87.0 МДж/м² и зимний 86.2 МДж/м² сближаются. При повышении средней отрицательной температуры воздуха на 29% – от –7 до –5 °С летний поток тепла сократится на 2% – от 85.7 до 83.8 МДж/м², а зимний на 13% – от 77.2 до 67.5 МДж/м². В результате разница между теплом, поступающим в грунт летом и уходящим из грунта зимой, увеличится от 8.6 до 16.3 МДж/м², что может усилить деградацию многолетней мерзлоты

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потепление климата приводит к изменению тепловых потоков в системе атмосфера – поверхностные покровы – грунт и влияет на термическое состояние многолетней мерзлоты. Сравнение тепловых потоков из атмосферы в грунт в период с положительными температурами воздуха и из грунта в атмосферу в холодный период позволяет оценить устойчивость многолетней мерзлоты. Важными факторами, влияющими на тепловые потоки, являются снежный и моховой покровы. На основе математического моделирования и численных экспериментов на модели дана оценка влияния поверхностных покровов на тепловые потоки. Обработка данных натурных измерений температуры грунта позволила определить тепловые потоки за холодный и, частично, тёплый периоды года. Сравнение данных модельных расчетов и измерений тепловых потоков показало удовлетворительное совпадение. При этом сравнение проводилось с данными по измерениям в точках с разной высотой снежного покрова.

За период с отрицательными температурами воздуха в 2023/24 г. потери тепла грунтом составили 76.5 и 92.3 МДж/м² при толщине снежного покрова 1.14 м и 0.63 м в двух точках измерений (точки 1 и 2 соответственно). К концу июня 2024 г. по данным измерений в грунт поступило 45.3 МДж/м² тепла в точке 1 и 65.2 МДж/м² в точке 2. Результаты расчётов показали количество тепла, поступившего в грунт в этих точках к концу июня, меньше на 4 МДж/м². Расчёты

свидетельствуют, что при высоте снежного покрова 0.5 м поступление тепла в грунт в летний период совпадает с потерей тепла зимой период. При большей высоте снежного покрова уменьшается тепловой поток из грунта в атмосферу, снижается выхолаживание грунта и может происходить деградация многолетней мерзлоты. Такие же процессы будут происходить при высоте снежного покрова 1 м и толщине мохового покрова менее 3 см. Для мохового покрова большей толщины соблюдается термическая устойчивость многолетнемерзлых пород.

Выполнена оценка тепловых потоков и толщины деятельного слоя при разных значениях толщины снежного и мохового покровов. При толщине мохового покрова 10 см и максимальной высоте снежного покрова 1 м потери тепла грунтом зимой на 16 МДж/м² превышают поступление тепла в летний период. В результате происходит выхолаживание грунта и уменьшается деятельный слой мерзлоты от 1.47 м в отсутствии мха до 0.71 м при наличии мха толщиной 10 см. На Западном Шпицбергене наблюдаются значительные колебания средних значений положительной и отрицательной температур воздуха. Поэтому проведены численные эксперименты на модели, которые позволили оценить изменчивость тепловых потоков в грунт при разных значениях температуры воздуха в летний и зимний периоды, влияющих на термическую устойчивость многолетнемерзлых пород.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы Госзадания Института географии РАН FMWS-2024-0004. Сбор и анализ материалов по Шпицбергену проводился по программе FMWS-2024-0013.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences FMWS-2024-0004. The collection and analysis of materials for Spitsbergen was carried out under the Program FMWS-2024-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Гоман П.Н., Соболев В.Р., Бровка А.Г., Круплевич В.Ч. О влиянии влаги на теплопроводящие свойства зелёного мха соснового леса // Материалы 20-й научно-технич. конференции «Системы безопасности – 2011». М.: Академия ГПС МЧС России, 2011. С. 15–18. <http://elibrary.ru/handle/doc/4822>

- 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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352>
- Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 201–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
- 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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70>
- 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.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние метеорологических условий на теплоизоляционные свойства мохового покрова по данным измерений на Шпицбергене // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 4. С. 17–25. <https://doi.org/10.15372/KZ20210402>
- Остроумов В.Е., Федоров–Давыдов Д.Г., Комаров И.А., Шевчик Ф.А., Колосков А.М., Волокитин М.П., Гончаров В.В., Быховец С.С., Шабает В.П., Холодов А.Л., Еремин И.И., Кропачев Д.Ю., Давыдов С.П., Давыдова А.И. Методика оценки теплофизических свойств почв сезонномёрзлого и сезонноталого слоёв в природных условиях // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI. № 6. С. 15–23.
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.
- СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: Изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вест. Кольского научного центра. 2018. Т. 10. № 3. С. 179–185. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185>
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>
- Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лыков В.Н. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей земной системы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138.
- Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузид мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Сер. Геогр. 2013. № 3. С. 39–46.
- Федоров–Давыдов Д.Г., Остроумов В.Е., Давыдов С.П., Давыдова А.И., Волокитин М.П., Еремин И.И., Кропачев Д.Ю., Лупачев А.В. Динамика тепловых потоков и структура годовых теплооборотов в мерзлотной почве притундрового редколесья Колымской низменности // Мерзлотные почвы в антропоцене: сборник тезисов Всероссийской научно–практической конференции (Салехард – Лабытнанги, ЯНАО, Россия, 20–26 августа 2023) / Отв. ред. А.В. Лупачев, Е.М. Лаптева. Сыктывкар: ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 98–99.
- 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.
- Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (123). С. 52–59.
- Jan H., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environmen. 2022. V. 3. № 1. P. 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>
- Park H., Launiainen S., Konstantinov P.Y., Iijima Y., Fedorov A.N. Modeling the Effect of Moss Cover on Soil Temperature and Carbon Fluxes at a Tundra Site in Northeastern Siberia // Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences. 2018. V. 123. Issue 9. P. 3028–3044. <https://doi.org/10.1029/2018JG004491>
- Beringer J., Lynch A., Chapin F., Mack M., Bonan G. The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses // Journ. of Climate. 2001. V. 14. P. 3324–3335.
- Porada P., Ekici A., Beer C. Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 2291–2315. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2291-2016>
- Schneider von Deimling T., Lee H., Ingeman-Nielsen T., Westermann S., Romanovsky V., Lamoureux S., Walker D.A., Chadburn S., Trochim E., Cai L., Nitzbon J., Jacobi S., Langer M. Consequences of permafrost degradation for Arctic infrastructure – bridging the model gap between regional and engineering scales // The Cryosphere. 2021. V. 15. P. 2451–2471. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2451-2021>
- Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T.B., Koko-rev V.A. Climate change and stability of urban

- infrastructure in Russian permafrost regions: prognostic assessment based on GCM climate projections // *Geogr. Rev.* 2017. V. 107. P. 125–142.
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling* / R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2008. 256 p.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. № 13. P. 1721–1724.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic // *Polar Geography*. 2019. V. 42. P. 267–286.
<https://doi.org/10.1080/1088937X.2019.1686082>

Citation: *Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Effect of surface cover on the heat flow to the soil on Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 282–294. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020073

Effect of Surface Cover on the Heat Flow to the Soil on Spitsbergen

© 2025 A. V. Sosnovsky[#], N. I. Osokin

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

[#]*e-mail: alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Received March 30, 2025; Revised April 3, 2025; Accepted April 18, 2025

Climate warming changes heat fluxes within the atmosphere-surface cover-soil system and affects the thermal state of permafrost. A comparison of heat fluxes from the atmosphere to the soil during the period with positive air temperatures and from the soil to the atmosphere during the cold period makes it possible to assess the stability of permafrost. Snow and moss cover are important factors influencing heat flows. The influence of surface fluxes on heat fluxes is estimated based on mathematical modeling and numerical experiments on the model. The processing of data from field measurements of soil temperature made it possible to determine the heat fluxes for the cold and partially warm periods of the year. A comparison of the data from model calculations and measurements of heat fluxes showed a satisfactory agreement. The difference between them from December to February did not exceed 4%, and in November and March – 9% and 8%, respectively. In 2023/24, during the period with negative air temperatures lasting 255 days with an average air temperature of -7°C , soil heat losses amounted to 76.5 and 92.3 MJ/m² with snow thickness of 1.14 m and 0.63 m, respectively, and the average values of heat fluxes from October to March were 4.9 and 5.9 W/m². According to model calculations, with an average daily positive air temperature of 6.8°C , the loss by the soil in winter is 10 MJ/m² less than the heat flow into the soil in summer, leading to permafrost degradation. At snow cover depth of 0.5 m, heat input into the soil in summer coincides with heat loss in winter. With a higher snow cover depth, the heat flow from the soil to the atmosphere decreases, soil cooling decreases and permafrost degradation will occur. The same processes will occur when the snow cover is 1 m depth and the moss cover is less than 3 cm thick. For a moss cover of greater thickness, the thermal stability of permafrost rocks remains. Numerical experiments on the model estimated the heat fluxes and the thickness of the active layer for different snow and moss cover thicknesses and atmospheric air temperatures.

Keywords: heat flow, soil temperature, snow and moss cover, mathematical modeling

REFERENCES

- Glyatsiologicheskii slovar'*. Glaciological Dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Goman P.N., Sobol V.R., Brovka A.G., Kruplevich V.Ch.* On the influence of moisture on the heat-conducting properties of green moss of a pine forest. *Materiali dvadcatoi nauchno-tehnicheskoi konferencii "Sistemi bezopasnosti – 2011"*. Proc. of the Twentieth Scientific and Technical Conference "Security Systems – 2011". Moscow: Academy of the State Fire Service of the Ministry of Emergency Situations of Russia, 2011: 15–18 [In Russian].

- 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): 72–80 [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 201–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673420020034> [In Russian].
- Matveev L.T. *Kurs obshchei meteorologii. Fizika atmosfery*. Course of general meteorology. Physics of the atmosphere. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 751 p. [In Russian].
- 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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-63-70> [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, 19 (1): 99–105 [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of meteorological conditions on the thermal insulation properties of moss cover according to measurements on Svalbard. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2021, 25 (4): 17–25. <https://doi.org/10.15372/KZ20210402> [In Russian].
- Ostroumov V.E., Fedorov-Davydov D.G., Komarov I.A., Shevchik F.A., Koloskov A.M., Volokitin M.P., Goncharov V.V., Bykhovets S.S., Shabaev V.P., Kholodov A.L., Eremin I.I., Kropachev D.Yu., Davydov S.P., Davydova A.I. A method for evaluating the thermophysical properties of seasonally freezing and seasonally thawing soils under natural conditions. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2022, 26 (6): 15–23 [In Russian].
- Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].
- Building Code. *SNiP 2.02.04–88. Osnovaniya i fundamente na vechnomerzlykh gruntah*. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I. Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climatic changes. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra*. Bulletin of the Kola Science Center. 2018, 10 (3): 179–185. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185> [In Russian].
- Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433> [In Russian].
- Stepanenko V.M., Repina I.A., Fedosov V.E., Zilitinkevich S.S., Lykosov V.N. Review of methods for parameterizing heat transfer in moss cover for earth system models. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics. 2020, 56 (2): 127–138 [In Russian].
- Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. The impact of moss synusia on the active layer of Arctic Soil and Subsoil. *Izv. Acad. Nauk, Ser. Geogr.* Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographic series. 2013, 3: 39–46 [In Russian].
- Fedorov-Davydov D.G., Ostroumov V.E., Davydov S.P., Davydova A.I., Volokitin M.P., Eremin I.I., Kropachev D.Yu., Lupachev A.V. Dynamics of heat flows and structure of annual heat circulation in the permafrost soil of the sparse tundra forests of the Kolyma Lowland. *Merzlotnie pochvi v antropocene*. Permafrost Soils in the Anthropocene: collection of abstracts of the All-Russian scientific and practical conference (Salekhard – Labytnangi, Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia, August 20–26, 2023). Syktyvkar: IB FRC Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2023: 98–99 [In Russian].
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, 12 (1): 79–87 [In Russian].
- Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (4): 52–59. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-5> [In Russian].
- Jan H., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure. *Nature Reviews Earth & Environ.* 2022, 3 (1): 24–38. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00247-8>
- Park H., Launiainen S., Konstantinov P.Y., Iijima Y., Fedorov A.N. Modeling the Effect of Moss Cover on Soil Temperature and Carbon Fluxes at a Tundra Site in Northeastern Siberia. *Journ. of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2018, 123 (9): 3028–3044. <https://doi.org/10.1029/2018JG004491>
- Beringer J., Lynch A., Chapin F., Mack M., Bonan G. The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses. *Journal of Climate*. 2001, 14: 3324–3335.
- Porada P., Ekici A., Beer C. Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2291–2315. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2291-2016>
- Schneider von Deimling T., Lee H., Ingeman-Nielsen T., Westermann S., Romanovsky V., Lamoureux S., Walker D.A., Chadburn S., Trochim E., Cai L., Nitzbon J.,

- Jacobi S., Langer M.* Consequences of permafrost degradation for Arctic infrastructure – bridging the model gap between regional and engineering scales. *The Cryosphere*. 2021, 15: 2451–2471. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2451-2021>
- Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Swales T. B., Koko- rev V.A.* Climate change and stability of urban infrastructure in Russian permafrost regions: prognostic assessment based on GCM climate projections. *Geogr. Review*. 2017, 107: 125–142.
- Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling.* Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 2008: 256 p.
- Stieglitz M., Déry S.J., Romanovsky V.E., Osterkamp T.E.* The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophys. Research Letters*. 2003, 13 (30): 1721–1724.
- Suter L., Streletskiy D., Shiklomanov N.* Assessment of the cost of climate change impacts on critical infrastructure in the circumpolar Arctic. *Polar Geography*. 2019, 42: 267–286. <https://doi.org/10.1080/1088937X.2019.1686082>