

## МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-4-412-427>

УДК 551.34




### Процессы сезонного протаивания грунта на архипелаге Северная Земля

А.П. Макштас✉, О.Р. Сидорова, И.А. Махотина, П.В. Богородский

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, Россия

✉ [maksh@aari.ru](mailto:maksh@aari.ru)

 АПМ, 0000-0002-9690-9133; ОРС, 0000-0002-5517-1427; ИАМ, 0000-0001-7208-685X;  
ПВБ, 0000-0002-1750-7903

**Аннотация.** Происходящее в последние годы потепление Арктики обуславливает деградацию вечной мерзлоты, поступление в атмосферу парниковых газов, образующихся при разложении ранее мерзлого органического вещества, увеличение площади и разнообразия растительного покрова, уменьшение несущей способности вечномерзлых грунтов. В этой связи особый интерес вызывает эволюция сезонно-талого слоя грунта (СТС). В статье рассмотрены особенности процессов сезонного протаивания СТС в северной части о. Большевик (арх. Северная Земля). Описаны особенности динамики глубины сезонно-талого слоя по данным комплексных наблюдений, выполненных в 2016–2020 гг. Проанализирована роль уменьшения альбедо подстилающей поверхности вследствие кратковременных вторжений теплых воздушных масс как триггера, приводящего к интенсификации процессов таяния. С помощью модели, реализующей алгоритм Лейбензона, получены и валидированы по данным наблюдений оценки сезонной изменчивости толщины СТС в зависимости от используемого форсинга и характеристик растительного покрова. Предложенный подход может быть использован для оценок СТС по данным дистанционных измерений температуры подстилающей поверхности.

**Ключевые слова:** Северная Земля, многолетняя мерзлота, сезонно-талый слой, энергомассообмен

**Для цитирования:** Макштас А.П., Сидорова О.Р., Махотина И.А., Богородский П.В. Процессы сезонного протаивания грунта на архипелаге Северная Земля. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(4):412–427. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-4-412-427>

Поступила 30.07.2025

После переработки 20.10.202

Принята 01.11.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

## Seasonal soil thawing processes on the Severnaya Zemlya archipelago

Alexander P. Makshtas✉, Olga R. Sidorova,  
Irina A. Makhotina, Petr V. Bogorodsky

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,  
St. Petersburg, Russia

✉maksh@aari.ru

APM, 0000-0002-9690-9133; ORS, 0000-0002-5517-1427; IAM, 0000-0001-7208-685X;  
PVB, 0000-0002-1750-7903

**Abstract.** The recent warming of the Arctic causes degradation of permafrost, release of greenhouse gases due to the decomposition of previously frozen organic matter, increase in the area and diversity of vegetation, and decrease of in the bearing capacity of permafrost soils. In this regard, the evolution of the seasonally thawed soil layer is of particular interest. The paper presents the results of comprehensive studies of energy exchange processes in the atmospheric surface layer and the upper layer of permafrost, carried out in 2016–2020 at the Research Station “Ice Base Mys Baranova” (Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago), supplemented by the results of model calculations of seasonally thawed depth (STD) dynamics. The study examines the role of surface snow albedo decreases due to short-term intrusions of warm air masses, leading to the intensification of snow melting and soil surface heating due to increase in absorbed incoming solar radiation, is analyzed. A version of the Leibenson model, validated by data of observations, is used for assessing the role of landscape factors and meteorological conditions in the dynamics of STD. Despite the simplified formulation of the problem and the approximate assignment of heat and mass transfer of soil properties in the area under study, the model results could be considered satisfactory, and proposed approach can be used for assessing the state of STD.

**Keywords:** Severnaya Zemlya, permafrost, seasonal thawing depth, energy and mass exchange

**For citation:** Makshtas A.P., Sidorova O.R., Makhotina I.A., Bogorodsky P.V. Seasonal soil thawing processes on the Severnaya Zemlya archipelago. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(4):412–427. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-4-412-427>

Received 30.07.2025

Revised 20.10.202

Accepted 01.11.2025

### Введение

В последние десятилетия происходит значительное и более интенсивное по сравнению с другими регионами Земли потепление Арктики<sup>1</sup>. Повышение температуры приземного слоя воздуха обуславливает быстрые изменения в наземных экосистемах, в частности сокращение продолжительности и площади снежного покрова<sup>2</sup>, увеличение площади и разнообразия растительного покрова (так называемое «позеленение Арктики» [1]) и ускорение таяния вечномёрзлых грунтов [2, 3]. Поступление в атмосферу парниковых газов, преимущественно углекислого газа и метана, образующихся при разложении ранее мерзлого органического вещества, относится к одному из основных последствий потепления и деградации многолетней

<sup>1</sup> Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen Ch., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M. M.C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E. A.G. Polar Regions. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press; 2019. P. 203–320. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.005>

<sup>2</sup> Mudryk, L., Brown, R., Derksen, C., Luoju K., Decharme B., Helfrich S. Terrestrial snow cover. URL: <https://arctic.noaa.gov/report-card/report-card-2019/terrestrial-snow-cover-4/> (accessed 20.11.2025)

мерзлоты<sup>3</sup>. Создаваемую этим процессом положительную обратную связь с ростом температуры тропосферы необходимо адекватно учитывать в современных климатических моделях. В этой связи особый интерес вызывает эволюция сезонно-талого слоя грунта (СТС) и его растительного покрова, определяющих тепло-, влаго- и газообмен на границе атмосфера — поверхностный слой многолетнемерзлых пород [4].

На архипелаге Северная Земля до последнего времени исследования мерзлых грунтов ограничивались немногочисленными описаниями морфологического строения почвогрунтов [5] и их растительных покровов [6]. Ситуация начала меняться с организацией в 2013 г. научно-исследовательского стационара (НИС) ААНИИ «Ледовая база Мыс Баранова», расположенного на северном побережье о. Большевик (79°16' с. ш., 101°45' в. д.), где для оценки сезонной и межгодовой изменчивости параметров энергомассообмена приземного слоя атмосферы с подстилающей поверхностью и характеристик СТС был развернут измерительный комплекс для проведения теплобалансовых и геофизиологических наблюдений [7, 8].

Первые расчеты эволюции мерзлоты, выполненные с помощью методики В.А. Кудрявцева [9] по данным о среднегодовой температуре приземного слоя воздуха из реанализа ERA-Interim, позволили выявить особенности ее межгодовой изменчивости в районе НИС [8]. Было показано, что глубина СТС за последние 70 лет, несмотря на существенные межгодовые колебания, обусловленные изменчивостью атмосферных условий, хорошо согласуется с ходом глобального повышения температуры и достаточно близка к измеренной на НИС в 2016–2017 гг. Ниже представлены результаты комплексных исследований, выполненных в 2016–2020 гг., направленных на оценку влияния метеорологических и ландшафтных факторов, определяющих характеристики взаимодействия приземного слоя атмосферы и подстилающей поверхности, на динамику сезонного протаивания многолетней мерзлоты. В частности, проанализирована роль уменьшения альбедо подстилающей поверхности вследствие кратковременных вторжений теплых воздушных масс как триггера, приводящего к интенсификации процессов таяния. Анализ данных срочных наблюдений в приземном слое атмосферы и деятельном слое грунта дополнен оценками глубины СТС, полученными с помощью варианта термодинамической модели Л.С. Лейбензона [10], валидированными по данным наблюдений, а также модельными оценками сезонной изменчивости СТС в зависимости от используемых при расчетах форсинге и характеристиках растительного покрова. Показано, что предложенный метод расчета может быть применен для оценок СТС по данным дистанционных измерений температуры подстилающей поверхности.

### **Методы наблюдений и расчетов**

НИС «Ледовая база Мыс Баранова» располагается на берегу пролива Шокальского в северной части острова Большевик, второго по величине (30,6 % общей площади) и самого южного острова архипелага. Для его прибрежных зон характерны ландшафты арктических пустынь (тундр) с низкими температурами и частыми циклами замерзания–оттаивания [4, 5]. Суровость климата обуславливает скудность видового разнообразия растительного покрова пятнистого характера, представлен-

<sup>3</sup> Второй оценочный доклад «Изменение климата на территории Российской Федерации». Основной том / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет); под общ. ред. В.М. Катцова, С.М. Семенова. М., 2014. 984 с.

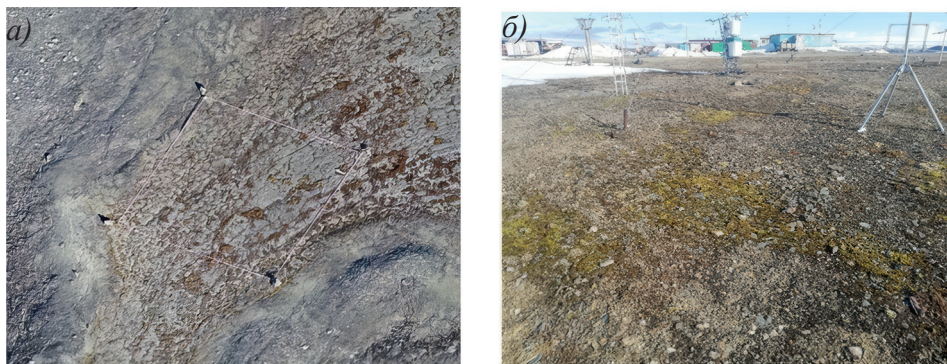


Рис. 1. Вид подстилающей поверхности в районе НИС с высот 30 (а) и 1,5 м (б)

Fig. 1. Underlying surface at the station from heights 30 (a) and 1.5 m (b)

ного в основном мохообразными (бриофитами) [5, 11]. Почвенный покров состоит преимущественно из малоизученных мерзлотных (горно-тундровых глеевых, горно-тундровых дерновых, горно-арктических) и примитивных (неразвитых песчаных и щебнисто-скелетных) арктических почв [12]. Общий вид подстилающей поверхности исследуемого района в июле представлен на рис. 1.

Исследования процессов энергообмена были начаты на НИС с установки в 2016 г. измерительного метеокомплекса MAWS-110 (впоследствии замененного на MAWS-420), регистрирующего с дискретностью 10 минут температуру и влажность воздуха на высотах 2 и 8 м, температуру подстилающей поверхности, атмосферное давление, скорость ветра на высотах 2 и 10 м и его направление на высоте 10 м, приходящую и отраженную солнечную радиацию, длинноволновое излучение атмосферы и подстилающей поверхности. Тогда же на метеоплощадке стационара был развернут комплекс аппаратуры для измерения характеристик верхнего слоя грунта. В него вошли термокоса, укомплектованная датчиками температуры IKES PT00 (диапазон измерений от  $-40$  до  $+60$  °C, погрешность измерений  $\pm 0,1$  °C), установленными на глубинах 20, 40, 60, 80 и 100 см, и два датчика влажности грунта ThetaProbetype ML3 (диапазон измерений влажности 0–100 %, погрешность  $\pm 1$  %, диапазон температур от  $+5$  до  $+30$  °C). Частота опроса датчиков составляет 10 мин. Подробное описание аппаратуры и первых результатов измерений приведено в работе [8]. На основе собранной информации в настоящее время создан пополняемый Электронный архив среднечасовых, среднесуточных и среднемесячных значений измеряемых параметров и характеристик энергообмена подстилающей поверхности с атмосферой, рассчитанных на основе алгоритмов, описанных в работах [7, 13].

По данным термокосы, в предположении линейности профиля температуры грунта между соседними датчиками, были рассчитаны потоки тепла  $F$  между горизонтами измерений:

$$F = -k_1 \Delta T / \Delta z, \quad (1)$$

где  $k_1 = 3$  Вт/(м·К) — коэффициент теплопроводности талого грунта (обоснование выбора значения  $k_1$  приведено ниже);  $\Delta T$  и  $\Delta z$  — разность температур и расстояние между соответствующими горизонтами измерений.

Для оценки временной изменчивости глубины СТС ( $h$ ) по среднесуточным данным датчиков термокосы использовался метод линейной интерполяции между горизонтами измерений [14]:

$$H = h_i + T_i \cdot \Delta h / (T_i - T_{i+1}), \quad (2)$$

где  $h_i$  — глубина самого нижнего горизонта с температурой  $T_i > 0$  °С на данные сутки;  $\Delta h$  — расстояние между датчиками. В случае, если на двух самых нижних горизонтах температура была выше 0 °С, величина  $h$  рассчитывалась методом линейной экстраполяции при условии, что перепад температуры, зафиксированный датчиками, превышал, учитывая погрешность измерений каждого датчика,  $-0,2$  °С.

Температура верхней поверхности грунта (подстилающей поверхности) в дополнение к измеренной контактным датчиком метеоконцентра MAWS ( $T_s$ ) рассчитывалась по данным измерений приходящей и уходящей длинноволновой радиации:

$$T_{ir} = (LWup - (1 - \varepsilon_s) \cdot LWdn)^{1/4} \cdot (\sigma \cdot \varepsilon_s)^{-1/4}, \quad (3)$$

где  $LWup$  и  $LWdn$  — уходящая и приходящая длинноволновая радиация;  $\varepsilon_s$  — излучательная способность подстилающей поверхности;  $\sigma$  — постоянная Стефана–Больцмана. Следует отметить, что  $T_{ir}$ , вычисленная по закону Стефана–Больцмана, дает интегральную оценку температуры для участка, включающего различные типы поверхности, как покрытые растительностью, так и свободные от нее [15]. Согласно инструкции к радиометру CNR 4<sup>4</sup>, поверхность, которая на 99 % формирует восходящий поток, измеряемый прибором, покрывает площадь радиусом в 10 высот установки датчика. Для датчика приходящей длинноволновой радиации, установленного на НИС на высоте 1,5 м над поверхностью, обзор площади составляет около 700 м<sup>2</sup>. При этом наибольшее влияние на величину восходящего потока излучения оказывает участок поверхности, находящийся непосредственно под датчиками и на окружающей площади, примерно равной 20 м<sup>2</sup>.

Точность определения  $T_{ir}$  зависит от интегрального коэффициента поглощения длинноволнового излучения  $\varepsilon_s$ , характерного для выбранного участка подстилающей поверхности. Для типичных грунтов в районе исследований значения  $\varepsilon_s$ , в зависимости от их состава и влажности, находятся в пределах 0,95–0,98<sup>5</sup>. По результатам сравнительных расчетов это обуславливает для исследуемого периода (июнь–сентябрь) среднее расхождение величин  $T_{ir}$  не более чем на 0,3 °С, что близко к погрешности измерений температуры грунта  $T_s$  контактным датчиком. При этом радиационные измерения температуры подстилающей поверхности имеют преимущество перед контактными вследствие исключения возможного влияния нагрева корпуса контактного датчика солнечной радиацией.

Поток тепла на границе подстилающая поверхность — приземный слой атмосферы ( $B$ ) рассчитывался по методике, базирующейся на данных радиационных и градиентных наблюдений, подробно изложенной в работе [7]. При этом отрица-

<sup>4</sup> Instruction manual Kipp&Zonen CNR4 Net Radiometer, 2014 Version 1409, pp. 36. URL: [https://cdn.hach.com/1XMCM0ZF/at/99293f63svbvqssmz8z95wh/KippZonen\\_Manual\\_CNR4\\_NetRadiometer\\_1409.pdf](https://cdn.hach.com/1XMCM0ZF/at/99293f63svbvqssmz8z95wh/KippZonen_Manual_CNR4_NetRadiometer_1409.pdf) (accessed 20.11.2025)

<sup>5</sup> Evett S.R., Prueger J.H., Tolck J.A. Water and energy balances in the soil-plant-atmosphere continuum. Handbook of soil science properties and processes. 2nd edition. Boca Raton, FL: CRC Press; 2011. P. 1–44.

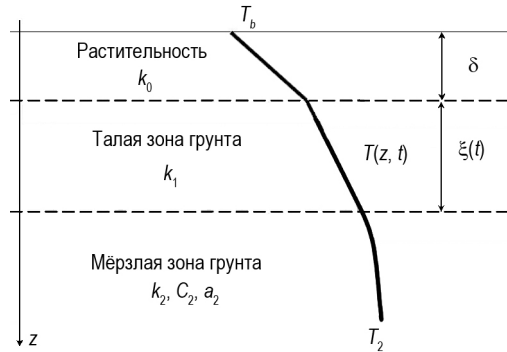


Рис. 2. Схема распределения температуры в слоях растительности и грунта

Fig. 2. Temperature distribution diagram in vegetation and soil layers

тельные значения  $B$  определяют охлаждение деятельного слоя грунта, а положительные — его прогрев.

Вклад температуры подстилающей поверхности, характеристик растительного покрова и температуры мерзлоты в формирование глубины СТС оценивался с помощью варианта термодинамической модели Л.С. Лейбензона [10] для полубесконечной одномерной области, состоящей из расположенных под растительной зоной (индекс «0») зон талого (индекс «1») и мерзлого грунта (индекс «2»), разделенных подвижной границей раздела  $\xi(t)$  (рис. 2). Во всех зонах происходит кондуктивный перенос тепла, температура поверхности растительного слоя  $T_b$  полагается заданной. Граничные условия устанавливают равенство температур и тепловых потоков на границе растительной и талой зон грунта, а также учитывают теплоту фазового перехода на границе талой и мерзлой зон. Распределение температур задается линейным для зон «0» и «1» и гауссовым для зоны «2», что сводит задачу к единственному дифференциальному уравнению:

$$k_1 \frac{T_b}{\xi + \delta k_1 / k_0} - k_2 \frac{T_2}{\sqrt{\pi a_2 t}} = Q \frac{d\xi}{dt}, \quad (4)$$

где  $\delta$  — толщина растительного слоя;  $a = k/C$  — коэффициент температуропроводности;  $k$  и  $C$  — коэффициенты эффективной теплопроводности и объемной теплоемкости;  $Q$  — объемная теплота фазового перехода.

Коэффициент теплопроводности талых мхов  $k_0 = 0,18$  Вт/(м·К) был рассчитан по универсальной эмпирической зависимости от влажности мохового покрова<sup>6</sup>, принятой, согласно работе [11], равной 1,5 кг/кг. Из-за отсутствия сведений о теплофизических свойствах североземельских почвогрунтов, состоящих до глубины первых метров, согласно работе [5], в основном из каменистых суглинков (80 % плоских пластин мелкого щебня и дресвы), их значения рассчитывались по параметризациям<sup>7</sup> с использованием данных о теплофизических свойствах аналогичных грунтов поляр-

<sup>6</sup> Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Справочное пособие. Новосибирск: СО РАН; 2004. 145 с.

<sup>7</sup> СНИП СНиП2.02.04-88 «Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах». М.: Стройиздат; 1990. 53 с.



ных пустынь Западного Шпицбергена [16]. По результатам расчетов были приняты величины  $k_1 = 2,83$  Вт/(м·К),  $k_2 = 3,18$  Вт/(м·К),  $C_2 = 2,87 \cdot 10^6$  Дж/(м³·К),  $Q = 9,71 \cdot 10^7$  Дж/м³. Температура мерзлоты на глубине ее нулевых годовых амплитуд  $T_2$  принималась постоянной и равной  $-7,5$  °С [17]. Для расчетов использовалась система компьютерной математики Mathematica 5 фирмы Wolfram Research, Inc.

### Результаты измерений

На рис. 3 представлен временной ход температур в верхнем слое грунта, дополненный данными о температуре воздуха на высоте 2 м ( $T_a$ ), температуре подстилающей поверхности, измеренной контактным датчиком ( $T_s$ ), потоках тепла между горизонтами измерений температуры грунта ( $F$ ) и потоке тепла на границе подстилающая поверхность — приземный слой атмосферы ( $B$ ). Согласно рис. 3а, годовой ход температур в грунте отчетливо проявляется на всех глубинах. Следует отметить существенную, практически синхронную изменчивость температур вплоть до глубины 1 м, что свидетельствует о высокой теплопроводности грунта в районе наблюдений. При этом температура на всех горизонтах в июле, месяце с положительными температурами, по крайней мере на глубине 0,2 м оказалась минимальной в 2017 г. и максимальной в 2020 г. В этот месяц 2020 г. среднемесячные значения температуры грунта были положительными на всех глубинах. Как показано в работе [18], 2020 г. характеризовался аномальной атмосферной циркуляцией в зимний и весенний периоды, что отразилось не только на температуре воздуха на о. Большевик, но и на температурах воздуха в региональном масштабе.

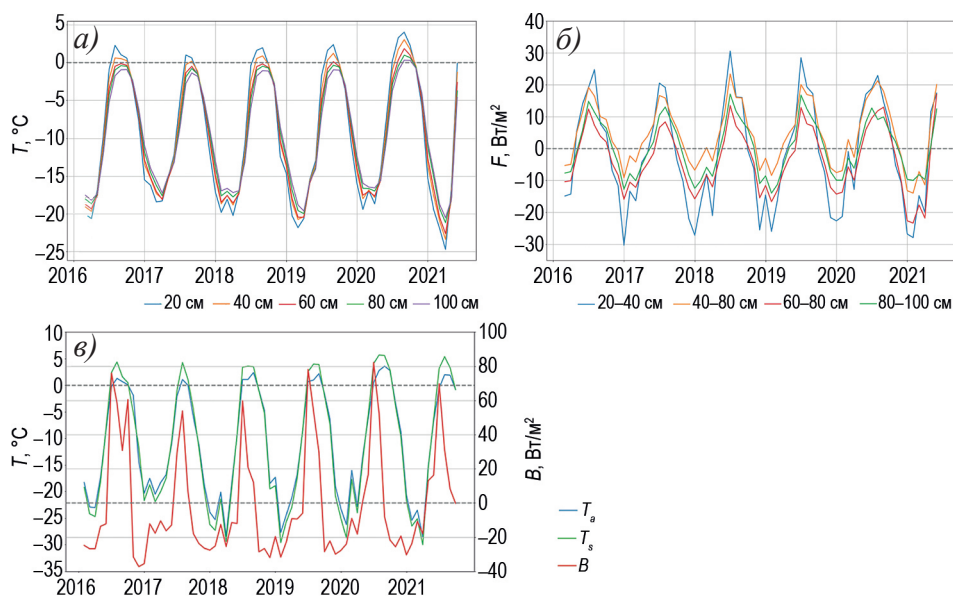


Рис. 3. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений температур (а) и потоков тепла в деятельном слое грунта (б), потока тепла на границе подстилающая поверхность — атмосфера и температур воздуха и подстилающей поверхности (в)

Fig. 3. Interannual variability of monthly averaged soil temperature (а), heat fluxes  $F$  in the active soil layer (б), heat flux on the boundary of underlying surface-atmosphere, air and surface temperatures (в)

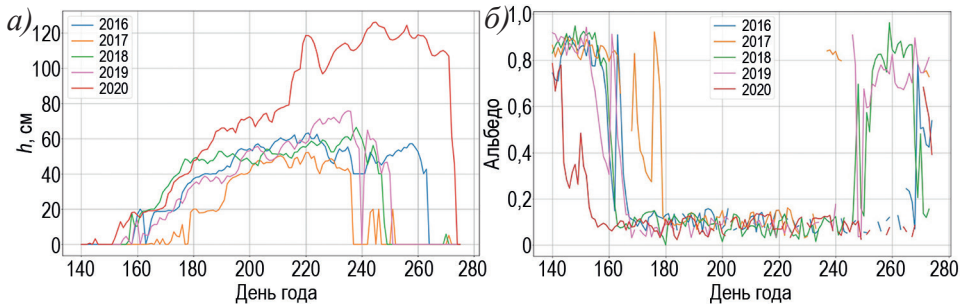


Рис. 4. Глубины протаивания (а) и альbedo подстилающей поверхности (б) в 2016–2020 гг.

Fig. 4. Thawing depth (a) and albedo of underlying surface (б) in 2016–2020

Потоки тепла в грунте в летний период (положительные значения  $F$  на рис. 3б) относительно невелики по сравнению с потоком тепла  $B$  (рис. 3в) и достигают максимальных значений порядка  $20\text{--}30\text{ Вт/м}^2$  в слое  $0,2\text{--}0,4\text{ м}$  в июне. На этот месяц приходится окончательное стаивание снега и, соответственно, уменьшение альbedo подстилающей поверхности (рис. 4б), что в совокупности с максимальными в годовом ходе значениями приходящей коротковолновой радиации обуславливает максимальные, до  $80\text{ Вт/м}^2$ , положительные значения  $B$  (рис. 3в) и, как следствие, интенсивный прогрев верхнего слоя грунта.

В зимний период (январь 2017 г., февраль 2018, 2020, 2021 гг., декабрь 2019 г.) следует отметить наличие локальных максимумов среднемесячных значений температуры как в грунте, так и в приземном слое атмосферы, отчетливо проявляющихся также и в величинах потоков тепла. Происхождение таких экстремумов в декабре–марте согласно работе [19] обусловлено особенностями циркуляции атмосферы и, соответственно, дрейфа морского ледяного покрова, способствующих формированию разво́дий и/или типичных для района исследований заприпайных полыней. Это приводит к аномальным потокам тепла из океана и, в свою очередь, к повышению температуры воздуха в нижних слоях атмосферы.

Представляет интерес изменение влажности грунта на каменистом и покрытом мхами участках в летний период. Ее среднемесячное значение на каменистом участке составляло  $0,2\text{ м}^3/\text{м}^3$  в июне и закономерно уменьшалось к сентябрю, в то время как в верхнем 15-сантиметровом слое грунта на участке, покрытом мхами, влажность в июне достигала величины  $0,7\text{ м}^3/\text{м}^3$ , уменьшаясь в августе–сентябре до  $0,6\text{--}0,4\text{ м}^3/\text{м}^3$ . Это связано как с интенсивностью поступления влаги в верхний слой грунта за счет таяния снежного покрова и атмосферных осадков, так и с сезонными изменениями свойств растительного покрова, препятствующего быстрому испарению с поверхности по сравнению с каменистыми участками. Предварительные оценки показывают, что затраты тепла на уменьшение влагосодержания в верхнем 20-сантиметровом слое грунта вследствие испарения обуславливают столь большое различие в величинах потока тепла на границе подстилающая поверхность — атмосфера ( $B$ ) и потоков тепла в грунте ( $F$ ).

На рис. 4 представлен временной ход глубины протаивания СТС и альbedo подстилающей поверхности в весенне-летний период 2016–2020 гг. Как видно из рисунка, в 2020 г. глубина протаивания в два раза превышала наблюдавшуюся в предыдущие годы. В то же время величина альbedo, резкое уменьшение которого служит индикатором начала интенсивного таяния снежного покрова, а впоследствии и одной



Таблица 1

Даты изменения альbedo подстилающей поверхности  
 и максимальные глубины протаивания СТС

Table 1

Dates of changes in the albedo of underlying surface and maximum thawing depths

Год	$A \leq 0,40$	$A \leq 0,15$	$A \geq 0,4$	$h_{\max}$ , см
2016	13.06	15.06	25.09	63
2017	21.06	28.06	23.08	52
2018	10.06	12.06	8.09	66
2019	12.06	15.06	30.08	72
2020	23.05	01.06	26.09	126

из причин ускоренного прогрева грунта, достигала значений, характерных для бес-  
 снежной поверхности, на 20 дней раньше, чем в другие годы. Таблица 1 содержит  
 даты начала таяния снега, определенные по уменьшению альbedo в поле зрения  
 датчика отраженной коротковолновой радиации от 0,8 до 0,4 ( $A \leq 0,4$ ), полного его  
 исчезновения ( $A \leq 0,15$ ) и восстановления снежного покрова ( $A \geq 0,4$ ). В соответствии  
 с табл. 1 и рис. 4, можно выделить 2017 и 2020 гг. как годы с минимальной и мак-  
 симальной продолжительностью бесснежного периода (56 и 117 дней) и глубиной  
 протаивания СТС (52 и 126 см). Ниже данные этих двух лет будут использованы  
 для анализа процессов формирования СТС.

На рис. 5 показана временная изменчивость среднесуточных значений температур  
 деятельного слоя грунта (рис. 5а, б), температур подстилающей поверхности и призем-  
 ного слоя атмосферы на высоте 2 м (рис. 5в), потока тепла на границе атмосфера —  
 подстилающая поверхность (рис. 5г) в мае–октябре 2017 и 2020 гг., годах минимальной  
 и максимальной за период наблюдений глубины протаивания СТС. На рис. 5д, е при-  
 ведены распределения температуры воздуха в нижнем слое атмосферы для временных  
 интервалов начала протаивания в эти годы, построенные по данным радиозондирований.

Приведенные на рис. 5 данные позволяют объяснить аномально теплое состоя-  
 ние верхнего метрового слоя грунта в мае–июне 2020 г., несмотря на то что в конце  
 апреля его температуры были практически такими же, как и в 2017 г. (рис. 5а, б).  
 Как видно из рис. 5в, в 2020 г. температуры воздуха и подстилающей поверхности  
 в конце мая вследствие вторжения теплых воздушных масс (рис. 5е) на короткое  
 время достигли положительных значений. Это произошло на 25 дней раньше, чем  
 в 2017 г. (рис. 5в, д), и привело к таянию снежного покрова, радикальному умень-  
 шению альbedo подстилающей поверхности (рис. 4б), резкому увеличению притока  
 тепла к подстилающей поверхности (рис. 5г) и, соответственно, продолжитель-  
 ности периода и интенсивности прогрева деятельного слоя грунта. Как видно из  
 рис. 5а, б, в июле–августе 2020 г. максимальная среднесуточная температура на  
 глубине 20 см достигала 8 °С, в то время как в 2017 г. она составляла не более 2 °С.

Следует отметить, что обусловленные синоптической изменчивостью поляр-  
 ной атмосферы физические процессы в нижнем слое атмосферы, определяющие  
 тепловой баланс подстилающей поверхности и, соответственно, момент перехода  
 к режиму таяния морского ледяного покрова в Арктическом бассейне, были описа-  
 ны в [20], а снежного покрова на архипелаге Шпицберген — в [21]. В этих работах  
 была проанализирована роль уменьшения альbedo снежного покрова как триггера,

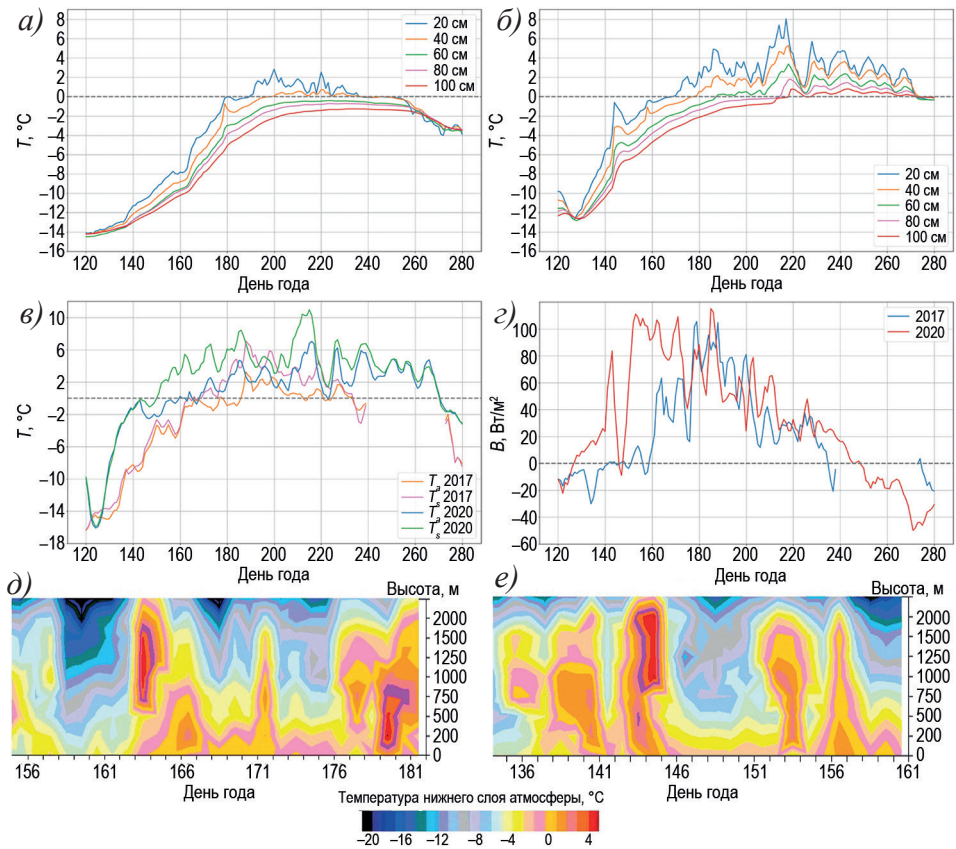


Рис. 5. Временная изменчивость среднесуточных значений температур деятельного слоя грунта в 2017 (а) и 2020 (б) гг., температур воздуха на высоте 2 м и подстилающей поверхности (в), потока тепла на границе подстилающая поверхность — атмосфера (г) и температур нижнего слоя атмосферы в период начала протаивания грунта в 2017 (д) и 2020 (е) гг.

Fig. 5. Temporal variability of daily averaged active soil layer temperatures in 2017 (a) and 2020 (б), air and surface temperatures (в), heat flux on the boundary of underlying surface — atmosphere (г), and temperatures of low atmosphere at the onset of thawing in 2017 (д) and 2020 (е)

приводящего к интенсификации таяния вследствие резкого увеличения поглощения коротковолновой солнечной радиации. Аналогичная ситуация имела место и в 2020 г. При этом очевидно, что роль изменения альбедо в прогреве верхнего слоя грунта более значима, поскольку в отличие от снежно-ледяного покрова, альбедо которого изменяется от 0,85 до 0,5, альбедо поверхности грунта уменьшается в период таяния от 0,85 (альбедо снежного покрова) до 0,1 (альбедо грунта).

## Результаты моделирования

Расчеты по модели (4) выполнялись для летних периодов 2017 и 2020 гг. В качестве температуры подстилающей поверхности ( $T_s$ ) последовательно принимались температура воздуха на высоте 2 м —  $T_a$ , радиационная температура поверхности —  $T_{ir}$  и температура верхнего сантиметрового слоя поверхности почвы, измеренная контакт-



Таблица 3

Средняя относительная ошибка MB, средняя абсолютная ошибка MAB  
и коэффициент детерминации  $R^2$   
воспроизведения моделью глубины протаивания в 2017 и 2020 гг.

Table 3

Average relative error MB, average absolute error MAB and determination coefficient  $R^2$   
for model estimations of thaw depth in 2017 and 2020

Год		2017			2020		
Форсинг	$H$ , см	MB	MBA, м	$R^2$	MB	MBA, м	$R^2$
$T_a$	0	-0,75	0,31	0,45	-0,33	0,25	0,97
$T_{ir}$	0	0,52	0,16	0,75	0,16	0,13	0,94
$T_s$	0	0,72	0,22	0,73	0,09	0,08	0,96
$T_a$	1	-0,92	0,29	0,27	-0,56	0,43	0,98
$T_{ir}$	1	-0,10	0,05	0,79	-0,14	0,11	0,96
$T_s$	1	0,23	0,08	0,78	-0,10	0,08	0,96
$T_a$	2	-1,00	0,30	0	-0,72	0,56	0,96
$T_{ir}$	2	-0,54	0,16	0,81	-0,38	0,30	0,97
$T_s$	2	-0,18	0,06	0,8	-0,29	0,23	0,97
$T_a$	3	-1,00	0,30	0	-0,84	0,65	0,91
$T_{ir}$	3	-0,84	0,25	0,78	-0,59	0,46	0,97
$T_s$	3	-0,49	0,15	0,8	-0,45	0,35	0,91

Таблица 4

Оценки начала оттаивания и максимальной глубины СТС  
на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» в 2017 и 2020 гг.

Table 4

Estimates of thawing onset and maximum depth of STD  
at "Ice Base Mys Baranova" in 2017 and 2020

Год	Форсинг	$H_{\text{мол}} = 0$ см		$H_{\text{мол}} = 1$ см		$H_{\text{мол}} = 2$ см		$H_{\text{мол}}$		Данные	
		$T$	$h$ , см	$T$	$h$ , см	$T$	$h$ , см	$T$	$h$ , см	$T$	$h$ , см
2017	$T_a$	164	24	166	9	—	—	—	—	165	42
	$T_{ir}$	170	72	182	48	188	27	196	10		
	$T_s$	165	76	172	60	180	45	189	30		
2020	$T_a$	171	98	171	74	183	54	187	37	153	108
	$T_{ir}$	151	133	158	109	166	86	178	65		
	$T_s$	151	129	156	112	163	97	172	82		

с данными наблюдений (рис. 6, табл. 3, 4), использование температуры  $T_a$  в качестве форсинга приводит к неудовлетворительным результатам, поскольку в летние месяцы температура воздуха, как правило, существенно ниже температуры подстилающей поверхности, которая интенсивно прогревается приходящей солнечной радиацией (рис. 5б). Соответствующая разность среднечасовых значений более чем в 50 % случаев превышает 2 °С, достигая в ясные солнечные дни 10–12 °С, при разности среднемесячных значений около 3 °С. В то же время использование при модельных расчетах температуры поверхности почвы по данным контактных и радиационных измерений позволяет достаточно достоверно воспроизвести динамику

протаивания. Как видно из рис. 6, значения измеренной глубины СТС находятся в пределах между смоделированной глубиной в отсутствие растительности и глубиной протаивания слоя грунта под моховым покровом высотой 1 см.

Для количественной оценки результатов моделирования в зависимости от вариантов форсинга и задаваемой высоты растительности ( $H$ ) использовались коэффициент детерминации  $R^2$ , относительная ошибка МВ и средняя абсолютная ошибка МАВ [14]:

$$MB = \frac{\sum (h_{mod} - h_{meas})}{\sum h_{meas}}, \quad MAB = \frac{\sum |h_{mod} - h_{meas}|}{n}, \quad (5)$$

где  $h_{mod}$  и  $h_{meas}$  — расчетная и наблюдаемая глубины протаивания;  $n$  — количество пар параллельных данных наблюдений и расчетов. Результаты воспроизведения моделью среднесуточных данных наблюдений глубины протаивания приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, наилучшее соответствие смоделированной динамики глубины СТС (положение нулевой изотермы) глубине, рассчитанной по данным термокосы, обеспечивает использование в качестве форсинга температур  $T_{ir}$  и  $T_s$  при заданной высоте растительности 0 и 1 см (при этом следует иметь в виду, что  $T_{ir}$ , как было указано выше, является, по сути, средней для участка площадью более 20 м<sup>2</sup>). Расчет сезонного протаивания по температуре  $T_a$ , амплитуды годового цикла которой часто используются в качестве форсинга для оценки глубины протаивания по методике Кудрявцева [9, 22], оказался наиболее далеким от реальности. Это неудивительно, учитывая роль поглощенной коротковолновой радиации в формировании температуры подстилающей поверхности в летний период, обуславливающей, как было показано в табл. 2, разницу в индексах протаивания в несколько раз. В табл. 4 приведены модельные оценки имеющих прикладное значение характеристик деятельного слоя грунта: срок начала оттаивания ( $T$ ) и максимальная глубина протаивания  $h$  в сравнении с данными наблюдений. Как следует из таблицы, наряду с рассмотренной выше проблемой адекватного задания температурного форсинга, наибольшее влияние на результаты модельных расчетов глубины СТС оказывает выбор характеристик мохового покрова, защищающего многолетнюю мерзлоту от быстрого прогревания и протаивания [5]. Судя по данным расчетов, с увеличением толщины растительного покрова от 0 до 1 см максимальная глубина СТС уменьшается, например, при радиационном форсинге с 0,72 до 0,48 м в 2017 г. и с 1,33 до 1,09 м в 2020 г. При этом увеличение толщины мохового покрова сдвигает и начало процесса протаивания на всё более поздние сроки, вплоть до того, что при ее некоторой критической толщине и использовании в качестве форсинга  $T_a$  в холодное лето 2017 г. протаивание не начинается вообще, поскольку за период нагрева тепловой фронт не успевает дойти до мерзлого грунта.

Согласно модельным расчетам аналогичные, хотя и более слабые, эффекты оказывают влажность мохового покрова и температура мерзлоты, обуславливающая охлаждение протаивающего слоя снизу. Изменение влажности бриофитов от 1 до 3 приводит к росту максимальной глубины СТС на 3–5 см. При понижении температуры мерзлоты  $T_2$  на 2,5 °С максимальная толщина СТС при форсинге  $T_{ir}$  уменьшилась бы в 2017 и 2020 гг. на 7 см и 10 см соответственно. К сожалению, важный вопрос о величине температуры мерзлоты может быть прояснен только по данным прямых наблюдений в глубокой скважине.



## Выводы

Выполненные в 2016–2021 гг. на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» комплексные исследования термического режима верхнего слоя мерзлого грунта, дополненные результатами теплобалансовых наблюдений и модельными расчетами динамики протаивания, позволили оценить роль процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью и адекватного описания состояния растительного покрова в формировании СТС. Показано, что глубина и продолжительность сезонного протаивания многолетней мерзлоты на побережье арктических островов характеризуется существенной межгодовой изменчивостью.

Проанализирована роль уменьшения альбедо снежно-ледяного покрова в весенний период вследствие кратковременных вторжений теплых воздушных масс как триггера, приводящего к интенсификации процессов таяния и прогрева подстилающей поверхности вследствие резкого увеличения поглощения коротковолновой солнечной радиации.

Показано, что оценки глубины протаивания по данным о температуре воздуха на высоте 2 м, доступным в большинстве реанализов, мало репрезентативны и имеют смысл только для получения примерных характеристик процессов протаивания в летний период. Для их адекватного расчета необходимы измерения температуры подстилающей поверхности радиационным или контактными методами.

Ряд модельных экспериментов показал, что для улучшения качества прогноза глубины протаивания СТС необходима постановка комплексных наблюдений за температурой мерзлоты и теплофизическими свойствами растительного покрова.

В целом, с учетом упрощенной постановки задачи и приближенного задания тепломассобменных свойств протаивающих сред, результаты расчетов могут быть признаны удовлетворительными, а предложенный подход рекомендован для оценок СТС районов арктических пустынь по данным дистанционных измерений температуры подстилающей поверхности.

**Конфликт интересов.** У авторов исследования нет конфликта интересов.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. Регистрационный номер НИТР AAAA-A20-120041590009-7.

**Благодарности.** Коллектив авторов выражает благодарность руководству и сотрудникам Высокоширотной арктической экспедиции (ВАЭ) ААНИИ, ее зимовочным и сезонным составам.

**Competing interests.** The authors have no conflict of interest to declare.

**Financing.** The research was funded within project 5.1.4 of Roshydromet STW' Plan 2020–2024. STW registration number AAAA-A20-120041590009-7.

**Acknowledgments.** The team of authors expresses gratitude to the management and staff of the High-Latitude Arctic Expedition of AARI, as well as its wintering and seasonal teams.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Berner L.T., Massey R., Jantz P., Forbes B.C., Macias-Fauria M., Myers-Smith I., Kumpula T., Gauthier G., Andreu-Hayles L., Gaglioti B.V., Burns P., Zetterberg P., D'Arrigo R., Goetz S.J. Summer warming explains widespread but not uniform greening in the Arctic tundra biome. *Nature Communications*. 2020;11:4621. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18479-5>
2. Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin III F.S., Osterkamp T., Dyurgerov M., Romanovsky V., Oechel W.C., Morison J., Zhang T., Barry R.G. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Clim. Chang.* 2000;46:159–207. <https://doi.org/10.1023/A:1005504031923>

3. Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzi J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H., Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmueller B., Grosse G., Guglielmin M., Ingeman-Nielsen Th., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johannsson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kröger T., Lambiel Ch., Lanckman J.-P., Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Vasiliev A., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H. Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*. 2019;10:264. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-410>
4. Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лыкосов В.Н. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей Земной системы. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020;56(2):127–138. <https://doi.org/10.1134/S0001433820020139>  
Stepanenko V.M., Repina I.A., Fedosov V.E., Zilitinkevich S.S., Lykosov V.N. Review of methods for parameterization of heat transfer in moss cover for Earth system models. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020;56(2):127–138. (In Russ.). <https://doi.org/10.1134/S0001433820020139>
5. Апарин Б.Ф., Апарин В.Б., Пфайффер Е.-М. Почвы и почвенный покров о-ва Большевик архипелага Северная Земля. *Вестник СПбГУ*. 2007;3(1):104–116.  
Aparin B.F., Aparin V.B., Pfeiffer E.-M. Soils and soil cover of the Bolshevik Island of the Severnaya Zemlya archipelago. *Bulletin of St. Petersburg State University*. 2007;3(1):104–116. (In Russ.).
6. Матвеева Н.В. Растительность южной части острова Большевик (архипелаг Северная Земля). *Растительность России*. 2006;8:3–87.  
Matveeva N.V. Vegetation of the southern part of the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya archipelago). *Vegetation of Russia*. 2006;8:3–87. (In Russ.).
7. Махотина И.А., Макштас А.П., Тимачев В.Ф. Процессы взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой на о-ве Большевик. В кн.: Макштас А.П., Соколов В.Т. (ред.) *Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова»*. СПб.: ААНИИ; 2021. С. 31–38.  
Makhotina I.A., Makshtas A.P., Timachev V.F. Processes of air — surface interaction at Bolshevik Island. In: Makshtas A.P., Sokolov V.T. (ed.) *Study of the natural environment of the high-latitude Arctic on the research station “Ice Base Mys Baranova”*. St. Petersburg: AARI; 2021. P. 31–38. (In Russ.).
8. Богородский П.В., Макштас А.П., Кустов В.Ю. Первые результаты мерзлотных наблюдений на «Ледовой базе Мыс Баранова» (о-в Большевик, арх. Северная Земля). В кн.: Макштас А.П., Соколов В.Т. (ред.) *Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова»*. СПб.: ААНИИ; 2021. С. 184–193.  
Bogorodskiy P.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu. First results of permafrost observations at the “Ice Base Mys Baranova” (the Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago). In: Makshtas A.P., Sokolov V.T. (ed.) *Study of the natural environment of the high-latitude Arctic on the research station “Ice Base Mys Baranova”*. St. Petersburg: AARI; 2021. P. 184–193. (In Russ.).
9. Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. *Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях*. М.: Наука; 1974. 431 с.
10. Лейбензон Л.С. *Движение природных жидкостей и газов в пористых средах*. М.: Гостехиздат; 1947. 244 с.
11. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях. *Вестник Кольского научного центра РАН*. 2018;3(10):178–184.

- Sosnovsky A.V., Osokin N.I. The influence of moss and snow covers on the stability of permafrost in the Western Spitsbergen under climate change. *Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences*. 2018;3(10):178–184. (In Russ.).
12. Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние синузий мохообразных на деятельный слой арктических почв. *Известия РАН. Серия географическая*. 2013;3:39–46.  
Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of bryophyte synusia on the arctic active soil layer. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2013;3:39–46. (In Russ.).
13. Макштас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Сравнение параметризаций турбулентного энерго-массообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосферы. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012;3(93):5–18.  
Makshtas A.P., Ivanov B.V., Timachev V.F. Comparison parameterizations of turbulent energy-mass exchange in stable-stratified atmospheric surface layer. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. 2012;3(93):5–18. (In Russ.).
14. Li J., Luo Y. Natali S., Schuur E.A.G., Xia J., Kowalczyk E., Wang Y. Modeling permafrost thaw and ecosystem carbon cycle under annual and seasonal warming at an Arctic tundra site in Alaska. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2014;119(6):1129–1146. [https:// doi.org/ 10.1002/2013JG002569](https://doi.org/10.1002/2013JG002569)
15. Chechin D.G., Repina I.A., Artamonov A.Y., Drozd I.D., Dyukarev E.A., Kazantsev V.S., Krivenok L.A., Larina A.V., Pashkin A.D., Shmonin K.N., Stepanenko V.M., Varentsov M.I. Quantifying spatial heterogeneities of surface heat budget and methane emissions over West-Siberian peatland: highlights from the Mukhrino 2022 campaign. *Forests*. 2024;15(1):102. <https://doi.org/10.3390/f15010102>
16. Putkonen J. Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny-Ålesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*. 1998;17(2):165–179. [https:// doi.org/ 10.3402/polar.v17i2.6617](https://doi.org/10.3402/polar.v17i2.6617)
17. Osterkamp T.E. A thermal history of permafrost in Alaska. In: Phillips M., Springman S.M., Arenson L.U. (ed.). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. vol. 2*. Brookfield: A.A. Balkema; 2003. P. 863–868.
18. Ballinger T.J., Overland J.E., Wang M., Bhatt U. S., Hanna E., Hanssen-Bauer I., Kim S.-J., Thoman R.L., Walsh J.E. *Arctic Report Card: Surface air temperature*. 2020. <https://doi.org/10.25923/gcw8-2z06>
19. Alekseev G.V., Nagurny A.P. Influence of sea ice cover on carbon dioxide concentration in the Arctic atmosphere in the winter period. *Doklady Earth Sciences*. 2025;401A(3):486–489.
20. Persson P.O.G. Onset and end of the summer melt season over sea ice: thermal structure and surface energy perspective from SHEBA. *Climate Dynamics*. 2011;39(6):1–23. [https:// doi.org/ 10.1007/s00382-011-1196-9](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1196-9)
21. Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M. The foehn effect during easterly flow over Svalbard. *Atmos. Chem. Phys.* 2022;22:1529–1548. <https://doi.org/10.5194/acp-22-1529-2022>
22. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей. *Криосфера Земли*. 2017;21(2):3–10. [https:// doi.org/ 10.21782/KZ1560-7496-2017-2\(3-10\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-2(3-10))  
Anisimov O.A., Kokorev V.A. Russian permafrost in the 21st century: model-based projections and analysis of uncertainties. *Earth's Cryosphere*. 2017;21(2):3–9. (In Russ.).