

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.324.43+551.345

doi: 10.31857/S2076673420020034

Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования

© 2020 г. В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data

V.M. Kotlyakov, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky*

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received January 9, 2020 / Revised February 14, 2020 / Accepted March 10, 2020

Keywords: *Antarctica, climate change, mathematical modeling, permafrost, snow cover, Svalbard, the seasonal melt layer.*

Summary

Results of modeling of the dynamics of the seasonally thawing layer in the twenty first century made for two polar points (the Svalbard Archipelago and the Antarctic Peninsula) are discussed in the paper. The loss of thermal stability of a permafrost is usually associated with the formation of a non-merging layer that transforms then into a talik. This occurs when the seasonal thaw layer is not fully frozen due to a rise in air temperature and an increase in the snow cover thickness. Climate change (warming) causes an increase in the thickness of the seasonal thaw layer. From 2001 to 2018, the rise of summer air temperature at the Barentsburg weather station was about 0.05 °C/year, while in winter –0.21 °C/year, and at the Bellingshausen weather station (Antarctic) in the summer period a slight cooling was observed. On the island of West Svalbard in 1968–2000, the average daily summer and winter air temperatures were equal to +3.74 and –9.9 °C, respectively, while in 2001–2018 these values were significantly higher, especially in winter: +4.83 and –7.12 °C, respectively. On the Antarctic Peninsula, similar values were equal to: +1.03 and –4.05 °C (1968–2000) and +0.83 and –3.60 °C (2001–2018). Calculations for the conditions of the Bellingshausen weather station did show that if the snow cover thickness exceeded 0.72 m (the average climatic value) but the average values of other parameters were not changed, formation of the non-merging permafrost became possible. With regard for a possible dynamics of the air temperature, the non-merging permafrost may be frozen through at the snow cover thickness lower 0.9 m. According to calculations for the conditions of the West Svalbard Island, it follows that when the snow cover thickness exceeds 1.5 m on the ground with its humidity higher 25% and the absence of moss cover, in complete freezing of the seasonal thaw layer and the formation of non-merging permafrost becomes possible even at present time. Using data on rates of the air temperature rise and the regional model of the climate change, we show that at the soil moisture of 18% (it corresponds to measured values of air humidity) and the snow cover thickness of 1.5 m formation of a layer of non-merging permafrost may take place in 12 years, while at the thickness of 1 m – in 24 years.

Citation: 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. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020034.

Поступила 9 января 2020 г. / После доработки 14 февраля 2020 г. / Принята к печати 10 марта 2020 г.

Ключевые слова: Антарктика, изменение климата, математическое моделирование, многолетняя мерзлота, сезонно-талый слой, снежный покров, Шпицберген.

С учётом изменчивости летних и зимних температур воздуха и толщины снежного покрова на метеостанциях Баренцбург (архипелаг Шпицберген) и Беллинсгаузен (Антарктический полуостров) в начале XXI в. выполнены численные эксперименты по оценке динамики сезонно-талого слоя и времени формирования слоя несливающейся мерзлоты при разной толщине снежного покрова и влажности грунта.

Введение

В условиях климатических изменений отмечается повышенный интерес к территориям в противоположных районах земного шара – Арктике и Антарктике, в частности, к исследованию реакции многолетней мерзлоты на изменение климата. В этих районах много лет сотрудники Института географии РАН проводят инструментальные наблюдения за термическим режимом и динамикой сезонно-талого слоя (СТС). Арктика и Антарктика, наряду с горными ледниками, остаются одними из самых уязвимых регионов мира для глобального потепления. Самые быстрые и сильные изменения климата отмечаются в Арктике. Скорость потепления в Арктике существенно больше, чем в целом по земному шару или в Северном полушарии [1]. В течение последних трёх десятилетий она росла со скоростью $1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 30 лет, а для Северного полушария – со скоростью $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 30 лет [1]. Одно из последствий глобального потепления – рост температуры многолетней мерзлоты.

Для природы Шпицбергена и Антарктического полуострова характерна многолетняя мерзлота. Её деградация в условиях современного климата может привести к отрицательным явлениям и для природной среды, и для инженерных сооружений, и для коммуникаций из-за потери прочности оснований сооружений и активизации склоновых процессов [2]. Потеря термической устойчивости многолетней мерзлоты связана с образованием несливающейся мерзлоты, переходящей в талик. Подобный процесс обусловлен неполным промерзанием сезонно-талого слоя при росте температуры воздуха и толщины снежного покрова. Слой несливающейся мерзлоты снижает прочностные свойства и несущую способность грунта [3]. Современные изменения климата и снежного покрова влияют на мощность СТС [4, 5]. Наши измерения в районе пос. Баренцбург показали [6], что различие в температуре грунта на глубине 0–80 см при максимальной толщине снежного покрова 15 см и 150 см могут составлять $10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зимний период и $3\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в летний. При максимальной толщине снежного покрова 100 см температура грунта на глубине 100 см равна $0 \div -1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а температура поверхности грунта не опускается ниже $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$; при толщине снега 2 м она не падает ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Исследования многолетней мерзлоты в Антарктиде получили развитие в последние годы [7, 8]; этот интерес также вызван климатическими изменениями в регионе [9]. При недостатке измерений термического режима многолетней мерзлоты и его деятельного слоя используют математические модели. Известно, что мощность деятельного слоя в значительной степени определяется изменчивостью толщины снежного покрова и теплофизическими свойствами грунта [8]. Однако пока информации о теплофизических характеристиках почв Антарктиды недостаточно [10]. В отличие от температуры атмосферного воздуха, которая слабо изменяется на большой территории (на одинаковой высоте над уровнем моря), изменчивость снежного покрова может быть велика даже на небольшой площади. В работе [11] проведены расчёты температурного режима многолетней мерзлоты на свободных ото льда участках о. Кинг-Джордж, показавшие значительное отличие температуры грунта от измеренных значений. Авторы полагают, что причина этого явления – снежный покров, который сильно влияет на термический режим мерзлоты [12].

Задачи настоящего исследования – оценить изменчивость мощности СТС в XXI в. в зависимости от толщины снежного покрова и определить время начала формирования несливающейся мерзлоты в районах расположения метеостанций (ГМС) Баренцбург и Беллинсгаузен. С этой целью проведены расчёты по апробированной математической модели как с применением средних многолетних измеренных значений температуры воздуха за период 2001–2018 гг., так и возможной изменчивости температуры воздуха по данным региональной модели изменения климата.

Районы исследований

ГМС Баренцбург находится на предгорной террасе побережья залива Грэнфьорд Западного Шпицбергена. Остров Западный Шпицберген представляет собой горный район, больше половины площади которого занято ледниками. В прибрежной зоне есть равнинные территории, свободные ото льда и представляющие собой арктическую тундру, для которой характерны низкие температуры, частые циклы замерзания–оттаивания, а также низкое содер-

жание органических веществ. Геологическая особенность архипелага — наличие осадочных толщ. На Шпицбергене слабо развиты почвы. Повышение среднегодовых температур воздуха в последние десятилетия послужило причиной существенного таяния ледников, прилегающих к району исследования. На о. Западный Шпицберген в районе аэропорта Свальбард средняя годовая температура воздуха выросла с 1961—1990 по 1981—2010 гг. с $-6,7$ до $-4,6$ °С. За календарные летние и зимние месяцы температура воздуха за эти периоды выросла с $4,2$ до $5,2$ °С и с $-15,1$ до $-11,7$ °С [13]. Рост температуры воздуха приводит к увеличению мощности СТС. Мониторинг мощности СТС по скважине, пробуренной в Янссенхаугене (Janssonhaugen) в 20 км от столицы Шпицбергена — Лонгира [14], показал, что за 20 лет (с 1998 по 2017 г.) деятельный слой стал толще приблизительно на 20%.

ГМС Беллинсгаузен находится на п-ове Файлдс, расположенном в юго-западной части о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) — Южные Шетландские острова, Антарктика. Полуостров Файлдс вытянут в запад-юго-западном направлении примерно на 10 км при ширине от 1,5 до 3 км, площадь его — около 30 км². Большая часть полуострова свободна ото льда и сложена в основном застывшей лавой с небольшими выходами туфов, вулканических песчаников и агломератов [15]. Сплошной почвенный покров отсутствует. Встречаются лишь пятна примитивных почв под растительной мохово-лишайниковой дерниной или водорослевой корочкой в местах скопления мелкозёма. Доминирующие почвы — криозоли, связанные с криотурбацией. Глобальное потепление, которое наблюдается последние 50 лет, наиболее ярко проявилось в Антарктике именно в этом районе Южного полярного материка. В регионе Антарктического полуострова отмечено рекордное потепление климата за последние 50 лет, наиболее сильное — с середины 1980-х годов: температура воздуха повысилась на 2,6 °С [16]. Однако в 2001—2003 г. наметилась тенденция понижения среднегодовой температуры воздуха на Антарктическом полуострове или, по крайней мере, прекращения её роста [16].

Исследования многолетнемёрзлых пород (ММП) в районе ГМС Беллинсгаузен касались в основном температурного режима. Обзор работ по этой теме, в том числе последних, приведён

в статье [11]. В период Международного полярного года в свободных ото льда антарктических оазисах в окрестностях российских станций по периметру материка была пробурена сеть скважин для наблюдения за температурным полем многолетнемёрзлых пород и созданы площадки для мониторинга глубин сезонного оттаивания грунтов. Максимальные глубины сезонного оттаивания (более 1,2 м) и среднегодовые температуры пород ($-0,6$ °С) зафиксированы в районе станции Беллинсгаузен — северной границы многолетнемёрзлых пород в Антарктиде [17].

Методика исследований

Оценка изменчивости мощности сезонно-талого слоя в районе ГМС Баренцбург (арх. Шпицберген) и Беллинсгаузен (Антарктический полуостров) проведена на основе математической модели. Математическая модель для оценки термической устойчивости ММП, представленная в работах [18, 19], была доработана с учётом климатических особенностей и метеорологических условий в рассмотренных регионах. В основе модели лежит решение системы уравнений теплопроводности Фурье в снежном покрове, талой и мёрзлой части грунта с переменными во времени теплофизическими параметрами снега. Модель позволяет учесть реальную изменчивость температуры воздуха, динамику снегонакопления и теплофизических характеристик снега. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдищность). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана [19]. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой.

Проверка адекватности и работоспособности модели приведена в статье [18], в которой выполнено сравнение расчётов с данными измерений [20] по динамике промерзания—протаивания грунта с учётом широкого спектра входных параметров по температуре воздуха, снежному покрову, составу и влажности грунта. Входные параметры модели — температура воздуха, солнечная радиация, скорость ветра, влажность воз-

Климатические условия

духа, облачность, динамика снегонакопления и плотности снега. При этом были использованы зависимости для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега от плотности, а также коэффициентов теплообмена для грунта и снежной поверхности в зависимости от скорости ветра. Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха. Начальная температура мёрзлой толщи задавалась по результатам предварительных калибровочных расчётов. Расчёты проводились как при современных средних многолетних значениях температуры воздуха (с начала XXI в.), так и с использованием данных о современных темпах роста температуры воздуха. При расчётах варьировали толщину снежного покрова и влажность грунта. Коэффициент эффективной теплопроводности снега определяли в зависимости от его плотности по формуле, полученной путём обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [19]. На каждом временном шаге рассчитывали толщину снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. Альbedo поверхности для сухого снега принято равным 0,8, для влажного снега (в период таяния) – 0,5, для грунта – 0,2.

Рост средних годовых осадков на большей части архипелага – 10–20% [13], а в западных районах составляет менее 10%. Увеличение толщины снежного покрова в расчётах принято равным 2% за 10 лет. В условиях горного рельефа влажность грунта в разных ландшафтах значительно отличается. Так, в низинных местах и на теневой стороне склонов влажность грунта, как правило, значительно выше, а при наличии снежного покрова условия промерзания грунта ухудшаются. Расчёты проводились для супеси плотностью 1400 кг/м³, которая широко распространена на арх. Шпицберген и Антарктическом полуострове и представляет собой осадочную горную породу, состоящую, главным образом, из песчаных и пылеватых частиц с примесью глинистых частиц в количестве 3–10%. Содержание незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зоны супеси принималось равным 7%. Для значений теплоёмкости и коэффициента теплопроводности талого и мёрзлого грунта от влажности использовались данные СНиП 2.02.04–88 [2].

Российские ГМС Баренцбург на о. Западный Шпицберген (78°03'51" с.ш., 14°11'09" в.д., 75 м над ур. моря) и Беллинсгаузен (62°10'59" ю.ш., 58°57'00" з.д., 15 м над ур. моря) на о. Кинг-Джордж более полувека ведут метеорологические наблюдения, которые служат основой для анализа современных изменений климата в этих районах.

Температура воздуха. Для анализа изменений климата использованы данные ГМС Беллинсгаузен и Баренцбург за период 1966 (1968) – 2018 гг. Рассмотрим средние многолетние значения средней суточной летней температуры T_s (декабрь–март на Антарктическом полуострове и июнь–сентябрь на Шпицбергене), зимней температуры воздуха T_w (апрель–ноябрь и октябрь–май) и их межгодовую изменчивость.

ГМС Баренцбург. За период 1968–2018 г. на о. Западный Шпицберген средние суточные летние и зимние температуры воздуха составили: $T_s = 4,17$ и $T_w = -8,81$ °С соответственно. При этом если за годы XX в. этого периода $T_s = 3,74$ и $T_w = -9,90$ °С, то в XXI в. в период 2001–2018 г. эти температуры значительно выросли: $T_s = 4,83$ и $T_w = -7,12$ °С. На ГМС Баренцбург амплитуды колебаний средних летних и зимних температур воздуха за 1966–2018 гг. изменялись от 2,21 до 6,36 °С и от –15,4 до –4,26 °С соответственно, тогда как за период 2001–2018 гг. эти диапазоны составили $4,11 \div 6,36$ и $-10,76 \div -4,26$ °С (рис. 1, а) соответственно, т.е. нижняя граница этих диапазонов значительно возросла. Скорость изменения за период 1966–2018 гг. летней температуры воздуха составляла $\Delta T_s = 0,037$ °С/год, а зимней – $\Delta T_w = 0,103$ °С/год. Анализ на основе *t*-критерия Стьюдента показал статистическую значимость этих трендов при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Скорость изменения летней температуры воздуха за период с 2001 по 2018 г. выросла до $\Delta T_s = 0,049$ °С/год (статистическая значимость тренда при $\alpha = 10\%$), а зимней – до $\Delta T_w = 0,212$ °С/год (статистическая значимость тренда при $\alpha = 5\%$). При этом, если в первой половине периода 2000–2018 гг. летняя температура воздуха составляла $T_s = 4,52$ °С, то за период 2010–2018 гг. это значение выше на 12% и равно $T_s = 5,15$ °С.

Комплекс региональных моделей изменения климата на арх. Шпицберген рассмотрен в работе [13]. Прогнозируемый рост средней годовой

температуры воздуха за период 2071–2100 гг. относительно 1961–1990 гг., согласно [13], составил 3–4 °C (за 110 лет) на западе арх. Шпицберген, тогда как рост средней суточной положительной температуры воздуха (среднее значение из региональных моделей) составляет $\Delta T_s = 0,046$ °C/год, а отрицательной (абсолютное значение) – $\Delta T_w = 0,08$ °C/год. Эти значения немного меньше, чем тренды температуры по ГМС Баренцбург за период 2001–2018 гг. ($\Delta T_s = 0,049$ °C/год и $\Delta T_w = 0,21$ °C/год) для летней температуры и намного меньше для зимней температуры воздуха. Данные по температуре воздуха по ГМС Баренцбург за 52-летний период (1966–2018 гг.) показывают значимый линейный тренд, поэтому примем постоянную скорость изменения температуры воздуха и по региональной модели.

ГМС Беллинсгаузен. На Антарктическом полуострове в период 1968–2000 гг. температуры воздуха были равны $T_s = 1,03$ и $T_w = -4,05$ °C, а за период 2001–2018 гг. – $T_s = 0,83$ и $T_w = -3,60$ °C. При этом средняя летняя температура воздуха за 18 лет XXI в. 12 раз не превышала средние значения температуры за последний 36-летний период (1 °C), тогда как за последние 18 лет XX в. – только четыре раза. С 2001 по 2018 г. скорость изменения температуры воздуха на ГМС Беллинсгаузен составляла $\Delta T_s = -0,019$ °C/год и $\Delta T_w = 0,01$ °C/год. Однако эти линейные тренды статистически не значимы. Тем не менее, если за период 2001–2009 гг. $T_s = 1,07$ °C, то за период 2010–2018 гг. это значение существенно ниже (на 44%) и равно $T_s = 0,60$ °C.

Климатические условия на ГМС Беллинсгаузен отличаются относительно небольшими сезонными и межгодовыми колебаниями температуры воздуха. В самый холодный 1980 г. средняя годовая температура воздуха составляла –4 °C, а в самый тёплый 1989 г. равнялась –0,73 °C. Полученные аномальные значения определялись в основном зимними температурами воздуха. За весь период наблюдений амплитуда изменений средней месячной температуры воздуха за тёплый период изменялась от –0,55 до 1,93 °C, а за холодный период – от –6,44 до –1,94 °C. За 2001–2018 гг. летняя амплитуда не изменилась, а зимняя составила $-5,28 \div -2,31$ °C. При этом периоды относительного потепления сменялись периодами похолодания (см. рис. 1, а).

Таким образом, климатические изменения в большей степени затронули о. Западный Шпиц-

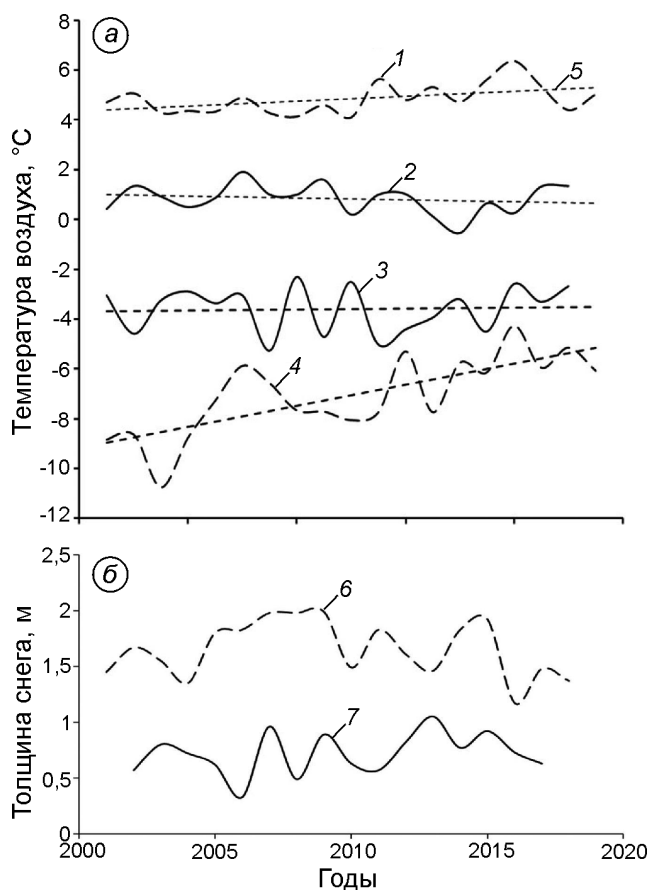


Рис. 1. Температура воздуха (а) и толщина снежного покрова (б) на ГМС:

1, 4, 6 – Баренцбург; 2, 3, 7 – Беллинсгаузен; 5 – линейный тренд; 1 и 2 – летние; 3 и 4 – зимние температуры воздуха

Fig. 1. Air temperature (а) and snow depth (б) at weather stations:

1, 4, 6 – Barentsburg; 2, 3, 7 – Bellingshausen; 5 – the trend; 1 and 2 – summer; 3 and 4 – winter air temperatures

берген, чем Антарктический полуостров. При этом, если на Западном Шпицбергене значимо выросли и летние, и зимние температуры, то на Антарктическом полуострове для летнего периода характерно небольшое похолодание.

Снежный покров. Амплитуда изменения толщины снежного покрова на ГМС Беллинсгаузен равна 33–105 см. С 2013 по 2018 г. толщина снега снизилась со 105 до 57 см. На рис. 1, б приведена максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург за 2001–2018 гг. и на ГМС Беллинсгаузен за 2002–2018 гг. Средняя многолетняя толщина снежного покрова за этот период на первой из упомянутых станций составляет 165 см, а на второй – 72 см. Линейные тренды толщины снежного покрова за 2001–2018 гг. статистически не зна-

чимы. После 2010 г. характер изменения толщины снежного покрова на этих метеостанциях находится в основном в противофазе (см. рис. 1, б).

Исходные данные для расчётов Внутригодовой ход температуры воздуха принимался по синусоидальным зависимостям для периодов с положительной и отрицательной температурой воздуха. Динамика температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой была принята нами по синусоиде с максимальным $t_s\pi/2$ и минимальным $t_w\pi/2$ значением температуры воздуха, где t_s и t_w – средняя суточная температура воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой соответственно.

Для условий Западного Шпицбергена средняя скорость ветра принята равной 4 м/с, влажность воздуха 70% и облачность 0,6. В условиях арх. Шпицберген с частыми ветрами и оттепелями плотность снега достаточна высока. Зависимость плотности снега ρ_s от толщины снежного покрова h_s определяется формулой $\rho_s = \rho_{s0} + 250h_s$, где $\rho_{s0} = 150 \text{ кг/м}^3$ – начальная плотность снега, а h_s – толщина снежного покрова, м. При толщине снежного покрова 1 м плотность достигает 400 кг/м^3 . С дальнейшим ростом толщины снега плотность принимается постоянной и равной 400 кг/м^3 . Для условий Антарктического полуострова средняя скорость ветра ещё выше – 7,5 м/с, влажность воздуха – 90% и облачность – 0,9. Для условий Антарктического полуострова средняя длительность холодного периода принята 252 сут. (для о. Западный Шпицберген – 243 сут.). В условиях значительных скоростей ветра ветровое уплотнение снежного покрова происходит быстро. Плотность снега рассчитывали по формуле $\rho_s = \rho_{s0} + 200h_s$, где $\rho_{s0} = 250 \text{ кг/м}^3$. Максимальное значение плотности снега, как и для условий Западного Шпицбергена, мы ограничили значением 400 кг/м^3 . Изменение толщины снежного покрова от времени принималось по линейной зависимости.

На термический режим грунта влияет внутригодовая динамика снегонакопления [12]. Анализ внутригодовой средней многолетней динамики толщины снежного покрова показал линейную зависимость от начала установления снежного покрова до её максимальной толщины. В расчётах приняты средние за период 2001–2018 гг. летние и зимние температуры воздуха для ГМС Беллинсгаузен ($T_s = 0,83$ и $T_w = -3,60 \text{ }^\circ\text{C}$) и Баренцбург ($T_s = 4,83 \text{ }^\circ\text{C}$ и

$T_w = -7,12 \text{ }^\circ\text{C}$) соответственно. Ряд расчётов проводили с учётом темпа роста температуры, полученного по материалам региональной модели изменения климата и изменения температуры воздуха по данным измерений на ГМС. Для ГМС Беллинсгаузен приняты следующие изменения температуры: $\Delta T_s = -0,019 \text{ }^\circ\text{C/год}$ и $\Delta T_w = 0,01 \text{ }^\circ\text{C/год}$, а для ГМС Баренцбург – $\Delta T_s = 0,046 \text{ }^\circ\text{C/год}$ и $\Delta T_w = 0,08 \text{ }^\circ\text{C/год}$.

Результаты расчётов и обсуждение

Абсолютные значения температуры воздуха по данным ГМС Беллинсгаузен значительно ниже, чем для ГМС Баренцбург – приблизительно в 2,5 раза для зимних и в 4–6 раз для летних температур. Поэтому влияние снежного покрова на термический режим грунта и мощность СТС более значимо на Антарктическом полуострове, чем на Шпицбергене.

ГМС Беллинсгаузен. Большое влияние на термическое состояние приповерхностного слоя мерзлоты оказывает толщина снежного покрова. Её рост при определённых температурных условиях может привести к появлению несливающейся мерзлоты. На рис. 2 приведена глубина промерзания и протаивания многолетней мерзлоты при разной толщине снежного покрова, влажности грунта 25% и постоянных значениях температуры воздуха (средние многолетние за период 2001–2018 гг.: $T_s = 0,83 \text{ }^\circ\text{C}$ и $T_w = -3,60 \text{ }^\circ\text{C}$). На рис. 2 видно, что при толщине снежного покрова h_s , превышающей 0,72 м, образуется несливающаяся мерзлота. При $h_s = 1$ м толщина талого слоя составляет 0,91 м, а глубина промерзания – 0,77 м (кривые 3 и 1 на рис. 2).

С ростом толщины снежного покрова в два раза (с 0,8 до 1,6 м) глубина промерзания талого слоя снижается с 0,85 до 0,64 м (кривая 1 на рис. 2). При этом в условиях небольших положительных температур воздуха при росте толщины снежного покрова в холодный период лучше проявляются два разнонаправленных (относительно влияния на деградацию ММП) процесса – замедление промерзания грунта зимой (снижение выхолаживания грунта) и замедление прогревания грунта летом из-за более длительного периода таяния снежного покрова при небольшой летней температуре воздуха. Так, при толщине снеж-

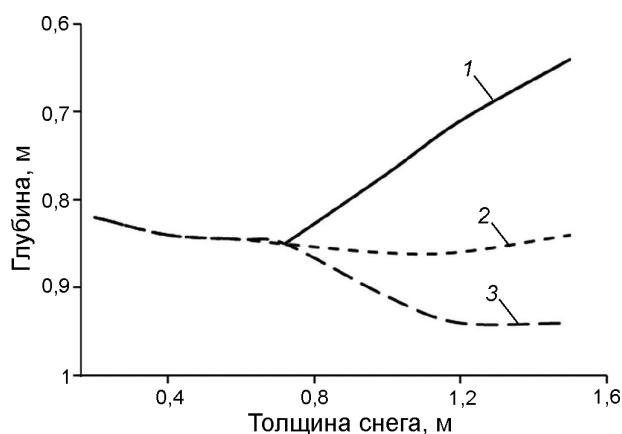


Рис. 2. Глубина промерзания (1) и протаивания (2, 3) грунта на первый (2) и второй (3) годы от начала расчётов в зависимости от толщины снежного покрова при средней многолетней за период 2001–2018 гг. летней $0,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ и зимней $-3,60\text{ }^{\circ}\text{C}$ температуре воздуха на ГМС Беллинсгаузен

Fig. 2. The depth of freezing (1) and thawing (2, 3) of the soil for the first (2) and second (3) years from the start of calculations, depending on the thickness of the snow cover for an average air temperature the period 2001–2018 $0,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ in the summer and $-3,60\text{ }^{\circ}\text{C}$ in the winter at Bellingshausen weather station

ного покрова более 1 м увеличивается время его таяния и сокращается время протаивания грунта. Результаты расчётов по модели показали, что время таяния снежного покрова толщиной 0,72 и 1,5 м составляет 14 и 27 сут. соответственно. На этот период таяния снежного покрова (ноябрь–декабрь) с относительным высоким значением альbedo поверхности приходится максимальная солнечная радиация, которая при бесснежной поверхности более эффективно разогревала бы грунт. Поэтому возможна ситуация, когда глубина протаивания грунта уменьшается.

Один из параметров, влияющих на термический режим грунта, — задержка времени установления снежного покрова относительно установления отрицательных температур воздуха — величина τ_s . При отсутствии снежного покрова в начальный период похолодания грунт промерзает быстрее, а при появлении снежного покрова его промерзание замедляется. Поэтому с ростом величины τ_s быстрее происходит промерзание сезонно-талого грунта, усиливается его выхолаживание и снижается протаивание грунта. И наоборот, при небольшой величине τ_s замедляется промерзание грунта и также может форми-

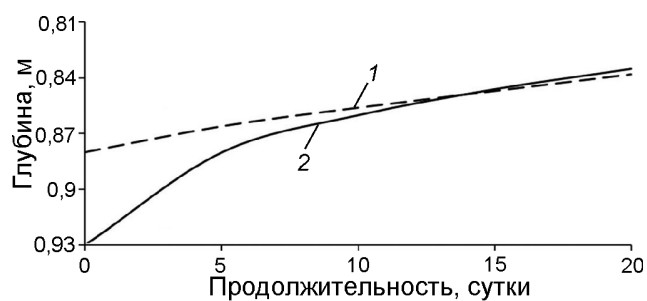


Рис. 3. Глубина протаивания многолетней мерзлоты на первый (1) и второй (2) годы от начала расчётов в зависимости от задержки времени начала снегонакопления относительно времени установления отрицательных температур воздуха на ГМС Баренцбург при средней многолетней за период 2001–2018 гг. летней $4,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ и зимней $-7,12\text{ }^{\circ}\text{C}$ температуре воздуха

Fig. 3. The depth of thawing of permafrost in the 1st (1) and 2nd (2) years from the beginning of calculations depending on the delay in the beginning of snow accumulation relative to the time of establishment of negative air temperatures at the weather station Barentsburg for an average air temperature the period 2001–2018 at summer $4,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ and winter $-7,12\text{ }^{\circ}\text{C}$

роваться несливающаяся мерзлота. Величина τ_s имеет значительную межгодовую изменчивость, поэтому в расчётах принят возможный диапазон изменения этого параметра. Так, при $\tau_s = 0$ толщина слоя непромерзшей мерзлоты на второй расчётный год увеличивается на 6 см: $h_f = 0,9$ м (кривая 2 на рис. 3) при глубине промерзания $h_f = 0,82$ м.

Проведённые расчёты показали, что многолетняя мерзлота в районе станции Беллинсгаузен находится в неустойчивом состоянии. В «тёплые» годы может происходить образование несливающейся мерзлоты, которая затем будет промерзать в годы с более низкой температурой воздуха и меньшей толщиной снежного покрова. Так, максимальная расчётная мощность СТС в тёплый сезон 2008/2009 г. ($T_s = 1,60\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $T_w = -2,31\text{ }^{\circ}\text{C}$), составляющая 115 см в первый расчётный год (при среднем измеренном значении по восьми скважинам 113 см) с образованием слоя несливающейся мерзлоты, увеличилась бы до 131 см на второй расчётный год при условии сохранения такой же температуры воздуха. Однако следующий год 2009/10 г. был более холодным ($T_s = 0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $T_w = -4,73\text{ }^{\circ}\text{C}$), и несливающаяся мерзлота промерзла. Отметим, что по данным работы [7], максимальная мощность СТС за период 2008–2012 гг. приходилась на 2009 г. и составляла 117,5 см.

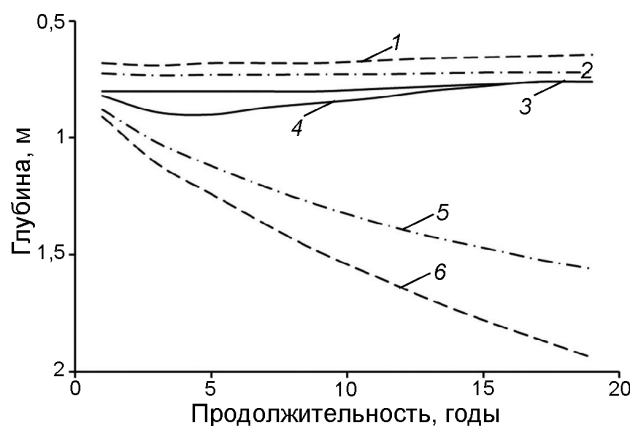


Рис. 4. Глубина промерзания (1–3) и протаивания грунта (4–6) на ГМС Беллинсгаузен при снижении средней суточной летней температуры воздуха на $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и толщине снега: 1, 6 – 1,5 м; 2, 5 – 1,2 м; 3, 4 – 0,9 м

Fig. 4. The depth of freezing (1–3) and thawing of the ground (4–5) at the weather station Barentsburg with an decrease of the average daily summer air temperature by $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ and at snow thickness: 1, 6 – 1.5 m; 2, 5 – 1.2 m; 3, 4 – 0.9 m

Неустойчивое состояние ММП относится и к ряду других лет с повышенной зимней и летней температурой воздуха: 2005/06, 2014/15, 2016/17, 2017/18 гг., тогда как в более холодные годы – 2009/10, 2011/12, 2013/14, 2015/16 гг. – наблюдается равновесная ситуация. Расчётная мощность СТС после второго расчётного года практически не изменилась или происходило сокращение мощности СТС на 1 см по сравнению с первым расчётным годом. Из рис. 1, а видно, что «тёплые» годы на ГМС Беллинсгаузен (с локальным максимумом летней температуры) сменяются более холодными.

Многолетняя мерзлота в районе станции Беллинсгаузен находится в неустойчивом состоянии и при росте толщины снежного покрова. Так, небольшое увеличение толщины снежного покрова относительно среднемноголетнего (за период с 2002 по 2018 г.) значения 0,72 м приводит к формированию слоя несливающейся мерзлоты (см. рис. 2). Его толщина определяется разностью значений на кривых 3 и 1 на рис. 2. Результаты расчётов мощности СТС и промерзания талого слоя с учётом возможного роста средней суточной зимней температуры на $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и снижения средней летней на $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (из динамики температуры воздуха за 2001–2018 гг. на ГМС Беллинсгаузен.) представле-

ны на рис. 4. На нём видно, что при максимальной толщине снежного покрова $h_s = 1,2$ и $1,5$ м снижение летней температуры воздуха за 20-летний период не приводит к промерзанию несливающейся мерзлоты – мощность СТС за 19 лет увеличивается до 1,56 и 1,94 м соответственно (кривые 5 и 6 на рис. 4). А при $h_s = 0,9$ м в течение пяти лет происходит формирование несливающейся мерзлоты толщиной до 10 см (разность значений на кривых 3 – промерзание и 4 – мощность СТС на рис. 4), которая промерзнет в течение дальнейших 10 лет. За эти 15 лет средняя летняя температура воздуха понизится с $0,83$ до $0,55\text{ }^{\circ}\text{C}$, а мощность СТС уменьшится с $0,82$ до $0,76$ м (кривая 4 на рис. 4). Неустойчивость ММП подчёркивает достаточно высокая температура грунта. По данным работы [11], расчётная средняя годовая температура грунта для района о. Кинг Джордж составляет $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как по данным измерений $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ [11]. Наши вычисления дали значение $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

ГМС Баренцбург. На рис. 5 приведены результаты расчётов при средних многолетних значениях температуры воздуха за период 2001–2018 гг. для станции Баренцбург ($t_w = 7,12$; $t_s = 4,83\text{ }^{\circ}\text{C}$) (а) и с учётом темпа роста температуры (б), полученного по данным региональной модели изменения климата ($\Delta T_s = 0,046\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $\Delta T_w = 0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$) при влажности грунта 18 и 25%. Из рис. 5 следует, что при влажности грунта 25% и толщине снежного покрова более 1,5 м уже в настоящее время возможны неполное промерзание сезонно-талого слоя и формирование несливающейся мерзлоты (кривая 1 – промерзание и 9 – протаивание, см. рис. 5, а). При постоянной температуре воздуха и влажности грунта 18%, толщине снежного покрова $h_s = 1$ и $1,5$ м в течение 27 лет не происходит образование несливающейся мерзлоты (см. рис. 5, а). Мощность СТС за 27 лет увеличивается с $1,33$ м до $1,45$ м при $h_s = 1,5$ м мерзлоты (кривая 7, см. рис. 5, а). При $h_s = 1$ м мощность СТС на $1,5$ см меньше. При современной температуре воздуха, толщине снега $1,5$ м и влажности грунта 10% мощность СТС составит $1,8$ м.

Расчёты показали, что при темпах роста температуры, полученных по данным региональной модели, изменения климата, при влажности грунта 18% (соответствует измеренным значениям влажности) и толщине снежного покрова $h_s = 1,5$ м, формирование несливающейся мерзлоты возможно через 12 лет (кривая 2 – промер-

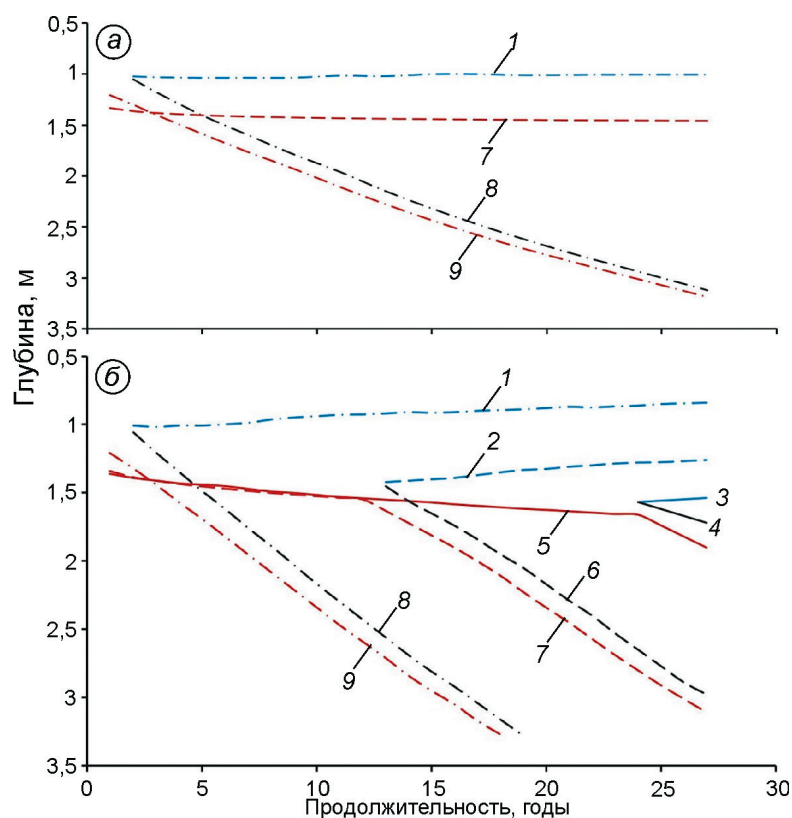


Рис. 5. Динамика промерзания и протаивания многолетней мерзлоты для условий ГМС Баренцбург при средних значениях летней $4,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ и зимней $-7,12\text{ }^{\circ}\text{C}$ температуры воздуха за период 2001–2018 гг. по данным наблюдений (а) и на основе данных региональной модели о темпах роста летней $0,046\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и зимней $0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ температуры (б): 1, 2, 3 – глубина промерзания; 5, 7, 9 – мощность сезонно-талого слоя; 4, 6, 8 – верхняя кровля многолетней мерзлоты в конце холодного периода; 1, 2, 6–9 – при толщине снега 1,5 м; 3–5 – при толщине снега 1 м; при влажности грунта: 2–7 – 18%; 1, 8, 9 – 25%

Fig. 5. The dynamics of freezing and thawing of permafrost at the weather station Barentsburg at summer $4.83\text{ }^{\circ}\text{C}$ and winter $-7.12\text{ }^{\circ}\text{C}$ of air temperature for the period 2001–2018 according to observations (a) and based on data from the regional model on the rate growth of summer temperatures of $0.046\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ and winter $0.08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ (b): 1, 2, 3 – freezing depth; 5, 7, 9 – the thickness of the seasonally thawed layer; 4, 6, 8 – the upper roof of permafrost at the end of the cold period; 1, 2, 6–9 – at a snow thickness of 1.5 m; 3–5 – at a snow thickness of 1 m; at ground moisture: 2–7 – 18%; 1, 8, 9 – 25%

зание и 7 – протаивание, см. рис. 5, б) от начала расчётного периода (2018 г.), а при $h_s = 1\text{ м}$ – через 24 года (кривая 3 – промерзание и 5 – протаивание, см. рис. 5, б). При этом глубина промерзания талого грунта постоянно уменьшается. При постоянной температуре воздуха, $h_s = 1,5\text{ м}$ и влажности грунта 25% мощность СТС достигнет значения 3 м через 24 года (кривая 9, см. рис. 5, а), а с учётом текущего темпа роста температуры воздуха – через 15 лет (кривая 9, см. рис. 5, б).

В зимний период происходит промерзание талого грунта как со стороны дневной поверхности, так и снизу. Снижение мощности талого слоя в конце холодного периода за счёт промерзания снизу (подъём верхней кровли многолетней мерз-

лоты) может достигать 15 см на Шпицбергене (кривая 8 на рис. 5, а и кривые 4, 6 и 8 на рис. 5, б) и 4 см на Антарктическом полуострове. Расчёты показали, что при влажности грунта 10 и 18% и снежном покрове толщиной 1,5 м мощность СТС составляет 1,8 и 1,4 м (см. рис. 5, б) соответственно. Для супеси плотностью $1600\text{ кг}/\text{м}^3$ расчётная мощность СТС увеличивается приблизительно на 20 см.

Мониторинг многолетнемёрзлых пород в скважине в Янссенхаугене (Janssonhaugen) показал, что за 20 лет – с 1998 по 2017 г. – активный слой стал толще на 25–30 см (<http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>). Приблизительно такую же динамику роста мощности СТС – $1,5\text{ см}/\text{год}$ – дают и наши расчёты (кривая 5 на

рис. 5, б). При этом динамика изменения мощности СТС – более универсальная величина по сравнению со значением мощности СТС, которая от точки к точке может существенно изменяться. При толщине снега 1,5 м, влажности грунта 18% и использовании темпа роста измеренной температуры воздуха на ГМС Баренцбург за период 2001–2018 гг. ($\Delta T_s = 0,049$ °С/год, $\Delta T_w = 0,22$ °С/год) время формирования несливающейся мерзлоты сокращается с 12 лет (при применении темпа роста температуры воздуха по региональной модели) до 8 лет. В настоящее время деградации ММП на о. Западный Шпицберген препятствует широкое распространение мохового покрова, который служит важным фактором сохранения мерзлоты при современном климате [21]. Это отмечается и в работе [22], где указано, что отсутствие мохового слоя в некоторых ландшафтах указывает, что вблизи поверхности нет многолетней мерзлоты.

Численные эксперименты на модели для Антарктического полуострова показали возможность формирования слоя несливающейся мерзлоты при современном климате; рост её мощности приведёт к деградации ММП. При современных метеорологических условиях такой слой формируется в отдельные «тёплые» годы, которые затем сменяются более холодными, что приводит к промерзанию талого слоя и смыканию его с верхней кровлей ММП. Таким образом, изменчивость метеорологических условий, как и небольшое понижение средних значений летней температуры воздуха, способствует устойчивости ММП.

Заключение

За период 2001–2018 г. рост летней и зимней температуры воздуха на ГМС Баренцбург по сравнению с 1968–2000 гг. составил приблизительно 1,1 °С (29%) и 2,8 °С (28%) соответственно. С 2001 по 2018 г. темп роста летней температуры воздуха на ГМС Баренцбург составил около 0,05 °С/год, а зимней – 0,22 °С/год. В противоположность этому на ГМС Беллинсгаузен за период 2001–2018 гг. по сравнению с 1968–2000 гг. произошло понижение летней температуры воздуха с 1,03 до 0,83 °С – приблизительно на 19%, а зимние температуры здесь выросли на 11% – с –4,05 до –3,60 °С.

На основании численных экспериментов определены мощность сезонно-талого слоя и

время формирования несливающейся мерзлоты как при сохранении современных условий, так и для современных темпов изменения температуры воздуха. На станции Беллинсгаузен при средней многолетней толщине снежного покрова более 0,72 м и сохранении средних значений других параметров уже в настоящее время возможно формирование несливающейся мерзлоты. При сохранении современных темпов изменений температуры воздуха в регионе при толщине снежного покрова менее 0,9 м несливающаяся мерзлота с течением времени промёрзнет.

На о. Западный Шпицберген при толщине снежного покрова более 1,5 м на участках грунта без мохового покрова с влажностью свыше 25% и сохранении современных значений температуры воздуха уже в настоящее время вероятно формирование несливающейся мерзлоты. Это тем более возможно при повышении температуры воздуха. На основе данных региональной модели изменения климата о темпах роста летней (0,046 °С/год) и зимней (0,08 °С/год) температуры на ближайшие 30 лет показано, что при влажности грунта 18% (соответствует измеренным значениям влажности) и толщине снежного покрова 1,5 м формирование слоя несливающейся мерзлоты произойдёт через 12 лет, а при толщине 1 м – через 24 года.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка и анализ архивных материалов – по проекту РФФИ 17-55-80107 БРИКС_a; численные эксперименты и их анализ – при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067; экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgments. The mathematical modeling carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing and analysis of experimental data carried out according to the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) 17-55-80107 BRICS_a project; numerical experiments and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067; field studies on Svalbard conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

References

1. Мохов И.И. Современные изменения климата в Арктике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
2. Гарагуля Л.С., Булдович С.Н., Романовский В.Е., Шаталова Т.Ю., Пармузин С.Ю., Гордеева Г.И., Максимова Л.Н. Природные опасности России. Геокриологические опасности. М.: Фирма «КРУК», 2000. 315 с.
3. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
4. Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Global warming and active-layer thickness: Results from transient general circulation models // *Global and Planetary Change*. 1997. V. 15. № 3–4. P. 61–77.
5. Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime // *Canadian Geotech. Journ.* 1982. V. 19. P. 421–432.
6. 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.
7. Michel R.F.M., Schaefer C.E.G.R., Simas F.M.B., Francelino M.R., Fernandes-Filho E.I., Lyra G.B., Bockheim J.G. Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica // *Solid Earth*. 2014. № 5. P. 1361–1374. doi: 10.5194/se-5-1361-2014. www.solid-earth.net/5/1361/2014/.
8. Filip Hrbáček, Goncalo Vieira, Marc Oliva, Megan Balks, Mauro Guglielmin, Miguel Ángel de Pablo, Antonio Molina, Miguel Ramos, Gabriel Goyanes, Ian Meiklejohn, Andrey Abramov, Nikita Demidov, Dmitry Fedorov-Davydov, Alexey Lupachev, Elizaveta Rivkina, Kamil Láška, Michaela Kňázková, Daniel Nývlt, Rossana Raffi, Jorge Strelin, Toshio Sone, Kotaro Fukui, Andrey Dolgikh, Elya Zazovskaya, Nikita Mergelov, Nikolay Osokin & Vladislav Miamin. Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015 // *Polar Geography*. January 2018. P. 1–16. doi: 10.1080/1088937X.2017.1420105.
9. Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // *Intern. Journ. of Climatology*. 2005. V. 25. P. 279–294. doi: 10.1002/joc.1130.
10. Абакумов Е.В., Романов О.В. Физические свойства естественных почв и антропогенных грунтов о-ва Кинг-Джордж, Западная Антарктика // Вестн. Санкт-Петербургского гос. ун-та. Сер. 3. Биология. 2013. № 2. С. 108–114.
11. Jaroslav Obu, Sebastian Westermann, Gonçalo Vieira, Andrey Abramov, Megan Balks, Annett Bartsch, Filip Mokhov I.I. Modern climate change in the Arctic. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2015, 85 (5–6): 478–484. [In Russian].
2. Garagulya L.S., Buldovich S.N., Romanovskiy V.E., Shatalova T.Yu., Parmuzin S.Yu., Gordeeva G.I., Maksimova L.N. *Prirodnye opasnosti Rossii. Geokriologicheskie opasnosti*. Natural hazards of Russia. Geocryological hazards. Moscow: Kruk company, 2000: 315 p. [In Russian].
3. SNIP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamenti na vechnomerzlykh gruntakh*. Soil bases and foundations on permafrost soils. Moscow: GUP TsPP Publ., 1997: 52 p. [In Russian].
4. Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Global warming and active-layer thickness: Results from transient general circulation models. *Global and Planetary Change*. 1997, 15 (3–4): 61–77.
5. Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotech. Journ.* 1982, 19: 421–432.
6. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovskiy 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, 4 (123): 52–59. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59.
7. Michel R.F.M., Schaefer C.E.G.R., Simas F.M.B., Francelino M.R., Fernandes-Filho E.I., Lyra G.B., Bockheim J.G. Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica. *Solid Earth*. 2014, 5: 1361–1374. doi: 10.5194/se-5-1361-2014. www.solid-earth.net/5/1361/2014/.
8. Filip Hrbáček, Goncalo Vieira, Marc Oliva, Megan Balks, Mauro Guglielmin, Miguel Ángel de Pablo, Antonio Molina, Miguel Ramos, Gabriel Goyanes, Ian Meiklejohn, Andrey Abramov, Nikita Demidov, Dmitry Fedorov-Davydov, Alexey Lupachev, Elizaveta Rivkina, Kamil Láška, Michaela Kňázková, Daniel Nývlt, Rossana Raffi, Jorge Strelin, Toshio Sone, Kotaro Fukui, Andrey Dolgikh, Elya Zazovskaya, Nikita Mergelov, Nikolay Osokin & Vladislav Miamin. Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015. *Polar Geography*. January 2018: 1–16. doi: 10.1080/1088937X.2017.1420105.
9. Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years. *Intern. Journ. of Climatology*. 2005, 25: 279–294. doi: 10.1002/joc.1130.
10. Abakumov E.V., Romanov O.V. Physical properties of natural soils and anthropogenic soils of King George Island, Western Antarctica. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo gos. universiteta*. Bulletin of St.-Petersburg State University. Ser. 3. Biology. 2013, 2: 108–114. [In Russian].

- Hrbáček, Andreas Kääb, Miguel Ramos* Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale // *The Cryosphere. Discussion*. Preprint. Discussion started 25 June 2019. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-148>
12. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 189–198. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198>
 13. *Eirik J. Førland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen* Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100 // *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. V. 2011. Article ID 89379. 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
 14. Электронный ресурс: <http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>.
 15. *Smellie J.L., Pankhurst R.J., Thomson M.R.A., Davies R.E.S.* The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution // *British Antarctic Survey Scientific Reports*. 1984. V. 87. P. 1–85.
 16. *Александров В.Я., Угрюмов А.И.* Климат Антарктического полуострова и его изменения. СПб.: изд. Российского гос. гидромет. ун-та, 2014. 102 с.
 17. *Абрамов А.А., Миронов В.А., Лупачев А.В., Федоров-Давыдов Д.Г., Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Иващенко А.М., Лукин В.В., Гиличинский Д.А.* Геокриологические условия Антарктических оазисов // *Полярная криосфера и воды суши*. СПб.: Изд-во «Paulsen», 2011. С. 233–241.
 18. *Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 417–421.
 19. *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. <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf>.
 20. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
 21. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // *Вестн. Кольского научного центра*. 2018. № 3 (10). С. 179–185. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185.
 22. *William L. Cable, Vladimir E. Romanovsky, M. Torre Jorgenson.* Scaling-up permafrost thermal measurements in western Alaska using an ecotype approach // *The Cryosphere*. 2016. № 10. P. 2517–2532.
 11. *Jaroslav Obu, Sebastian Westermann, Gonçalo Vieira, Andrey Abramov, Megan Balks, Annett Bartsch, Filip Hrbáček, Andreas Kääb, Miguel Ramos* Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale. *The Cryosphere. Discussion*. Preprint. Discussion started 25 June 2019. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-148>.
 12. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 189–198. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.
 13. *Eirik J. Førland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen* Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. 2011. Article ID 89379: 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
 14. <http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>.
 15. *Smellie J.L., Pankhurst R.J., Thomson M.R.A., Davies R.E.S.* The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*. 1984, 87: 1–85.
 16. *Aleksandrov V.Ya., Ugryumov A.I.* *Klimat Antarkticheskogo poluostrova i ego izmeneniya*. Climate of the Antarctic Peninsula and its changes. St.-Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2014: 102 p. [In Russian].
 17. *Abramov A.A., Mironov V.A., Lupachev A.V., Fedorov-Davydov D.G., Goryachkin S.V., Mergelov N.S., Ivashchenko A.M., Lukin V.V., Gilichinsky D.A.* Geocryological conditions of Antarctic oases. *Geokriologicheskie usloviya antarkticheskikh oazisov*. Polar cryosphere and earth water. St.-Petersburg: Paulsen Editions, 2011: 233–241. [In Russian].
 18. *Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 417–421.
 19. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of the dynamics of air temperature and snow depth on soil freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian]. <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf>.
 20. *Pavlov A.V.* *Teplofizika landshaftov*. Thermophysics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 284 p. [In Russian].
 21. *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 Kolskogo nauchnogo tsentra*. Bulletin of the Kola Science Center. 2018, 3 (10): 179–185. [In Russian]. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185.
 22. *William L. Cable, Vladimir E. Romanovsky, M. Torre Jorgenson.* Scaling-up permafrost thermal measurements in western Alaska using an ecotype approach. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2517–2532.