

Климатические изменения и динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген

© 2012 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, П.Р. Накалов, Р.А. Чернов, И.И. Лаврентьев

Институт географии РАН, Москва

osokinn@mail.ru

Статья принята к печати 8 декабря 2011 г.

Изменения климата, математическое моделирование, мерзлота, сезонное протаивание и промерзание, снежный и моховой покров, температура почвогрунтов.

Climate change, mathematical modeling, permafrost, seasonal freezing and thawing, snow and moss cover, soil temperature.

На Западном Шпицбергене, по данным метеостанции Баренцбург, средняя положительная температура воздуха в период 1985–2011 гг. (с июня по сентябрь) увеличивалась на 0,02 °С/год, а с 2002 по 2011 г. она снижается на 0,03 °С/год. Средняя отрицательная температура воздуха (с октября по май) за указанные периоды росла с интенсивностью 0,09 и 0,20 °С/год соответственно. Сохраняется тенденция роста максимальной толщины снежного покрова. В 2007–2009 гг. она достигала 2 м, что ухудшило условия промерзания грунта. При максимальной толщине снежного покрова 0,5 м температура грунта на глубине 1 м достигает –6 °С, а при толщине 2 м составляет –1 °С. Летом нагреванию грунта препятствует моховой покров. При его толщине в 10 см глубина протаивания грунта снижается более чем на 80%. Зимой моховой покров существенно не влияет на промерзание и охлаждение грунта, так как коэффициент теплопроводности мха в зимний период соответствует коэффициенту теплопроводности снега плотностью более 400 кг/м³. Результаты математического моделирования и численных экспериментов показали, что при существующих метеорологических условиях и отсутствии мохового покрова возможно образование талика.

На температурный режим и глубину протаивания многолетнемерзлых грунтов влияют как внешние факторы — метеопараметры и снежный покров, так и внутренние — влажность и теплофизические свойства этих грунтов. Задачи настоящего исследования — проанализировать изменчивость метеорологических условий (по данным метеостанции Баренцбург) и характеристик поверхностных покровов, а также оценить возможные вариации глубин промерзания и протаивания на архипелаге Шпицберген. Выполненные работы показали, что при отсутствии мохового покрова и наличии почти двухметрового слоя снега при существующем климатическом режиме температура грунта на глубине 1 м не опускается ниже –1,5 °С. При такой небольшой отрицательной температуре грунта даже в случае незначительных климатических изменений возможны образование таликов, снижение прочности грунта и потеря его устойчивости на склоне, что, в свою очередь, будет способствовать формированию оползней.

Динамика метеорологических параметров

Климатические условия на архипелаге Шпицберген характеризуются относительно небольшими колебаниями положительной температуры воздуха и частыми и существенными колебаниями отрицательной температуры. Для анализа динамики температуры воздуха по каждому году наблюдений была определена сумма положительных и отрицательных температур воздуха. По этим значениям устанавливалась среднесуточная температура

воздуха за периоды с положительной (четыре месяца) и отрицательной (восемь месяцев) температурой. Вклад положительных температур воздуха из-за оттепелей в холодное время года в сумму положительных температур составляет несколько процентов. Обработка данных по метеостанции Баренцбург позволила установить, что за 27-летний период (1985–2011 гг.) тренды описываются следующими зависимостями (рис. 1):

для положительной температуры —

$$T_{th} = 0,0215x - 38,723; R^2 = 0,1032;$$

для отрицательной температуры —

$$T_f = 0,0926x - 193,86; R^2 = 0,1583,$$

где T_{th} и T_f — соответственно средняя температура воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой воздуха, °С; x изменяется от 1985 до 2011 г.; R — коэффициент корреляции.

Тренды положительной и отрицательной температуры воздуха за 2002–2011 гг. описываются следующими зависимостями (x изменяется от 2002 до 2011 г.):

$$T_{th} = -0,0297x + 63,976; R^2 = 0,0319;$$

$$T_f = 0,2021x - 413,49; R^2 = 0,1633.$$

Тренды средней положительной температуры воздуха показывают, что за последние 27 лет (1985–2011 гг.) рост температуры составил 0,58 °С, тогда как за последние десять лет (2002–2011 гг.) она понизилась на 0,3 °С. Рост средней отрицательной температуры воздуха (согласно трендам) за указанные периоды составляет 2,5 и 2,0 °С соответственно. Средняя положительная температура воз-

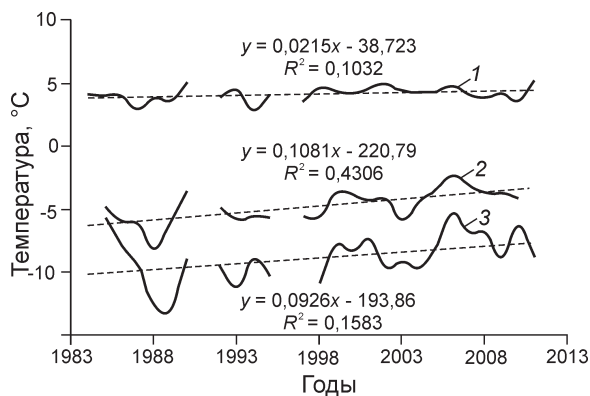


Рис. 1. Средняя температура воздуха за периоды: 1 – с положительной температурой воздуха; 2 – за год; 3 – с отрицательной температурой воздуха

Fig. 1. Average air temperature for the periods: 1 – with positive air temperature; 2 – annual; 3 – with negative air temperature

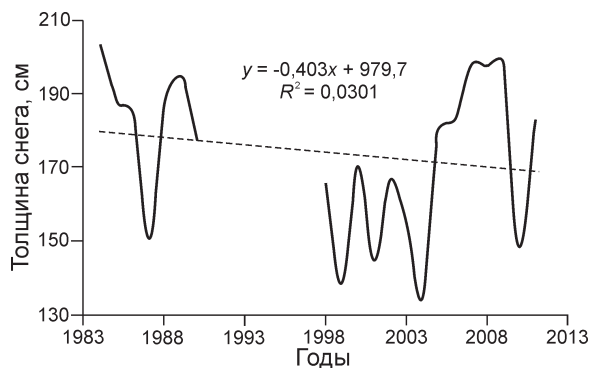


Рис. 2. Толщина снежного покрова (кривая) и тренд (пунктир)

Fig. 2. The thickness of snow cover (a curve) and the trend (dotted)

духа за 1992–2001 гг. равна – 4,1 °С, а отрицательная –9,3 °С; для 2002–2011 гг. эти величины соответственно равны 4,3 и –7,9 °С. Средняя положительная температура воздуха за 2002–2011 гг. имеет небольшой отрицательный тренд –0,03 °С/год, а средняя отрицательная температура воздуха растёт с интенсивностью 0,20 °С/год.

Тренд среднегодовой температуры воздуха на Западном Шпицбергене свидетельствует о её росте с 1985 по 2011 г. с интенсивностью 0,11 °С/год. Для сравнения отметим, что на территории России наиболее высокие тренды температуры воздуха (до 0,08 °С/год) характерны для южных районов Сибири, а наиболее низкие (менее 0,03 °С/год) – для европейского Севера России, а также севера Средней и Восточной Сибири [1]. Согласно работе [5], пределы роста температуры воздуха на европейском Севере России с 1965 по 2005 г. составляют 0,018–0,050 °С/год. В работе [6] в результате статистической обработки данных по 75 метеостанциям за 1965–2005 гг. получен тренд изменения среднегодовой температуры воздуха для европейского Севера России 0,026 °С/год. Сравнение с этими данными показывает,

Средняя температура воздуха с 2002 по 2011 г.

Годы	Средняя температура воздуха, °С		
	положительная	отрицательная	годовая
2002	5,0	–9,6	–4,1
2003	4,2	–9,1	–5,8
2004	4,2	–9,6	–4,4
2005	4,2	–8,1	–3,4
2006	4,8	–5,3	–2,3
2007	4,1	–6,9	–3,0
2008	3,8	–6,8	–3,8
2009	4,2	–8,8	–3,7
2010	3,6	–6,3	–4,1
2011	5,2	–8,9	–3,4
2001–2010	4,3	–7,8	–3,9

что тренд среднегодовой температуры воздуха на архипелаге Шпицберген в несколько раз больше по сравнению с районами европейского Севера России.

Средние значения температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурами воздуха и среднегодовое значение за последние 10 лет даны в таблице, из которой видно, что в 2010 г. было наиболее холодное лето за последние десять лет. При этом температура холодного периода была выше средней за 10 лет на 1,5 °С. В холодный период года происходят частые оттепели, которые способствуют увеличению плотности снежного покрова.

Линейный тренд толщины снежного покрова на метеостанции Баренцбург с 1984 по 2011 г. показывает её снижение на 0,4 см/год (рис. 2). В 2007–2009 гг., согласно материалам этой метеостанции, снежный покров достигал максимальной толщины, равной 2 м. Динамика толщины снежного покрова с 2002 г. по 2011 г. задаётся трендом $H_s = 2,9758x - 5796,2$; $R^2 = 0,1614$. Он показывает рост толщины снежного покрова за последние десять лет на 3 см/год. Сдвиг времени установления снежного покрова относительно перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 °С изменяется от 0 до 30 сут и составляет в среднем 11 сут.

Температура грунта по данным измерений

Считается, что субаэральные многолетнемёрзлые породы занимают на архипелаге Шпицберген около 40% площади. При этом геокриологические условия архипелага изучены недостаточно [2]. Сотрудники отдела гляциологии Института географии РАН на протяжении ряда лет проводят мониторинг температурного режима сезонноталого слоя и динамики его толщины на разных абсолютных высотах. Температуру талого грунта до уровня распространения многолетней мерзлоты измеряют в скважинах с шагом 20 см. Для пробивки скважин в грунте используют металлический щуп. После измерения температуры установившегося режима глубина скважины увеличивается. Ландшафт местности позволяет

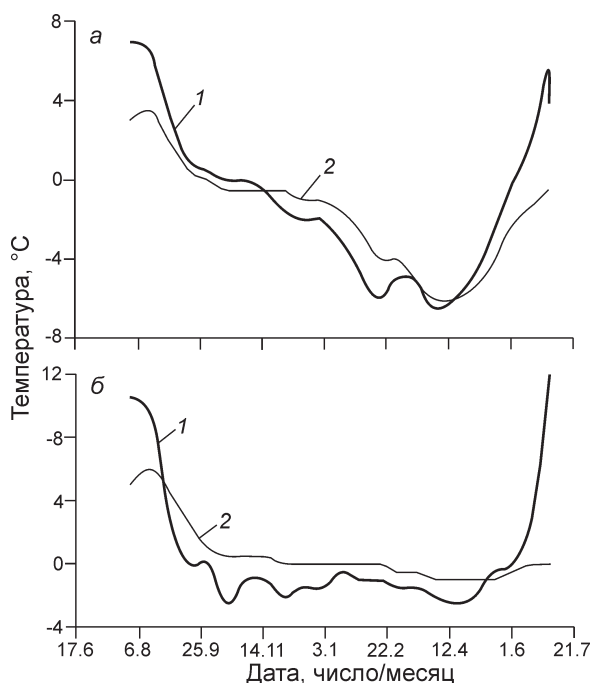


Рис. 3. Температура грунта зимой 2007–2008 гг. при максимальной толщине снежного покрова до 0,5 м (а) и 2 м (б) на глубине 0 м (1) и 1 м (2)

Fig. 3. Soil temperature in the winter of 2007–2008 with a maximum snow thickness up to 0.5 m (a) and 2 m (б) at depths of 0 m (1) and 1 m (2)

практически одновременно измерять температурный режим с перепадом высот от 70 до 360 м над ур. моря.

В конце летнего периода в случае похолоданий температурный режим в верхней части грунта становится неустойчивым, поэтому для получения трендов, показывающих глубину протаивания и уровень залегания многолетней мерзлоты, рассматривалась температура грунта на глубине более 0,5 м. Установлено, что на высотах 70 и 90 м над ур. моря глубина протаивания грунта достигает 2,7 и 1,6 м соответственно. Это обусловлено тем, что на высоте 70 м в месте измерений толщина плотного мха печёночника составляла 2–3 см и он не препятствовал протаиванию грунта. На высоте 90 м толщина мха была порядка 5 см и он был менее теплопроводен. Температура грунта на глубине 20 см в первой половине августа 2010 г. (высота 70 м над ур. моря) составляла 7 °С и изменялась практически линейно по глубине до 0 °С на верхней кровле многолетней мерзлоты. На высоте 90 м над ур. моря температура грунта на глубине 20 см была около 5 °С, что обусловлено, в частности, наличием мохового покрова.

Серия измерений температуры грунта выполнена с помощью термохрон, которые помещали на один год в грунт на глубину до 1 м. Запись температуры грунта велась с шагом 4 ч. Результаты измерений, выполненных на разных высотах над уровнем моря, показали, что при максимальной толщине снежного покрова 2 м

минимальная температура грунта на глубине 1 м составляет –1 °С (рис. 3, б), тогда как при толщине снега до 0,5 м температура достигает –6 °С (см. рис. 3, а). При этом температура поверхности грунта под двухметровым слоем снега в середине зимы не опускается ниже –1,8 °С (см. рис. 3).

Отметим, что границы сплошной (прерывистой) мерзлоты, привязанные к средней годовой температуре воздуха, для северо-востока Европейской территории России составляют –5 ÷ –6 °С (–3 ÷ –4 °С) [2]. На Западном Шпицбергене средняя годовая температура воздуха с 1985–2000 до 2001–2010 гг. повысилась с –5,3 до –3,9 °С. Такой рост температуры в дальнейшем приведёт к деградации многолетнемёрзлых пород и сокращению их площади. В настоящее время устойчивости многолетнемёрзлых пород на Шпицбергене способствуют невысокая положительная температура воздуха и отсутствие её роста. Важный фактор устойчивости этих образований – наличие мохового покрова.

Влияние мохового покрова на температурный режим грунта

Известно, что моховой покров сильно влияет на протаивание грунта. Так, по данным работы [5], на стационаре Марре-Сале отмечалось значительное (в несколько раз) снижение глубины сезонного протаивания грунта под мощным мохово-лишайниковым покровом. В условиях небольших положительных температур воздуха на Шпицбергене роль мохового покрова как теплоизолятора существенно возрастает. В середине лета температура грунта под покровом мха 10-сантиметровой толщины на 4 °С ниже, чем при его отсутствии. В конце лета покров мха препятствует охлаждению грунта. При отсутствии мха грунт охлаждается быстрее и разница в температуре грунта под покровом мха и без него снижается до 2 °С.

В результате похолодания понижается температура верхней части мохового покрова. Градиент температуры в верхней 5-сантиметровой части покрова при похолодании составляет 0,5 град/см, в нижней 4-сантиметровой части покрова – 0,2 град/см, в грунте – 0,01 град/см. При наличии мохового покрова толщиной 10 см температура грунта на глубине 20 см в течение суток не изменяется при амплитуде температуры мха на глубине 3 см, равной 5 °С. Однако при отсутствии мохового покрова наблюдается суточный ход температуры грунта на глубине 20 см.

Для определения влияния мохового покрова на толщину сезонного грунта были выполнены измерения в районе пос. Баренцбург. В середине августа на высоте 90 м над ур. моря тренд температуры грунта под покровом мха, толщиной 10 см, на глубинах от 85 до 113 см описывается зависимостью $T_{th} = -0,0357H + 5,0714$, °С (H – глубина, см). При $T_{th} = 0$ °С глубина протаивания составляет 141 см. В то же время на той же абсолютной высоте в 20 м от этой точки глубина протаивания грунта при отсутствии мохового покрова достигает 266 см

(тренд $T_{th} = -0,0315H + 8,391$). Разница в глубине протаивания грунта под моховым покровом и без него достигает 125 см. На высоте 90 м тренд температуры грунта при моховом покрове небольшой толщины (2–3 см) составляет $T_{th} = -0,0417H + 6,625$, а под моховым покровом толщиной 10 см – $T_{th} = -0,044H + 4,493$. Глубина протаивания грунта в этих случаях (при $T_{th} = 0$ °С) равна 159 и 102 см соответственно. Измерения показали разницу в температуре грунта под моховым покровом и при его отсутствии, равную 4 °С в середине тёплого времени года и 2 °С в конце этого периода.

Теплофизические параметры некоторых видов мха

Для исследования теплофизических свойств видов мха, наиболее распространённых на Западном Шпицбергене, мы измеряли температурный режим мохового покрова и грунта на специально выбранных площадках. Температура во мху *Hylocomium splendens var alascanum* на глубинах 4 и 7 см была равна 8,5 и 6,6 °С соответственно. Температура грунта под этим мхом на глубинах 21 и 31 см составляла 4,7 и 4,1 °С соответственно. Градиент температуры во мху и в грунте был равен 0,63 и 0,06 °С/см. Для мха *Sanionia uncinata* температура на глубинах 4 и 8 см составила 8,5 и 6,3 °С (градиент температуры в этом мху – 0,55 °С/см), а на глубинах 21 и 28 см – 4,8 и 4,3 °С, т.е. градиент температуры в грунте равен 0,07 °С/см.

Из равенства тепловых потоков на границе мох–грунт следует, что коэффициент теплопроводности обратно пропорционален температурному градиенту. Учитывая температурные градиенты во мху и грунте, получим, что коэффициент теплопроводности мха *H. splendens var alascanum* в 10,5 раз меньше по сравнению с грунтом, а мха *S. uncinata* – в 7,9 раз меньше. Экспериментальные исследования в верхнем 20-сантиметровом слое грунта показали значение коэффициента теплопроводности грунта влажностью 18% в 1,33 Вт/(м °С) согласно данным СНиП [7]. В соответствии с этим значения коэффициента теплопроводности мха *S. uncinata* и *H. splendens var alascanum* оказались равны 0,17 и 0,13 Вт/(м °С) соответственно. Большой коэффициент теплопроводности мха *S. uncinata*, возможно, связан с большим значением его плотности, чем у мха *H. splendens var alascanum* – 231 против 176 кг/м³.

Коэффициент теплопроводности влажного мха зависит от теплопроводности, а также доли объёмов воздуха, воды (льда в зимний период) и скелета мха. Для определения объёма и плотности скелета мха мы провели лабораторные измерения – коэффициент теплопроводности скелета мха устанавливали путём сравнения расчётных и измеренных значений теплопроводности мха. Получены следующие зависимости для определения коэффициента теплопроводности влажного мха *S. uncinata*:

в тёплый период – $\lambda_{\text{МВЛ}} = 0,0005w + 0,0946$;

в холодный период – $\lambda_{\text{МВЗ}} = 0,0023w + 0,0946$.

Зависимости для определения коэффициента теплопроводности мха *H. splendens var alascanum* таковы:

в тёплый период – $\lambda_{\text{МВЛ}} = 0,0003w + 0,0645$;

в холодный период – $\lambda_{\text{МВЗ}} = 0,0014w + 0,0645$.

В зимний период моховой покров вместе со снегом служит дополнительным теплоизолятором. Сравнение значения коэффициента теплопроводности мха и коэффициента эффективной теплопроводности снега [3] показывает, что зимой моховой покров влажностью 150–400% имеет коэффициент теплопроводности, соответствующий плотности снега более 400 кг/м³, и существенно не препятствует промерзанию и охлаждению грунта.

Математическое моделирование

Для расчётов использована математическая модель протаивания и промерзания грунтов с учётом изменчивости параметров снежного покрова [3, 4, 8, 9]. При математическом моделировании деформация грунта и миграция влаги не учитывались. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывали по уравнению теплопроводности с учётом зависимости теплоёмкости и теплопроводности грунта от температуры и суммарной влажности. Движение границ мёрзлого и талого грунта определяли из условия Стефана. На верхней границе грунта (снежный покров) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла.

Исходные данные и формулы. Выполнены две серии модельных расчётов. В первой серии в расчётах участвовали средние положительные и отрицательные значения температуры воздуха за 2001–2010 гг. при толщине снега от 0,3 до 2,0 м при наличии и отсутствии мохового покрова. Различия в толщине снежного покрова обусловлены ветровым переносом. Температура грунта принималась равной –4 °С. Во второй серии расчётов применялись тренды температуры воздуха и толщины снежного покрова за 2000–2009 гг. Начальное распределение температуры принято –5 ÷ –6 °С на глубинах от 0 до 10 м и –6 ÷ –4 °С на глубинах от 10 до 100 м. Для получения квазиустановившегося режима температуры нижних слоёв грунта выполнены предварительные модельные расчёты за пятилетний период при климатических параметрах за 2000 г. При расчётах приняты следующие значения: параметры супеси взяты при плотности 1400 кг/м³; толщина мёрзлой горной породы – 100 м; суммарная влажность/льдиность горной породы постоянно по глубине и равна 20 и 25%; количество незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зоны – 7%; величина геотермического градиента – 0,05 °С/м. Теплоёмкость и коэффициент теплопроводности талого и мёрзлого грунтов с учётом влажности вычисляли по зависимостям, полученным аппроксимацией эмпирических данных [7].

Начальную температуру мёрзлой толщи определяли по результатам предварительных калибровочных расчётов. Температуру воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурами рассчитывали по синусоидальным зависимостям. Максимальные и минимальные значения температуры воздуха в этих зависи-

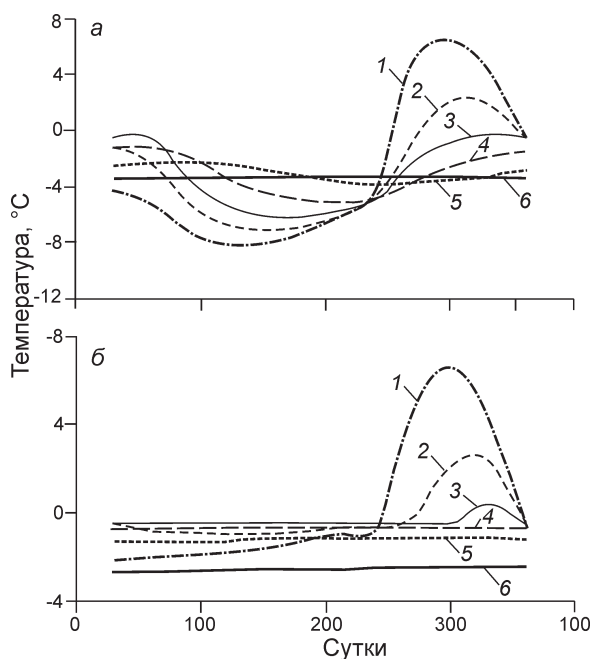


Рис. 4. Температура грунта влажностью 20% при максимальной толщине снежного покрова 0,3 м (а) и 2 м (б) на третий год на глубинах, м:

1 – 0; 2 – 0,5; 3 – 1; 4 – 2; 5 – 4; 6 – 10; начало расчёта совпадает с началом периода года с отрицательными температурами

Fig. 4. The temperature of the soil (moisture content is 20%) at the maximum snow thickness 0.3 m (a) and 2 m (б) for the third year in the depths, m:

1 – 0; 2 – 0.5; 3 – 1; 4 – 2; 5 – 4; 6 – 10; beginning of calculation coincides with the beginning of the period with negative temperatures

местях определяли по формуле $T = T_a \pi / 2$ (T_a – средняя температура воздуха за периоды с положительной T_{th} или отрицательной T_f температурой воздуха). Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха, скорость ветра – 7 м/с, влажность воздуха – 70%, облачность – 0,6. Рост толщины снежного покрова в течение холодного периода учитывался по линейной зависимости. Плотность снежного покрова с учётом частых оттепелей принята равной 300 кг/м³.

Коэффициент эффективной теплопроводности снега рассчитывали в зависимости от его плотности по формуле [3]

$$\lambda_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2, \text{ Вт/(м К)},$$

полученной путём обработки более 20 известных в литературе эмпирических зависимостей. При расчётах шаг по времени варьировал от 1 ч (на момент образования нового фазового слоя) до 1 сут (при толщине вновь образованного слоя более 2 см). Каждый фазовый слой грунта разбивали на 20 промежутков. Численное решение системы уравнений [8], описывающей теплообмен в системе атмосфера–снежный покров–мёрзлая порода, выполняли методом конечных разностей с применением неявной разностной схемы для нелинейных задач теплопроводности с переменными коэффициентами.

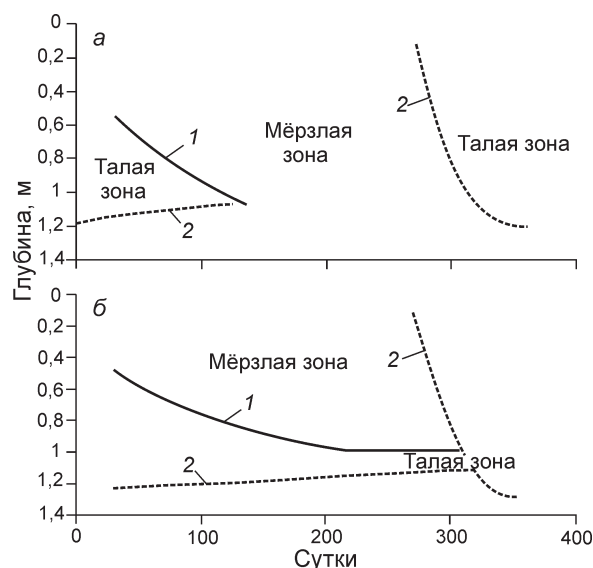


Рис. 5. Динамика фронта промерзания (1) и протаивания (2) грунта влажностью 20% (а) и 25% (б) при максимальной толщине снежного покрова 2 м

Fig. 5. The dynamics of the freezing front (1) and thawing front (2) (soil moisture content is 20% (a) and 25% (б) with maximum snow thickness of 2 m

На каждом временном шаге рассчитывали рост толщины снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. Новый фазовый слой формируется при переходе температуры поверхности грунта через значение температуры замерзания [8].

Результаты расчётов. Температура поверхности грунта влажностью 20% под двухметровым слоем снега на третий год от начала расчёта (при фиксированных значениях внешних параметров и без мохового покрова) не опускается ниже $-2,6$ °С (рис. 4). Время смыкания промерзающего талого слоя с верхней кровлей многолетнемёрзлых пород составляет 130 сут и происходит на глубине 1,04 м при глубине протаивания в конце периода с положительными температурами, равной 1,18 м (рис. 5). При этом температура грунта на глубине 10 м постепенно повышается от -3 до $-2,5$ °С. Поэтому, если годы с такой толщиной снега будут повторяться часто, то это приведёт к повышению температуры многолетнемёрзлых пород и формированию талика. Например, на шестой год от начала расчёта глубина протаивания грунта составляет 1,48 м. Отметим, что во второй половине XX в. температура многолетнемёрзлых пород на Западном Шпицбергене на глубине до 100 м составляла $-3 \div -3,5$ °С на высоте до 500 м над ур. моря [2].

При толщине снежного покрова 0,3 м время смыкания промерзающего слоя грунта и верхней кровли мерзлоты составляет 49 сут и происходит на глубине 0,96 м. В этом случае глубина протаивания грунта в

конце летнего периода составляет 1,1 м. На глубине 1 м температура грунта достигает $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 4). По данным измерений термохронами температура на этой глубине достигает $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 3), что соответствует расчётам при толщине снежного покрова 0,5 м.

При толщине снежного покрова 2 м рост влажности грунта с 20 до 25% вызывает увеличение глубины протаивания грунта с 1,19 до 1,31 м, так как снижается его выхолаживание в холодный период и формируется талик (см. рис. 5). Однако после образования талика скорость его роста замедляется при увеличении влажности.

Расчёты с использованием тренда температур. При расчётах использовался тренд максимальной толщины снежного покрова $H_s = (3,0727x - 5990)/100$. Тренды средней положительной и отрицательной температуры воздуха соответственно равны:

$$T_{th} = -0,1961x - 400,94;$$

$$T_f = -0,0505x + 105,5.$$

Полученные результаты показали: если в начале расчёта глубина протаивания грунта (при отсутствии мохового покрова) составила около 1,2 м, то затем, в течение последующих 10 лет, она увеличилась до 2,1 м. При этом глубина промерзания под двухметровым слоем снега уменьшалась с 1,1 до 0,9 м. Глубина протаивания грунта резко уменьшается при наличии мохового покрова: так, под 3-сантиметровым слоем мха *H. splendens var alaskanum* (влажность 150%) глубина протаивания грунта составляет около 0,8 м. В случае мха *S. uncinata* глубина протаивания грунта увеличивается ещё на 20 см, а при росте влажности мха с 100 до 200% она возрастает на 17%. Наличие мохового покрова препятствует формированию талика. Таким образом, применение в расчётах теплофизических параметров разных видов мха позволяет точнее прогнозировать реакцию многолетнемерзлых пород на климатические изменения и разрабатывать мероприятия по снижению их отрицательных последствий.

Заключение

При исследовании изменчивости метеопараметров на архипелаге Шпицберген установлено, что в последнее десятилетие происходит незначительное понижение положительных температур воздуха летом и более существенный рост отрицательных температур зимой, при этом сохраняется тенденция роста максимальной толщины снежного покрова и как результат ухудшаются условия промерзания грунта. Росту температуры грунта в летний период препятствует моховой покров, который служит естественным теплоизолятором. Зимой моховой покров влажностью 150–400% имеет коэффициент теплопроводности, соответствующий плотности снега более 400 кг/м^3 , и существенно не препятствует промерзанию и охлаждению грунта. Результаты математического моделирования и численных экспериментов показали, что при возможных значениях метеопараметров и отсутствии мохового покрова вероятно образование талика.

рамметров и отсутствии мохового покрова вероятно образование талика.

Исследование выполнено в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг.

Литература

1. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых пород при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 33–36.
2. Основы геофизиологии: Ч. 3. Региональная и историческая геофизиология мира / Под. ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1998. 575 с.
3. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А. К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 1. С. 3–10.
4. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 4. С. 40–46.
5. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 230 с.
6. Павлов А.В., Перлыштейн Г.З., Тупенко Г.С. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 3–12.
7. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
8. Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
9. 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.

Summary

According to the meteorological station Barentsburg the average positive temperature of air on West Spitsbergen for the period of 1985–2011 years grows by $0.02\text{ }^{\circ}\text{C/year}$, and for the period of 2002–2011 it is reduced on $0.03\text{ }^{\circ}\text{C/year}$. The average negative temperature of air for these periods grows with intensity $0.09\text{ }^{\circ}\text{C/year}$ and $0.20\text{ }^{\circ}\text{C/year}$, accordingly. Tendency of the growth of the snow cover maximal thickness is kept. During 2007–2009 the maximal thickness of snow cover reached 2 m. As a result of it deterioration of soil conditions is freezing. The temperature of soil on the depth of 1 m reaches $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ for maximal snow thickness of 0.5 m and it reaches $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ for snow thickness of 2 m. During the summer period the growth of soil temperature is interfered by the moss cover. The depth of thawed soil is reduced more than 80% for a moss thickness 10 cm. In winter, the moss is not an essential obstacle for soil freezing and cooling. The moss heat conductivity coefficient in winter corresponds to the snow heat conductivity coefficient for density 400 kg/m^3 . Results of mathematical modelling and calculations are showed that at real meteorological parameters and absence of the moss cover talik can formed.