

ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА УСТОЙЧИВОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Н.И. Осокин, А.В. Сосновский

*Институт географии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Выполнен анализ материалов маршрутных снегосъемок. Представлены карты пространственной и временной изменчивости термического сопротивления снежного покрова на территории России. За период 2001–2010 гг. определена внутригодовая динамика термического сопротивления снежного покрова в России. Проведено сравнение средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. и сумм отрицательных температур воздуха за те же периоды. Выявлено влияние термического сопротивления снежного покрова на термическую устойчивость многолетнемерзлых пород. Определены районы с благоприятными и неблагоприятными условиями для сохранения многолетнемерзлых пород.

Климатические изменения, многолетнемерзлые породы, снежный покров, температура воздуха, термическое сопротивление

INFLUENCE OF SNOW COVER THERMAL RESISTANCE ON PERMAFROST STABILITY

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy

*Institute of Geography, RAS,
19017, Moscow, Staromonetny per., 29, Russia; alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Spatial and temporal, including annual, variations in thermal resistance of snow cover on the territory of Russia for the period from 2001 to 2010 have been studied and mapped on the base of snow survey data. Long-term mean values of snow cover thermal resistance and freezing indexes for this period have been compared with the respective values for 1966–2000. Influence of the thermal resistance of snow cover on the thermal stability of permafrost has been revealed and areas with favorable and unfavorable conditions for permafrost preservation have been identified.

Climate change, permafrost, snow cover, air temperature, thermal resistance

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является важным звеном теплообмена системы “атмосфера – поверхностные покровы – подстилающие породы”. Он оказывает влияние на промерзание грунта и термическое состояние верхних горизонтов многолетнемерзлых пород (ММП) [Осокин и др., 2000; Шерстюков, 2008; Park et al., 2015]. Известно, что в ряде районов распространения ММП изменение параметров снежного покрова компенсирует климатические температурные изменения [Израэль и др., 2002; Павлов, 2008]. При этом на термический режим грунта влияет не только высота снежного покрова, но и динамика снегонакопления [Павлов, 2008]. Так, межгодовые изменения отрицательной температуры воздуха и снегонакопления могут приводить к различию в глубине промерзания деятельного слоя более чем на 50 % [Осокин, Сосновский, 2015].

Снежный покров оказывает влияние на термический режим многолетнемерзлых пород и его устойчивость. Понятие устойчивости примени-

тельно к геосистемам и, в частности, криогеосистемам рассмотрено в работе [Геоэкология..., 1992]. При этом приводятся различные близкие определения понятия устойчивости геосистем разных авторов, такие как постоянство характеристик системы во времени, способность геосистем не изменяться под внешней нагрузкой, способность восстанавливать нарушения структуры, вызванные естественными и антропогенными изменениями, и ряд других. Для оценки устойчивости криогеосистем применяются разные количественные показатели, основанные на изменении как температуры воздуха и почвы, так и тепловых потоков, и вводится термин энергетической устойчивости криогеосистем, под которой понимается состояние установившегося равновесия между летним поступлением тепла в грунт и зимней теплоотдачей из него.

Для ММП понятие устойчивости в основном применялось для оценки механической устойчивости, знание которой необходимо при промыш-

ленном освоении территорий, в частности, для оценки глубины заложения свай фундаментов. Физико-механические и прочностные характеристики ММП зависят от их температурного режима. Поэтому при климатических изменениях актуален вопрос об оценке термического состояния ММП и термической устойчивости ММП.

В работах [Павлов, Малкова, 2009; Малкова и др., 2011] в качестве одного из критериев термической устойчивости мерзлых толщ и их чувствительности к изменениям климата был предложен безразмерный коэффициент, равный отношению трендов среднегодовой температуры грунтов и воздуха. На основе анализа пространственной изменчивости этого коэффициента делается вывод о высокой, средней или слабой устойчивости мерзлых толщ. Одним из факторов пространственной изменчивости устойчивости мерзлых толщ является снежный покров. В работе [Скачков, 2008] отмечается, что на юге Якутии сохранилась высокая термическая устойчивость ММП, несмотря на сильное потепление климата. Это объясняется большой изменчивостью толщины снега и его доминирующей ролью в формировании среднегодовых температур грунтов.

На температурный режим верхних горизонтов ММП оказывают влияние как климатические условия, так и теплофизические параметры грунта и поверхностных покровов. Изменчивость климатических характеристик, таких как положительная и отрицательная температура воздуха, а также параметры снежного покрова, оказывает преобладающее воздействие на термическую устойчивость мерзлой толщи при относительно стабильных параметрах грунта в конкретной точке. Поэтому направленность изменения термического состояния ММП и их термическая устойчивость будут зависеть от соотношения теплозащитных свойств снежного покрова и температуры воздуха. При этом отрицательные температуры воздуха вносят основной вклад в изменение среднегодовой температуры воздуха в районах распространения ММП [Павлов, 2008].

При снижении теплозащитной способности снежного покрова увеличивается теплообмен между холодным воздухом и ММП. Если скорость снижения теплозащитной способности снежного покрова превышает скорость роста отрицательных температур воздуха, то можно говорить о благоприятных условиях для сохранения ММП и их термической устойчивости. И, наоборот, при преобладающем росте теплозащитной способности снежного покрова возможен рост температуры ММП и неблагоприятные условия для термической устойчивости ММП.

Теплозащитные свойства снежного покрова влияют на величину теплового потока в системе "приземный слой атмосферы – ММП". Тепловой

поток q через снежный покров рассчитывается по формуле [Павлов, 1979]

$$q = \lambda_s \partial T / \partial x,$$

где T – температура снега; λ_s – коэффициент эффективной теплопроводности снега; x – координата по глубине снежной толщи.

При квазистационарном распределении температуры в снежной толще и приблизительном равенстве температур поверхности снега и воздуха можно записать тепловой поток в виде

$$q \approx (T_a - T_g) / R_s,$$

где T_a , T_g – температура воздуха и поверхности грунта соответственно, °C; $R_s = h_s / \lambda_s$; h_s – высота снежного покрова.

При температуре воздуха -10 °C абсолютные значения температуры поверхности грунта под снежным покровом (T_g , °C) толщиной 30–80 см в 5–10 раз ниже температуры воздуха (T_a , °C) [Шмакин и др., 2013]. Тогда температуру поверхности грунта можно записать в виде

$$T_g = k T_a,$$

где $k = 0.1–0.2$,

и тепловой поток – в виде

$$q \approx (1 - k) T_a / R_s.$$

Из последней зависимости видно, что тепловой поток прямо пропорционален температуре воздуха и обратно пропорционален величине $R_s = h_s / \lambda_s$. Величина R_s , равная отношению высоты снежного покрова (h_s) к коэффициенту эффективной теплопроводности снега (λ_s), называется термическим сопротивлением снежного покрова и определяет его теплозащитные свойства [Балобаев, 1991; Геоэкология..., 1992]. Расчеты показали, что влияние на промерзание грунта величины R_s сравнимо с влиянием средней температуры холодного периода [Осокин и др., 2013а]. При этом изменение средней температуры холодного периода в несколько раз меньше, чем возможная межгодовая и ландшафтная изменчивость R_s .

Сравнение пространственной и временной изменчивости величины R_s с динамикой сумм отрицательных температур воздуха позволит оценить термическую устойчивость ММП при климатических изменениях.

Цель работы – оценить термическую устойчивость многолетнемерзлых пород путем сравнения пространственной и временной изменчивости термического сопротивления снежного покрова и сумм отрицательных температур воздуха.

ТЕРМИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ТЕПЛОФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ГРУНТА

Термическое сопротивление снежного покрова (R_s) зависит от значений коэффициента эффек-

тивной теплопроводности снега (λ_s). Причем выбор соответствующих зависимостей коэффициента эффективной теплопроводности для разных типов снега представляет определенную проблему. Рассчитывается λ_s , как правило, по средней плотности снега (ρ_s). Однако текстурные и структурные особенности снежной толщи могут приводить к изменению среднего значения коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова [Осокин и др., 2013б, 2014б]. Для оценки коэффициента эффективной теплопроводности снега λ_s [Вт/(м·К)] будем использовать упрощенную формулу А.В. Павлова [2008]

$$\lambda_s = \kappa \rho_s, \quad (1)$$

где ρ_s – плотность снега, кг/м³; $\kappa = 10^{-3}$ – коэффициент размерности. Эту формулу автор рекомендует применять при температуре снега $-10...-20$ °С. При более высоких или более низких температурах снега значения λ_s следует увеличивать или уменьшать на 0.04 Вт/(м·К) соответственно.

Используя зависимость (1) при высоте снежного покрова $h_s = 0.50$ м и плотности снега $\rho_s = 200$ кг/м³, получим значение $R_s = 2.5$ м²·К/Вт. Аналогичная теплоизоляционная способность снежного покрова будет при $h_s = 1.0$ м и плотности снега 400 кг/м³.

В работе [Геоэкология..., 1992] на основе анализа тепловых потоков дана оценка влияния термического сопротивления снежного покрова R_s на

энергетическую устойчивость мерзлых пород. Так, изменение величины R_s от 0.86 до 1.72 м²·К/Вт приводит к уменьшению затрат тепла на протаивание (на повышение температуры на подошве сезонноталого слоя до 0 °С) на севере Ямала в 1.3–1.7 раза, на севере Гыданского п-ова в 1.4–1.6 раза и в лесотундре Западной Сибири в 1.1–1.4 раза. При возрастании R_s от 1.72 до 3.44 м²·К/Вт глубина протаивания в суглинках на севере Ямала и Гыдана увеличивается от 0.52–1.20 до 0.95–1.65 м.

Влияние термического сопротивления снежного покрова на температуру грунта на глубине 320 см при климатических изменениях за период с 1966 по 2010 г. рассмотрим на примере метеостанции Верхоянск (код международной классификации № 24266; 67°34' с.ш., 133°24' в.д.). Сумма суточных положительных температур воздуха (T_p) на этой станции растет на 5 °С в год (тренд: $\Sigma T_p = 5.2954y - 9092.1$; коэффициент корреляции $R^2 = 0.2078$, где y – год из диапазона 1966–2010), что составляет в среднем 0.4 % за год (рис. 1, а). Сумма отрицательных суточных температур (T_n) воздуха имеет тенденцию к росту на 9 °С в год ($\Sigma T_n = 9.4449y - 25\,541$; $R^2 = 0.1369$), что составляет в среднем 0.1 % за год. При этом минимальная температура грунта на глубине 320 см (см. рис. 1, б) практически не изменяется – снижение на 0.003 °С в год, или на 0.03 % за год (тренд: $T_g = -0.0033y - 5.9$; $R^2 = 0.0021$). Это обусловлено

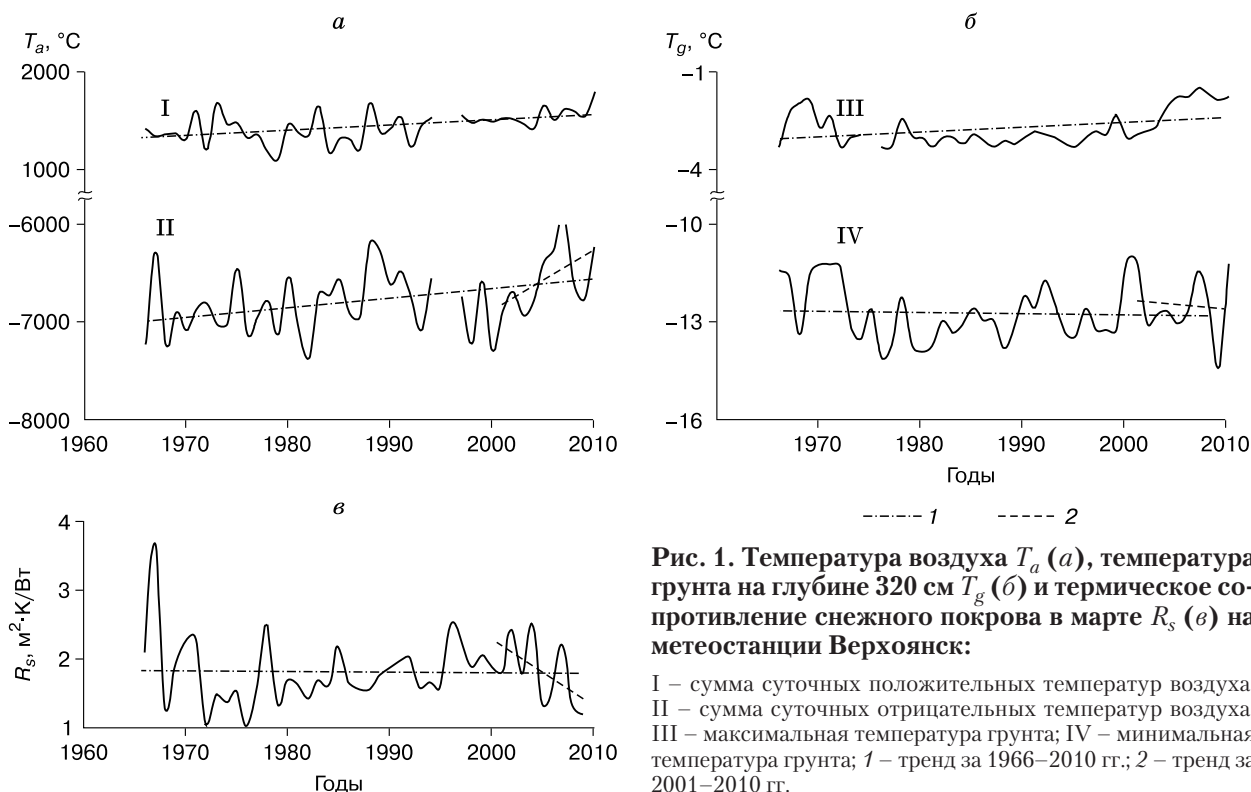


Рис. 1. Температура воздуха T_a (а), температура грунта на глубине 320 см T_g (б) и термическое сопротивление снежного покрова в марте R_s (в) на метеостанции Верхоянск:

I – сумма суточных положительных температур воздуха; II – сумма суточных отрицательных температур воздуха; III – максимальная температура грунта; IV – минимальная температура грунта; 1 – тренд за 1966–2010 гг.; 2 – тренд за 2001–2010 гг.

небольшими изменениями суммы отрицательных суточных температур воздуха и термического сопротивления снежного покрова (см. рис. 1, в). За период 1966–2010 гг. величина R_s изменяется на 0.05 % за год (тренд: $R_s = 0.0009y + 0.0446$; $R^2 = 0.0005$). Другая ситуация наблюдается с 2001 по 2010 г. Скорость роста суммы отрицательных температур воздуха существенно увеличилась и составила 59 °С в год, или 0.9 % за год (тренд: $\Sigma T_{an} = 58.658y - 124\ 190$; $R^2 = 0.2831$). Однако при этом минимальная температура грунта на глубине 320 см не только не увеличивается, а снижается со скоростью 0.03 °С в год (тренд: $T_g = -0.0309y + 49.678$; $R^2 = 0.0078$), что составляет 0.26 % за год. Это вызвано значительным снижением термического сопротивления снежного покрова на 5.5 % за год (тренд: $R_s = -0.0985y + 199.3$; $R^2 = 0.2829$).

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Динамика термического сопротивления снежного покрова определяется изменением его высоты и плотности. В первые месяцы холодного периода величина R_s растет. Однако во второй половине зимы для ряда районов эти изменения могут быть небольшими [Балобаев, 1991; Осокин и др., 2014], так как рост R_s за счет увеличения высоты снежного покрова может компенсироваться увеличением его плотности.

При анализе климатических условий холодного периода и параметров снежного покрова на территории России использовались средние многолетние данные. Были выбраны все метеостанции с маршрутными снегосъемками, расположенные севернее 60° с.ш., представленные на сайте ВНИИГМИ–МЦД [2013]. Данные по высоте снежного покрова по маршрутным снегосъемкам на сайте приведены с 1966 г. Были использованы данные метеостанций, расположенных на высотах до 300 м, а также восьми метеостанций на высотах 400–700 м и одной на высоте 1315 м. Выбрано 77 метеостанций со снегосъемкой в лесу и 83 метеостанции со снегосъемкой в поле. После исключения из общего числа 24 метеостанций, где выполнялись снегосъемки как в лесу, так и в поле, для анализа изменчивости толщины и плотности снежного покрова осталось 112 метеостанций.

В работе [Осокин, Сосновский, 2014] представлены карты распределения высоты и плотности снежного покрова на территории России и их средние многолетние значения в ноябре, январе и марте за период 2001–2010 гг. Максимальная высота снежного покрова в конце холодного периода (апрель–май) в среднем на 5–15 см больше, чем в марте. Наибольшая плотность снега в марте приходится на северные и южные районы европейской территории России (ЕТР), где ее значение

достигает 0.30 г/см³ [Осокин, Сосновский, 2014]. Прирост плотности снега в марте по отношению к январю на большей части территории России составляет приблизительно 10 %. В районах Западной Сибири плотность снега достигает 0.25 г/см³ и снижается до 0.18 и 0.16 г/см³ в Якутии и Забайкалье соответственно.

Значения высоты и плотности снежного покрова в марте по данным снегосъемок на метеостанциях осреднялись за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. и сравнивались между собой. Указанные временные интервалы выбраны потому, что в период 2000–2010 гг. для многих регионов характерны аномально высокие среднегодовые температуры воздуха [Малкова и др., 2011]. В этой же работе для выявления региональных особенностей скорости потепления климата были рассчитаны тренды среднегодовой температуры воздуха за 1965–2000 и 2000–2010 гг., что позволило проследить современные тенденции изменения климата. Сравнение средних многолетних значений высоты снежного покрова за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. показало, что в 2001–2010 гг. в марте произошло увеличение высоты снежного покрова на 40 % на севере Тюменской области и в ряде районов юга ЕТР и Западной Сибири [Осокин, Сосновский, 2014]. На севере Якутии и в районах восточнее р. Лена, а также в центральных районах Западной Сибири отмечено уменьшение высоты снега на величину до 15 %. При этом в данных районах произошло снижение средних многолетних значений плотности снега на 5–15 %. Рост средних многолетних значений плотности снежного покрова в марте за период 2001–2010 гг. по сравнению с 1966–2000 гг. достигает 10 % на севере Западной Сибири. Неоднородные пространственные изменения средних многолетних значений высоты и плотности снежного покрова за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. приводят к неоднородным пространственным изменениям термических условий существования многолетних и сезонномерзлых грунтов на территории России.

При расчетах коэффициента эффективной теплопроводности снега по формуле (1) и термического сопротивления снежного покрова не учитывался температурный режим снежного покрова. По каждой метеостанции рассчитывалось среднее многолетнее значение термического сопротивления снежного покрова R_s в январе и марте за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. Это позволило оценить динамику изменения R_s , которая является важной характеристикой теплоизоляционной способности снежного покрова. Кроме того, для пяти метеостанций рассчитывалось среднее многолетнее значение термического сопротивления снежного покрова R_s с октября по март за период 2001–2010 гг.

На рис. 2 представлен пример изменения средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова с октября по март за период 2001–2010 гг. для ряда метеостанций юга Сибири: Богучаны – код международной классификации № 29282, расположение – 58°23' с.ш., 97°27' в.д.; Колпашево – № 29231, 58°18' с.ш., 82°53' в.д.; Баргузин – № 30636, 53°37' с.ш., 109°38' в.д.; Могоча – № 30673, 53°45' с.ш., 119°44' в.д.; Красноярск – № 29570, 56°02' с.ш., 92°45' в.д. На рис. 2 видно, что с октября по декабрь–январь происходит рост термического сопротивления снежного покрова. В январе–марте изменения величины R_s в основном не превышают 10 %.

Для оценки динамики величины R_s на территории России построена карта изменения средних многолетних значений R_s , рассчитанных за январь, к средним многолетним значениям за март в период 2001–2010 гг. (рис. 3, а). Видно, что на 80–90 % территории Сибири различие средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова в марте и январе не превышает $\pm 10\%$. Причем такая тенденция сохраняется и в лесу, и в поле. Так, практически на всей территории Сибири, за исключением Забайкалья и среднего течения р. Колыма, преобладает цветовой диапазон в интервале 1.05–0.90 по цветовой шкале (см. рис. 3, а). Для этих районов характер изменения термического сопротивления снежного покрова близок к его изменению за январь–март, приведенному на рис. 2. В центральной и западной частях ЕТР (где наблюдается сезонное промерзание почв) значение R_s в марте на 15–25 % больше, чем в январе, тогда как на юге ЕТР и юге Западной Сибири может быть обратная зависимость, обусловленная ростом плотности снега в марте. На 75–80 % территории Сибири отношение высоты снежного покрова за январь к его максимальному значению превышает 70 % [Осокин, Сосновский, 2014]. При этом с ростом высоты снежного покрова продолжается увеличение его плотности [ВНИИГМИ–МЦД, 2013]. Это приводит к тому, что во второй половине зимы изменения термического сопротивления снежного покрова, как правило, небольшие [Балобаев, 1991], и величина R_s может служить комплексным теплофизическим параметром снежного покрова, характеризующим его теплоизоляционную способность в конкретном регионе.

Результаты расчетов средних многолетних значений R_s за период 2001–2010 гг. на территории России в марте представлены на рис. 3, б. Диапазон изменения термического сопротивления снежного покрова в марте, по данным маршрутных снегосъемок в лесу и поле за период 2001–2010 гг., составляет 0.7–5.0 и 0.3–3.3 м²·К/Вт со-

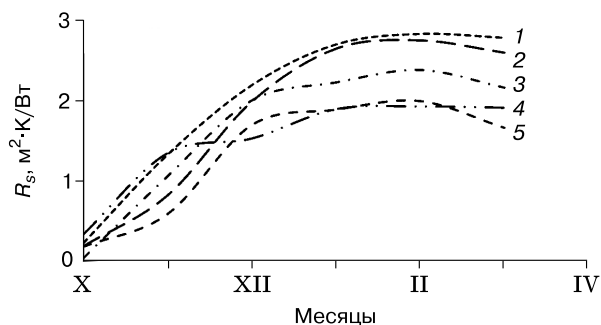


Рис. 2. Среднее многолетнее значение термического сопротивления снежного покрова (R_s) с октября по март за период 2001–2010 гг. для метеостанций:

1 – Богучаны; 2 – Колпашево; 3 – Баргузин; 4 – Могоча; 5 – Красноярск.

ответственно, что обусловлено большей высотой снежного покрова и меньшей плотностью в лесу по сравнению с полем. Наибольшие значения R_s по данным маршрутных снегосъемок в лесу, приходится на бассейны среднего и нижнего течения р. Енисей и север ЕТР. Наибольшие значения R_s по данным маршрутных снегосъемок в поле, относятся к центральной части ЕТР, среднему и верхнему течениям Енисея и Лены.

Изменение средних многолетних значений высоты и плотности снежного покрова в марте за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. приводит к изменению термического сопротивления снежного покрова за эти периоды. На рис. 3, в представлено изменение (в долях единицы) средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова R_s в марте за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг.

Так, рост средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова R_s в марте за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. составляет 10–40 % на юге, западе и северо-востоке ЕТР, в Республике Коми, на севере Западной Сибири, юге Сибири и Дальнего Востока. Изменения величины R_s на $\pm 5\%$ отмечаются в центральной части ЕТР, северо-западе Якутии и северо-востоке Красноярского края. Снижение R_s на 5–15 % отмечено в центральной, восточной и северо-восточной частях Якутии (в междуречье Лены и Колымы), в среднем и нижнем течении р. Вилюй, Чукотском автономном округе, среднем течении р. Енисей, на юго-востоке Тюменской области и в центральной части Красноярского края.

ТЕРМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Как показано выше, влияние климатических изменений на температуру ММП и их термиче-

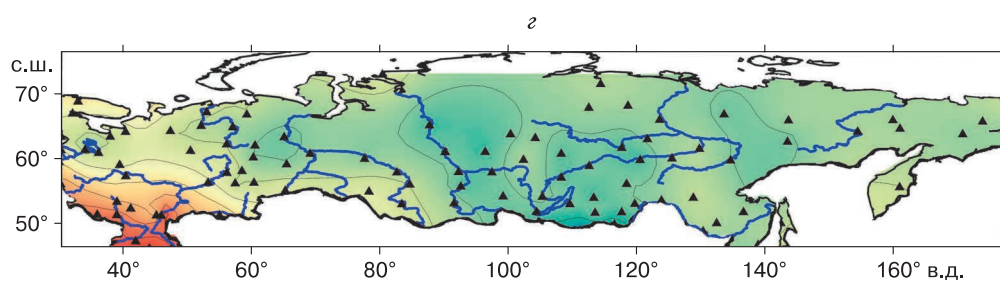
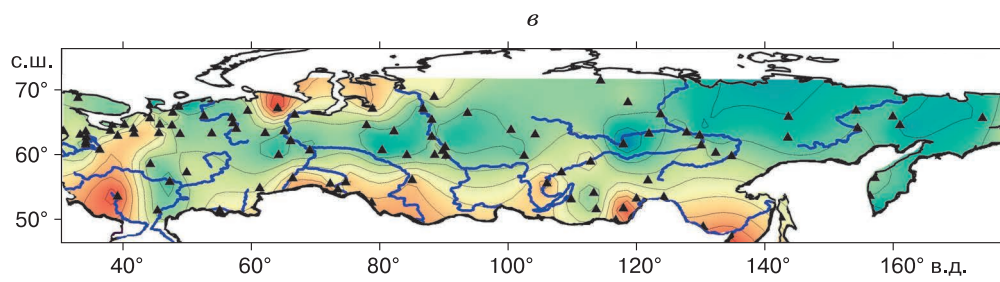
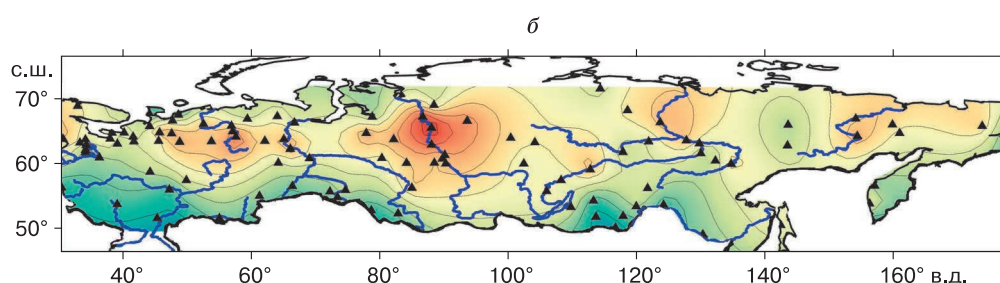
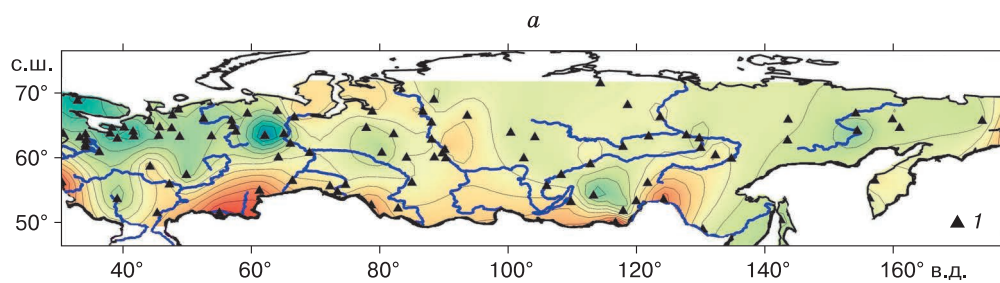


Рис. 3. Пространственная и временная изменчивость термического сопротивления снежного покрова (а–в) и сумм отрицательных температур воздуха (г):

а – изменение средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова, рассчитанных за январь, относительно их значений в марте за период 2001–2010 гг.; *б* – среднее многолетнее значение термического сопротивления снежного покрова (R_s) в марте за 2001–2010 гг.; *в* – отношение средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова в марте за период 2001–2010 гг. к аналогичным значениям в марте за период 1966–2000 гг.; *г* – отношение средних многолетних сумм отрицательных температур воздуха за период 2001–2010 гг. к аналогичным значениям за период 1966–2000 гг.; *1* – места расположения метеостанций.

скую устойчивость может быть компенсировано изменением теплозащитной способности снежного покрова, которое характеризуется его термическим сопротивлением. Для оценки возможных изменений термической устойчивости ММП сравним изменение средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова в марте за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. (см. рис. 3, *в*) с изменением средних многолетних значений сумм отрицательных температур воздуха за те же периоды (см. рис. 3, *г*). Наибольшее снижение абсолютных значений сумм отрицательных температур воздуха (на 30 %) приходится на юг ЕТР. Снижение сумм температур на 7–15 % произошло на юге Западной Сибири, в центральной и западной частях ЕТР. Снижение на 5–7 % приходится на Амурскую область, север Западной Сибири, юго-восток Якутии. На 80–90 % территории Сибири снижение сумм отрицательных температур воздуха не превышает 5 %. Снижение абсолютных значений сумм отрицательных температур воздуха на 2–5 % отмечается на востоке и северо-востоке Якутии, в Чукотском автономном округе, на юго-востоке Тюменской области, в восточных районах Красноярского края и Забайкальском крае. Небольшие изменения (± 2 %) сумм отрицательных температур воздуха наблюдаются в верхнем и среднем течении рек Енисей, Лена и Вилюй, в бассейне р. Яна. Отметим большую изменчивость величины R_s по сравнению с суммой отрицательных температур воздуха. Так, диапазон изменения R_s за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. составляет на территории России 0.85–1.65 д.е. (диапазон цветовой шкалы на рис. 3, *в*), а сумм отрицательных температур воздуха – 0.70–1.02 д.е. (см. рис. 3, *г*), что в 2.5 раза меньше.

Сравнение изменения средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова и сумм отрицательных температур воздуха за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. (см. рис. 3, *в*, *г*) показывает следующее. На востоке и северо-востоке Якутии, в среднем и нижнем течении р. Вилюй, Чукотском автономном округе, на юго-востоке Тюменской области и в центральной части Красноярского края небольшое снижение абсолютных значений сумм отрицательных темпе-

ратур воздуха на 0–5 % компенсируется большим (10–15 %) снижением термического сопротивления снежного покрова. Это показывает, что в данных регионах климатические изменения способствуют сохранению ММП и возникновению благоприятных условий для их термической устойчивости.

Сохранение ММП и повышение их термической устойчивости обусловлено как небольшими изменениями температуры холодного периода, так и снижением термического сопротивления снежного покрова, что способствует ускорению промерзания сезонноталого слоя и охлаждению верхнего слоя мерзлой толщи. Наименее благоприятные условия для сохранения ММП приходятся на северо-восток ЕТР, юг Сибири и север Западной Сибири, где наблюдается рост термического сопротивления снежного покрова. Снижение термической устойчивости ММП в этих районах обусловлено ростом термического сопротивления снежного покрова (см. рис. 3, *в*). Это в целом согласуется с работой Г.В. Малковой с соавт. [2011], в которой отмечается, что наиболее неблагоприятные условия сложились на территории Республики Коми, в среднем течении р. Енисей и Прибайкалье, где в условиях островной и высоко-температурной криолитозоны наблюдаются высокие тренды повышения температуры ММП. Здесь мерзлые толщи имеют слабую устойчивость и начали деградировать.

В работе [Анисимов и др., 2012] представлена карта расположения российских площадок CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) с указанием значений тренда мощности сезонноталого слоя, рассчитанного по данным за десятилетие (1999–2008). Наибольшее число площадок с небольшим положительным (0–1 см/год) и отрицательным трендом мощности сезонноталого слоя расположены на северо-востоке Якутии, а с наибольшим трендом (более 2 см/год) – в Республике Коми. В этих районах изменения сумм отрицательных температур воздуха небольшие (см. рис. 3, *г*), тогда как на северо-востоке Якутии наблюдается снижение термического сопротивления снежного покрова на 10–15 %, а на востоке Республики Коми рост значений R_s более 20 % (см. рис. 3, *в*).

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ показал, что термическое сопротивление снежного покрова R_s является комплексной характеристикой теплозащитных свойств снежного покрова. Ее изменение на 80–90 % территории Сибири во второй половине холодного периода не превышает 10 %. На примере метеостанции Верхоянск показано, что влияние уменьшения абсолютных значений сумм отрицательных температур воздуха на температуру грунта в 2001–2010 гг. компенсируется снижением термического сопротивления снежного покрова. В результате происходит понижение минимальной температуры грунта на глубине 320 см.

Рост средних многолетних значений термического сопротивления снежного покрова R_s в марте за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. составляет 10–40 % на юге, западе и северо-востоке ЕТР, в Республике Коми, на севере Западной Сибири, юге Сибири и Дальнего Востока. В этих районах ухудшаются условия промерзания и охлаждения грунта. На этих территориях может происходить увеличение толщины сезонного слоя или сокращение сезонномерзлого слоя как за счет потепления, так и в результате ухудшения условий промерзания грунта при увеличении термического сопротивления снежного покрова. Эти районы неблагоприятны для сохранения ММП и их термической устойчивости.

Снижение R_s на 5–15 % отмечено в центральной и восточной частях Якутии, в среднем и нижнем течении р. Вилюй, Чукотском автономном округе, на юге-востоке Тюменской области и в центральной части Красноярского края. В этих районах условия будут благоприятными для термической устойчивости многолетнемерзлых пород. Это обусловлено как небольшими изменениями температуры холодного периода, так и снижением термического сопротивления снежного покрова.

Анализ и обработка материалов для определения пространственной и временной изменчивости термического сопротивления снежного покрова выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13–05–01167), а анализ влияния термического сопротивления на устойчивость многолетнемерзлых пород выполнен при финансовой поддержке Программы ИГ РАН № 77 (01201352476).

Литература

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Мяч Л.Т., Павлов А.В., Романовский В.А., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биоло-

гических систем / Под ред. С.М. Семенова. М., Росгидромет, 2012, 508 с.

ВНИИГМИ–МЦД [сайт]. URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения: 21.03.2013).

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии / В.Т. Балобаев. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.

Геоэкология Севера (введение в геоэкологическую) / Под ред. В.И. Соломатина. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992, 270 с.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 22–34.

Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 33–36.

Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А. О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 88, с. 41–45.

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 72–80.

Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 99–105.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В. Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013а, т. 53, № 1, с. 93–103.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013б, т. 53, № 3, с. 63–70.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Накалов П.Р. Термическое сопротивление снежного покрова и его изменчивость // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 70–77.

Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов / А.В. Павлов. Новосибирск, Наука, 1979, 286 с.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.

Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 32–39.

Скачков Ю.Б. Оценка современной изменчивости характеристик снежного покрова Якутии // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения: Материалы междунар. конф. Тюмень, Экспресс, 2008, с. 271–274.

Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.

Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лед и снег, 2013, т. 53, № 4, с. 52–59.

Park H., Fedorov A.N., Zheleznyak M.N., Konstantinov P.N., Walsh J.E. Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes // Climate Dynamics, 2015, vol. 44, p. 2873–2895, doi: 10.1007/s00382-014-2356-5.

Поступила в редакцию
23 июня 2014 г.