

Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений

А. Б. Шерстюков*, О. А. Анисимов**

Предложен метод расчета эффективного коэффициента теплопроводности снежного покрова по данным метеорологических станций о температуре на его поверхности и температуре почвы. Приведены количественные оценки влияния снежного покрова на температуру почвогрунтов и показаны пространственные различия этого воздействия. Результаты, полученные в работе, значительно расширяют возможности применения простых моделей для прогноза состояния многолетнемерзлых грунтов в условиях изменения климата.

Ключевые слова: теплопроводность, снежный покров, температура почвы, многолетнемерзлые грунты, количественные оценки, моделирование.

Значительное внимание в современных исследованиях уделяется изучению и прогнозу последствий изменений климата, обзор которых для территории России дан в работе [5]. Серьезной проблемой является деградация многолетнемерзлых грунтов, проявляющаяся в повышении их температуры и сокращении площади распространения. Это оказывает деструктивное воздействие на многие объекты инфраструктуры северных регионов и сопряжено со значительными расходами на поддержание их работоспособности [2, 3, 6, 7, 14]. В инженерной геокриологии разработаны разные методы стабилизации фундаментов сооружений в области распространения многолетнемерзлых грунтов. Их эффективное применение возможно лишь при условии, что оценки температуры почвы и мощности сезонно-талого слоя учитывают все главные факторы, действующие в условиях изменения климата.

Для получения таких оценок традиционно используют модели гидротермического режима почвы разной сложности, обзор которых дан в работе [1]. Все модели многолетнемерзлых грунтов основаны на решении задачи Стефана. Большую роль играет выбор условия на верхней границе, где часто задается значение температуры приземного воздуха и далее при помощи уравнения теплопроводности рассчитывается температура почвы на разных глубинах. В физически полных моделях учитываются все составляющие теплового баланса подстилающей поверхности (т. е. поверхности снега, растительности или почвы в зависимости от сезона), по которым рассчитывается ее равновесная температура, используемая далее в качестве верхнего граничного условия для уравнения переноса тепла в слое снега (при его наличии) и далее в почве. Однако такие модели не получили большого распространения, поскольку для расчетов требуется полный набор метеорологических данных, параметров снежного покрова и почвы, которые для больших территорий часто не удается получить.

* Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных; e-mail: artem@meteo.ru.

** Государственный гидрологический институт.

В более простых моделях температура подстилающей поверхности задается равной температуре воздуха. Снежный покров в них часто рассматривается излишне упрощенно в виде слоя теплоизолятора, который уменьшает годовую амплитуду колебаний температуры и оказывает теплоизолирующее воздействие. В результате таких упрощений возникают значительные ошибки расчетов, поскольку многие рассматриваемые ниже важные факторы теплообмена не учитываются.

Потоки тепла в верхнем слое почвы имеют сезонные особенности. Основным источником тепла в почве летом является поглощенная на ее поверхности или на поверхности растительного покрова солнечная радиация. Зимой происходит выхолаживание поверхности снега из-за отрицательного теплового баланса, обусловленного большими значениями альбедо и низкой температурой воздуха. Потоки тепла в холодное время года направлены от нижележащих слоев почвы к ее поверхности и в атмосферу. Слой снега при этом является теплоизолирующим элементом между воздухом и поверхностью почвы. Известно, что отражательные свойства снега влияют на тепловой баланс подстилающей поверхности больше, чем изоляционные. При этом снег сам является хорошим излучателем тепла в виде длинноволновой радиации. Сочетание излучательных, отражательных и изоляционных свойств снежного покрова приводит к выхолаживанию его поверхности и образованию приземных радиационных инверсий температуры, при которых самая низкая температура отмечается у поверхности снежного покрова, а с увеличением высоты она растет [4].

Снежный покров изменяет свои физико-механические свойства на протяжении холодного периода года. Известны эмпирические зависимости теплопроводности снега от его плотности [11, 13]. В работе [12] представлена зависимость коэффициента теплопроводности снега от его температуры. В работе [9] показано, что неучет текстурных и структурных особенностей снежного покрова дает большой разброс оценок его теплопроводности у разных авторов.

В данной работе предложен метод расчета эффективного коэффициента теплопроводности снежного покрова по данным метеорологических станций о температуре на его поверхности и температуре почвы. В работе поставлена задача количественного описания теплоизолирующего влияния снега на температуру почвогрунтов и пространственных различий этого влияния с привлечением данных наблюдений за снежным покровом.

В работе использован массив суточных значений температуры почвы на глубине до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации. Были собраны и проанализированы данные о температуре почвы под естественным покровом на глубине до 320 см по 660 станциям России. Подробное описание массива и сами данные размещены на сайте ВНИИГМИ-МЦД <http://www.meteo.ru/data/164-soil-temperature>. Описание более ранней версии массива представлено в работах [15, 16]. Также был использован массив суточных данных о температуре почвы под оголенной поверхностью по коленчатым термометрам Савинова. Описание этого массива и сами данные размещены на сайте <http://meteo.ru/data/597-sutochnye-dannye-o-temperature-pochvy-po-kolenchatym-termometram-savinova>. Используются данные наблюдений за температурой поверхности почвы в бесснежный период и за температурой поверхности снега в дни со снежным покровом.

Наблюдения за температурой поверхности почвы производятся в бесснежный период года на оголенном от растительности участке. В зимнее время термометры лежат на снегу [10]. В работе использованы среднемесячные значения

температуры поверхности снежного покрова T_{ws} или температуры поверхности почвы летом T_{s0} , а также среднемесячные значения температуры почвы под естественным покровом на глубинах 20 и 40 см (летом — T_{s20} и T_{s40} соответственно, зимой — T_{w20} и T_{w40}). Введем обозначения: T_{w0} — среднемесячная температура на поверхности почвы под снежным покровом, H_s — высота снежного покрова.

Для вычисления температуры поверхности почвы под снегом на основе данных наблюдений за температурой нижележащих слоев необходимы сведения о теплопроводности почвы, которые отсутствуют в составе стандартных измерений на метеорологических станциях. Косвенной оценкой теплопроводности может служить вертикальный градиент температуры между поверхностью почвы и на глубине 20 см в почве. Для вычисления такого градиента есть все необходимые данные наблюдений, но только в бесснежную часть года. Эту информацию можно взять за основу и откорректировать ее для зимних условий теплопроводности с учетом перехода почвенной влаги в твердую фазу. Алгоритм коррекции построен на основе сравнительного анализа градиентов температуры почвы в слоях 0—20 и 20—40 см.

В бесснежный период, когда наблюдения за температурой поверхности почвы проводятся и есть возможность для прямых вычислений градиента температуры верхнего слоя почвы, необходимо выбрать чистые случаи без фазовых переходов и когда заведомо известно, что в рассматриваемых слоях почвы 0—20 и 20—40 см были однонаправленные вертикальные потоки тепла. Поэтому оценки градиентов температуры на станции в летний период вычисляли по данным самого теплого месяца в году (по температуре на поверхности почвы) и при условии, если в течение суток температура была положительной в воздухе, на поверхности почвы и на глубинах 20 и 40 см. При таких условиях верхний слой теплее нижележащего, а потоки тепла в рассматриваемых слоях направлены сверху вниз, фазовые переходы влаги в почве отсутствуют.

При наличии снежного покрова имеющиеся данные наблюдений позволяют делать прямые вычисления только для градиента температуры в слое почвы 20—40 см. Выбирали случаи без фазовых переходов. Градиенты температуры почвы за каждый месяц со снегом в зимний период вычисляли при условии, если температура воздуха, температура поверхности снега и на глубинах 20 и 40 см была отрицательной. Таким образом, выбирали случаи, когда потоки тепла в почве направлены вверх. При этих условиях градиенты характеризуют средние многолетние теплофизические свойства почвы с замерзшей влагой.

Зимой на станциях измеряют температуру поверхности снега. Его теплоизолирующее влияние на почву можно оценить по градиенту температуры в слое снега, но для этого необходимо вычислить температуру поверхности почвы под снегом, поскольку на метеостанциях ее не измеряют.

Вертикальный температурный градиент показывает изменение температуры почвы на единицу глубины [18]. Градиент температуры \bar{G} в слое обратно пропорционален удельной теплопроводности μ :

$$\bar{G} = -\bar{q}/\mu, \quad (1)$$

где \bar{q} — количество энергии, проходящей в единицу времени через единицу площади, перпендикулярной направлению потока энергии.

Теплопроводность и градиенты температуры в слое различны при положительных и отрицательных значениях температуры из-за изменения фазового состояния влаги в почве.

В среднем многолетнем выражении годовой баланс тепла данной почвы равен нулю [8, 17]. Отношение градиентов температуры в зимних G_w и в летних G_s условиях выразим через уравнение (1) для каждого слоя и учтем изменение знака потока тепла при переходе от зимы к лету ($q_w = -q_s$):

— в слое 0—20 см:

$$\frac{\bar{G}_{w(0-20)}}{\bar{G}_{s(0-20)}} = \frac{\bar{q}_{w(0-20)}\mu_{s(0-20)}}{\mu_{w(0-20)}\bar{q}_{s(0-20)}}$$

или

$$\frac{G_{w(0-20)}}{G_{s(0-20)}} = -\frac{q_{w(0-20)}\mu_{s(0-20)}}{\mu_{w(0-20)}q_{s(0-20)}},$$

$$\frac{G_{w(0-20)}}{G_{s(0-20)}} = -\frac{\mu_{s(0-20)}}{\mu_{w(0-20)}}, \quad (2)$$

— в слое 20—40 см:

$$\frac{\bar{G}_{w(20-40)}}{\bar{G}_{s(20-40)}} = \frac{\bar{q}_{w(20-40)}\mu_{s(20-40)}}{\mu_{w(20-40)}\bar{q}_{s(20-40)}}$$

или

$$\frac{G_{w(20-40)}}{G_{s(20-40)}} = -\frac{q_{w(20-40)}\mu_{s(20-40)}}{\mu_{w(20-40)}q_{s(20-40)}},$$

$$\frac{G_{w(20-40)}}{G_{s(20-40)}} = -\frac{\mu_{s(20-40)}}{\mu_{w(20-40)}}. \quad (3)$$

Теплопроводность в значительной степени зависит от минералогического состава почвы и количества влаги в почве. Состав почвы в течение года не изменяется, изменяются только влажность и фазовое состояние влаги. Поступление влаги в нижележащий слой происходит только во время жидкой фазы воды и зависит от состава почвы, который определяет ее способность пропускать воду в нижележащий слой.

Удельную теплопроводность $\mu_{s(20-40)}$ в слое 20—40 см летом можно представить через удельную теплопроводность $\mu_{s(0-20)}$ в слое 0—20 см с некоторым коэффициентом r_1 :

$$\mu_{s(20-40)} = r_1 \mu_{s(0-20)}, \quad (4)$$

где r_1 характеризует способность почвы к пропусканию воды из слоя 0—20 см в слой 20—40 см летом. Это соотношение действует на протяжении всего сезона положительных значений температуры в почве, так как способность почвы к пропусканию воды в нижележащий слой все это время сохраняется.

Аналогично соотношение удельной теплопроводности двух слоев в зимних условиях запишем:

$$\mu_{w(20-40)} = r_2 \mu_{w(0-20)}, \quad (5)$$

где r_2 характеризует способность почвы к пропусканию воды из слоя 0—20 см в слой 20—40 см осенью, накануне устойчивого установления отрицательных значений температуры.

Учитывая, что летом и осенью способность почвы к пропусканию воды из слоя 0—20 см в слой 20—40 см остается постоянной, принимаем $r_1 = r_2$.

Подставим (4) и (5) в уравнение (3), сократим r_1 и r_2 и получим

$$\frac{G_{w(20-40)}}{G_{s(20-40)}} = -\frac{\mu_{s(0-20)}}{\mu_{w(0-20)}}. \quad (6)$$

Правые части выражений (2) и (6) равны, поэтому

$$\frac{G_{w(0-20)}}{G_{s(0-20)}} = \frac{G_{w(20-40)}}{G_{s(20-40)}}. \quad (7)$$

Из уравнения (7) неизвестный градиент температуры в слое почвы 0—20 см под снегом выразим через те градиенты, которые можно вычислить по имеющимся данным наблюдений:

$$G_{w(0-20)} = \frac{G_{s(0-20)} G_{w(20-40)}}{G_{s(20-40)}}. \quad (8)$$

Градиенты температуры зимой по слоям 0—20 и 20—40 см запишем в следующем виде:

$$G_{w(0-20)} = (T_{w0} - T_{w20})/h_1, \quad (9)$$

$$G_{w(20-40)} = (T_{w20} - T_{w40})/h_2, \quad (10)$$

где h_1 и h_2 — толщина слоев, причем $h_1 = h_2$.

Аналогично градиенты в слоях 0—20 и 20—40 см летом можно представить в следующем виде:

$$G_{s(0-20)} = (T_{s0} - T_{s20})/h_1, \quad (11)$$

$$G_{s(20-40)} = (T_{s20} - T_{s40})/h_2. \quad (12)$$

Подставим (9)—(12) в уравнение (8) и получим

$$T_{w0} - T_{w20} = \frac{(T_{s0} - T_{s20})(T_{w20} - T_{w40})}{T_{s20} - T_{s40}}. \quad (13)$$

Из (13) получим искомое выражение для температуры поверхности почвы под снегом:

$$T_{w0} = \frac{(T_{s0} - T_{s20})(T_{w20} - T_{w40})}{T_{s20} - T_{s40}} + T_{w20}. \quad (14)$$

Формула (14) позволяет вычислять температуру поверхности почвы под снегом. При этом необходимо учесть, что все измерения температуры должны быть произведены на одной и той же выбранной метеостанции в одинаковых условиях (под естественным покровом). В составе метеорологических наблюдений этому условию соответствуют все измерения, кроме температуры на поверхности почвы в бесснежный период. Эти наблюдения на метеостанциях проводят на участках с удаленным растительным покровом (T_{b0}), поэтому для получения температуры почвы летом на поверхности почвы под естественным покровом (T_{s0}) вводилась поправка. Для вычисления этой поправки дополнительно привлекали данные коленчатых термометров Савинова для измерения температуры почвы на глубине 20 см под оголенной поверхностью. Разность значений температуры на глубине 20 см под оголенной поверхностью (T_{b20}) и под естественным покровом (T_{s20}) использовалась как поправка для вычисления температуры поверхности почвы летом T_{s0} под естественным покровом:

$$T_{s0} = T_{b0} - (T_{b20} - T_{s20}). \quad (15)$$

В уравнении (15) T_{s0} — вычисленная температура почвы на поверхности под естественным покровом; T_{b0} — температура почвы на оголенной поверхности; T_{b20} — температура почвы под оголенной поверхностью на глубине 20 см, измеренная коленчатым термометром Савинова; T_{s20} — температура почвы под естественным покровом на глубине 20 см, измеренная вытяжным термометром.

На основе наблюдений за T_{ws} (температура на поверхности снежного покрова) и вычисленных по формуле (14) значений T_{w0} рассчитывали разность температуры D в снежном покрове толщиной H_s :

$$D_{w(0-s)} = T_{w0} - T_{ws}. \quad (16)$$

В исследованиях последствий изменения климата в качестве основного показателя обычно используют температуру воздуха. С учетом этого целесообразно рассмотреть также разность между температурой поверхности почвы под снегом T_{w0} и температурой воздуха T_{wa} :

$$D_{w(0-a)} = T_{w0} - T_{wa}. \quad (17)$$

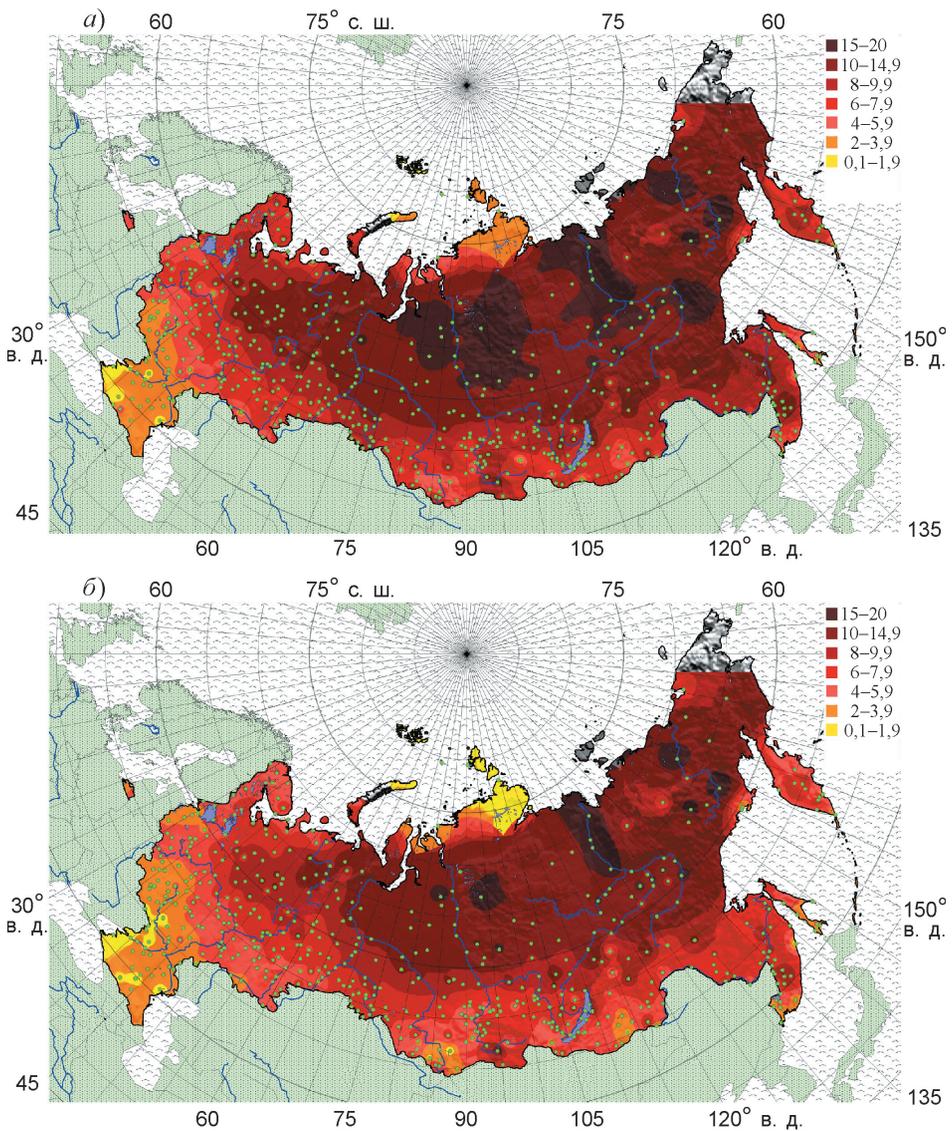


Рис. 1. Пространственное распределение разности температуры $D_{w(0-s)}$ в снежном покрове (а) и разности между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха $D_{w(0-a)}$ (б) за 1984—2013 гг.

Точки — метеорологические станции.

По станциям России были вычислены средние значения $D_{w(0-s)}$ и $D_{w(0-a)}$ за 1984—2013 гг. и построены карты. Разности, представленные на рис. 1, характеризуют величину теплоизолирующего действия снежного покрова на каждой станции.

На юге европейской части России (ЕЧР) разности не превышают 5°C и увеличиваются при движении на север и северо-восток ЕЧР с максимальными значениями до 10°C в Республике Коми. На большей части азиатской части России (АЧР) преобладают значения разности от 10 до 15°C в широтной зоне севернее 50° с. ш. с очагами от 15 до 20°C на севере Красноярского края и в центральной части Якутии в долине р. Лена. Результаты показывают, что температура поверхности почвы под снегом может быть выше, чем на поверхности снежного покрова, на величину до 15°C .

Разности $D_{w(0-s)}$ определяются высотой покрова и структурными особенностями снега, сложившимися в результате географических и климатических факторов во время его формирования. Для исследования зависимости $D_{w(0-s)}$ от высоты снежного покрова станции были отсортированы по возрастанию высоты снежного покрова. В отсортированном перечне станций были выделены станции с одинаковой высотой снежного покрова и сформированы выборки станций с высотой снега 6, 7 см и т. д. с шагом 1 см до уровня 46 см (41 выборка). По каждой выборке были получены средние значения и среднеквадратические отклонения разности $D_{w(0-s)}$, показанные на рис. 2.

Разность температуры $D_{w(0-s)}$ на рис. 2 характеризует теплоизолирующее действие снежного покрова на температуру поверхности почвы под снегом при разной высоте снега. При высоте снежного покрова более 5 см теплоизолирующее действие снега статистически достоверно.

Наилучшее описание зависимости $D_{w(0-s)}$ от высоты снежного покрова достигается аппроксимацией логарифмической функцией. Доля объясненной вариации при этом составляет 93%. При увеличении высоты снежного покрова от 6 до 15 см теплоизолирующее действие снега быстро усиливается, и в результате при высоте снежного покрова 15 см температура поверхности почвы под снегом становится примерно на 7°C выше температуры поверхности снега. При дальнейшем увеличении высоты снежного покрова усиление теплоизолирующего действия снега постепенно уменьшается. При высоте снежного покрова >45 см температура почвы под снегом примерно на $8,5\text{—}9^{\circ}\text{C}$ выше температуры поверхности снега.

Для практического использования получено уравнение регрессии, показывающее зависимость разности $D_{w(0-s)}$ (между температурой поверхности под снегом и температурой поверхности снега) от высоты снежного покрова:

$$D_{w(0-s)} = 2,5513 \ln(H_s - 5) + 1,36689 \quad (18)$$

(H_s — в сантиметрах, $D_{w(0-s)}$ — в $^{\circ}\text{C}$). С помощью уравнения (18) можно вычислять температуру поверхности почвы под снегом T'_{w0} на основе данных наблюдений за температурой поверхности снега T_{ws} и за высотой снежного покрова H_s по следующему уравнению:

$$T'_{w0} = T_{ws} + 2,5513 \ln(H_s - 5) + 1,36689. \quad (19)$$

Уравнение (19) применимо для высоты снежного покрова 6 см и более. Уравнение (19), построенное по средним данным метеорологических станций России, показывает, что для слоя снега 7 см среднее значение $D_{w(0-s)}$ составляет около $2,6^{\circ}\text{C}$. При высоте снежного покрова 50 см средняя разность $D_{w(0-s)}$ имеет значение около $11,5^{\circ}\text{C}$.

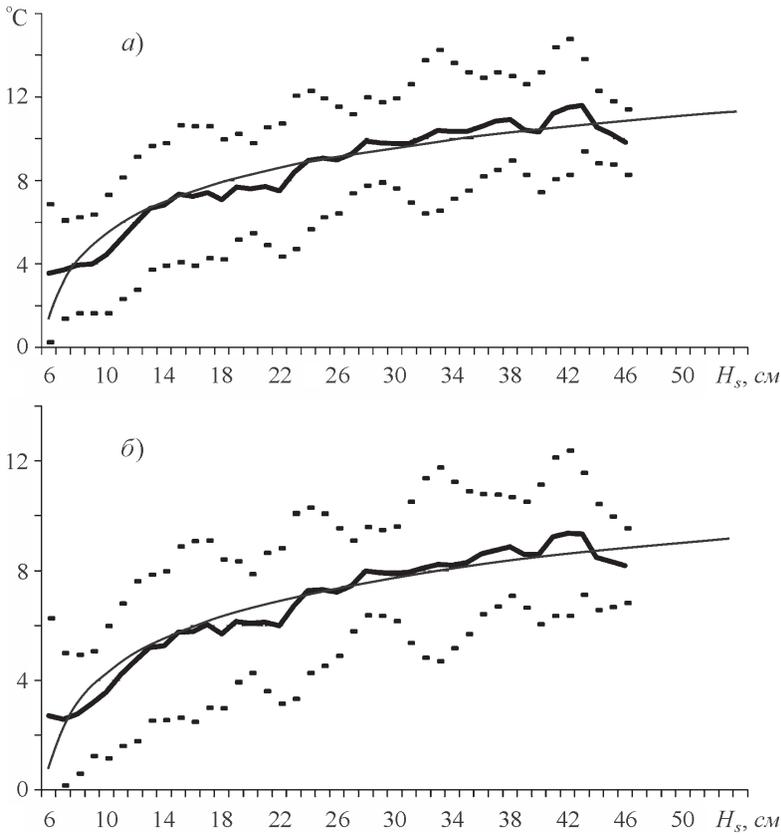


Рис. 2. Разность $D_{w(0-s)}$ между температурой поверхности почвы под снегом и на поверхности снега (а) и разность $D_{w(0-a)}$ между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха (б) и интервалы ее среднеквадратического отклонения s (пунктирные линии) при разной высоте снежного покрова.

Аналогично с помощью уравнения (17) были рассчитаны значения разности $D_{w(0-a)}$ между температурой воздуха зимой и температурой поверхности почвы под снегом (рис. 1б). Пространственные особенности $D_{w(0-a)}$ почти полностью повторяют особенности карты рис. 1а, но значения $D_{w(0-a)}$ несколько меньше.

Уравнение регрессии, показывающее зависимость разности $D_{w(0-a)}$ (между температурой поверхности почвы под снегом и температурой воздуха) от высоты снежного покрова, имеет следующий вид:

$$D_{w(0-a)} = 2,1671 \ln(H_s - 5) + 0,7679. \tag{20}$$

На рис. 2б показано изменение разности температуры между поверхностью почвы под снегом и температурой воздуха. Наилучшее описание зависимости $D_{w(0-a)}$ от высоты снежного покрова достигается аппроксимацией логарифмической функцией. Доля объясненной вариации при этом составляет 93%. На основе данных наблюдений за температурой воздуха T_{wa} и высотой снежного покрова можно вычислять температуру поверхности почвы под снегом:

$$T'_{w0} = T_{wa} + 2,1671 \ln(H_s - 5) + 0,7679. \tag{21}$$

Для слоя снега 7 см среднее значение $D_{w(0-a)}$ составляет около 2,3°C, при высоте снежного покрова 50 см средняя разность между температурой поверхности почвы и температурой воздуха достигает 9,0°C.

Разработанная методика и полученные в работе результаты позволяют оценить теплоизолирующее влияние снежного покрова на почву с помощью данных стандартных измерений на метеостанциях. Это значительно расширяет возможности применения простых моделей для прогноза состояния многолетнемерзлых грунтов в условиях изменения климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00037).

Литература

1. **Анисимов О. А., Анохин Ю. А., Лавров С. А. и др.** Континентальная многолетняя мерзлота. /В сб.: Методы изучения последствий изменений климата для природных систем. Под ред. С. М. Семенова. — М., 2012, с. 268—328.
2. **Анисимов О. А., Гребенец В. И., Стрелецкий Д. А.** Хозяйственные объекты, расположенные на вечной мерзлоте. /В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Под ред. С. М. Семенова, В. М. Катцова. — М., Росгидромет, 2014, с. 854—877.
3. **Анисимов О. А., Стрелецкий Д. А.** Геокриологические риски при таянии многолетнемерзлых грунтов. — Арктика XXI век. Естественные науки, 2015, № 2(3), с. 60—74.
4. **Быков Н. И., Попов Е. С.** Наблюдения за динамикой снежного покрова в ООПТ Алтае-Саянского экорегиона (методическое руководство). /Отв. ред. Т. В. Яшина. — Красноярск, 2011, 64 с.
5. **Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме.** — М., Росгидромет, 2014, 58 с.
6. **Гребенец В. И., Исаков В. А.** Деформации автомобильных и железных дорог на участке Норильск — Талнах и методы борьбы с ними. — Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 2, с. 69—77.
7. **Гребенец В. И., Ухова Ю. А.** Снижение геотехнической надежности при ухудшении мерзлотных условий оснований. — Основания, фундаменты и механика грунтов, 2008, № 5, с. 24—28.
8. **Димо В. Н.** Тепловой режим почв СССР. — М., Колос, 1972, 359 с.
9. **Котляков В. М., Осокин Н. И., Сосновский А. В.** Изменчивость термического сопротивления снежного покрова и его влияние на промерзание — протаивание грунта. — Лед и снег, 2013, № 1 (121), с. 93—103.
10. **Наставление** гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч. 1. — Л., Гидрометеиздат, 1985, 299 с.
11. **Осокин Н. И., Самойлов Р. С., Сосновский А. В. и др.** К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов. — Криосфера Земли, 1999, т. III, № 1, с. 3—10.
12. **Осокин Н. И., Сосновский А. В.** Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене. — Лед и снег, 2014, № 3 (127), с. 50—58.
13. **Павлов А. В.** Мониторинг криолитозоны. — Новосибирск, Гео, 2008, 229 с.
14. **Стрелецкий Д. А., Шикломанов Н. И., Гребенец В. И.** Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на севере Западной Сибири. — Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 22—32.
15. **Шерстюков А. Б.** Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2012, вып. 176, с. 233—256.
16. **Шерстюков А. Б.** Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2012, вып. 176, с. 224—232.
17. **Шульгин А. М.** Температурный режим почвы. — Л., Гидрометеиздат, 1957, 242 с.
18. **Шульгин А. М.** Климат почвы и его регулирование. — Л., Гидрометеиздат, 1972, 340 с.