

**ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПОЛЯ И ТЕРМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В КРИОСФЕРЕ**

УДК 536.631; 551.341; 631.43

DOI: 10.15372/KZ20220602

**МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЧВ
СЕЗОННОМЕРЗЛОГО И СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЕВ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ**

**В.Е. Остроумов¹, Д.Г. Федоров-Давыдов¹, И.А. Комаров², Ф.А. Шевчик², А.М. Колосков²,
М.П. Волокитин³, В.В. Гончаров¹, С.С. Быховец¹, В.П. Шабаетв¹, А.Л. Холодов^{1,4}, И.И. Еремин⁵,
Д.Ю. Кропачев⁵, С.П. Давыдов⁶, А.И. Давыдова⁶**

¹ *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, отдел криологии почв, 142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия; v.ostroumov@rambler.ru, muss-96@yandex.ru, v.goncharov.49@mail.ru, s_bykhovets@rambler.ru*

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т, кафедра геокриологии, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; ilya_komarov@mail.ru, a.m.koloskov@rambler.ru, shevchik.franz@gmail.com*

³ *Институт фундаментальных проблем биологии РАН, лаборатория функциональной экологии, 142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия; volokitin1@rambler.ru, vps@rambler.ru*

⁴ *Университет Аляски, геофизический институт, 2156 Кююк Драйв, Фэрбанкс, Аляска, США, alkolodov@alaska.edu*

⁵ *АО НПО Эталон, 644009, Омск, ул. Лермонтова, 175, Россия; fgur@omsketalon.ru*

⁶ *Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Северо-восточная научно-экспериментальная станция, 678830, пос. Черский, 18, Республика Саха (Якутия), Россия; davydoffs@mail.ru*

В природных условиях сезоннопромерзающие и сезоннопротаивающие почвы представляют собой открытые системы с переменным составом, строением и свойствами. При этом в соответствии с нормативными документами для описания их теплового состояния используются значения теплофизических показателей, измеряемые в лабораторных условиях на образцах постоянного состава. Для учета изменчивости теплофизических свойств почв вследствие непостоянства состава и под влиянием внешних факторов предлагается методика оценки эффективных значений их объемной теплоемкости и теплопроводности посредством совместного анализа динамики температурного поля и тепловых потоков в почвах по данным многолетнего мониторинга. Мониторинг интенсивности теплового потока и температуры почв проводится на двух участках, один из которых характеризует область сезонного промерзания, другой – область сезонного протаивания почв. Разработан способ расчета эффективных коэффициентов теплопроводности и теплоемкости по данным мониторинга температуры и тепловых потоков в почвах. Предложена процедура обработки данных мониторинга, которая позволяет определять осредненные по времени эффективные значения коэффициентов теплопроводности и теплоемкости. Разработанная методика позволяет наблюдать колебания этих коэффициентов во временных рядах на фоне изменения состава и внешних факторов теплообмена в сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих почвах в природных условиях.

Ключевые слова: криолитозона, почвы, сезонномерзлый слой, сезонноталый слой, теплофизические свойства, тепловой поток, температурный режим, геокриологический мониторинг.

**A METHOD FOR EVALUATING THE THERMOPHYSICAL PROPERTIES
OF ACTIVE LAYER SOIL UNDER NATURAL CONDITIONS**

**V.E. Ostroumov¹, D.G. Fedorov-Davydov¹, I.A. Komarov², F.A. Shevchik², A.M. Koloskov²,
M.P. Volokitin³, V.V. Goncharov¹, S.S. Bykhovets¹, V.P. Shabaev¹, A.L. Kholodov^{1,4}, I.I. Eremin⁵,
D.Y. Kropachev⁵, S.P. Davydov⁶, A.I. Davydova⁶**

¹ *Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Institutskaya str. 2, Pushchino, 142290, Russia; v.ostroumov@rambler.ru*

² *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991, Russia*

³ *Institute of Fundamental Problems of Biology, RAS, Institutskaya str. 2, Pushchino, 142290, Russia; volokitin1@rambler.ru*

⁴ *University of Alaska Fairbanks, Geophysical Institute, 2156 Koyukuk Drive, Fairbanks, Alaska, USA*

⁵ *JSC SPA Etalon, Lermontov str. 175, Omsk, 644009, Russia*

⁶ *Pacific Geographical Institute, FEB RAS, North-East Scientific Station, Chersky 18, Sakha (Yakutia), 678830, Russia*

Under natural conditions, soils of the active layer are open systems of varying composition, structure, and properties. However, in engineering projects, the values of thermal properties measured in laboratory on isolated

© В.Е. Остроумов, Д.Г. Федоров-Давыдов, И.А. Комаров, Ф.А. Шевчик, А.М. Колосков, М.П. Волокитин, В.В. Гончаров, С.С. Быховец, В.П. Шабаетв, А.Л. Холодов, И.И. Еремин, Д.Ю. Кропачев, С.П. Давыдов, А.И. Давыдова, 2022

samples of constant composition are used to describe their thermal state. To take into account the variability of the thermal properties of active layer soils under the influence of external factors, we propose a method for assessing the equivalent indicators of their volumetric heat capacity and thermal conductivity using a combined analysis of dynamics of soil temperature and heat fluxes based on long-term monitoring data. Monitoring of the heat flux and soil temperature has been carried out at two sites, one of which characterizing the area of seasonally freezing soils, and the other – the area of seasonally thawing permafrost-affected soils. A procedure for processing monitoring data is proposed, which makes it possible to determine the time-averaged effective values of the equivalent heat capacity and thermal conductivity. The proposed technique allows one to trace fluctuations of the equivalent heat capacity and thermal conductivity in time series against the background of changes in external factors of heat transfer in the active layer under natural conditions.

Key words: permafrost, soils, active layer, thermophysical properties, heat flux, temperature regime, geocryological monitoring.

ВВЕДЕНИЕ

В областях распространения сезонномерзлых и сезонноталых почв и пород их тепловое состояние во многом определяет выбор метода строительства инженерных сооружений, типов фундаментов, способов их эксплуатации. В частности, прогноз глубин сезонномерзлого (СМС) и сезонноталого (СТС) слоев грунтов в инженерной практике осуществляют путем решения краевой задачи теплопроводности с явным выделением фронта, а также приближенных аналитических задач в явном или неявном виде (трансцендентные, интегральные соотношения, доводимые с помощью библиотечных алгоритмов). В нормативных документах мощность СМС и СТС оценивается по значениям нормативной глубины промерзания–оттаивания или рассчитанным по модификациям формулы Стефана значениям [Основания..., 2012]. Используемые в расчетах гидрофизические свойства дисперсных горных пород и почв (естественная и характерные влажности), плотность, коэффициент теплопроводности, теплоемкость, температура начала замерзания, фазовый состав воды определяются либо в лабораторных условиях на образцах нарушенного или ненарушенного сложения, либо в полевых условиях на основе одновременного опробования.

Однако в природных условиях свойства почв и пород СМС и СТС весьма динамичны из-за изменения содержания и фазового состояния воды. Наряду с кондуктивным теплопереносом, характеризуемым коэффициентом теплопроводности, в почвах происходит конвективный перенос тепла и воды (инфильтрация свободной воды, миграция незамерзшей воды в промерзающей зоне к фронту промерзания, диффузия водяного пара и газов и др.). Важные факторы, контролирующие теплофизические свойства дисперсных пород и почв, их сложение и плотность, в природных условиях изменяются в результате усадки, набухания, пучения почв и других процессов, связанных с перестройкой структурных связей. Кроме того, массоперенос в почвах индуцирует разнообразные экзо- и эндотермические процессы (внутрипочвенная конденсация и испарение жидкой воды,

сублимация/десублимация льда, химические и биохимические превращения), которые вносят свой вклад в тепловой баланс СМС и СТС наряду с процессами замерзания воды в порах или таяния льда [Иванов, 1969; Булдович и др., 1978; Комаров, 2003; Жирков и др., 2018]. Прогноз глубины сезонного промерзания и протаивания почв без учета указанных тепловых эффектов может приводить к существенным погрешностям. Влияние изменчивости этих факторов на эффективные значения показателей теплофизических свойств почв СМС и СТС остается недостаточно изученным.

Цель работы – разработка методики, позволяющей по данным натурных измерений плотности теплового потока (B) и температуры (T) почв оценивать эффективные величины их объемной теплоемкости (C_e) и коэффициента теплопроводности (λ_e), изменяющиеся во временных рядах при действии внешних факторов теплообмена в сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих почвах.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучались почвы двух участков с различными геокриологическими условиями.

Первый участок натурных наблюдений “Пушино” характеризует почвы области сезонного промерзания. Участок расположен в центре Русской равнины в Заокской части Серпуховского района Московской области на южной окраине г. Пушкино. Исследуемые серые лесные почвы сформированы на покровных суглинках. Их плотность равна 1.49–1.54 г/см³, а влажность обычно составляет 24–25 % наименьшей влагоемкости. Травянистый напочвенный покров на участке сплошной, древесная растительность отсутствует. Климат района умеренно континентальный с умеренно холодной зимой, теплым летом и устойчивым увлажнением. Участок мониторинга расположен на горизонтальной поверхности. На нем находится постоянно действующий пост комплексного экологического мониторинга Института физико-химических и биологических проблем почвоведения (ИФХиБПП) РАН.

Среднегодовая температура пород участка “Пушино” составляет +6.0 °С. Промерзание почв

начинается в начале ноября, сезонная мерзлота сохраняется до середины–конца марта. По результатам полевых наблюдений, за зиму 2014/15 г. максимальная глубина промерзания на участке составила от 0.1 до 0.3 м. В сезонном мерзлом слое почвы наблюдается сегрегационное ледообразование, которое сопровождается пучением и уплотнением минеральных прослоев. В летнее время происходят процессы иссушения почвы, структурообразование, которое приводит к разуплотнению почвы и увеличению ее проницаемости для жидких и газообразных компонентов. Это, в свою очередь, способствует как внутрпочвенному, так и поверхностному испарению воды.

Второй участок натуральных наблюдений “Черский” относится к области сезонного протаивания почв. Участок расположен в субарктическом поясе на правом берегу р. Колымы в ее нижнем течении (северо-восток Республики Саха (Якутия)) на южной окраине поселка Черский. Здесь с поверхности залегают высокольдистые пылеватые суглинки позднеплейстоценового возраста с мощными ледяными жилами, которые принято относить к едомной свите [Решения..., 1987; Васильчук, Буданцева, 2018; Schirrmeyer et al., 2013].

Точка измерения тепловых потоков и температуры горных пород СТС (4–5 °С) расположена на пологом склоне южной экспозиции, в лишайниково-бруснично-зеленомошном листовичном редколесье с криометаморфической палео-метаморфизованной почвой. Напочвенный покров представлен торфянистым материалом толщиной до 5 см. Для почвы и подстилающих пород характерно высокое (2–14 %) содержание органического вещества, которое представляет собой малотрансформированные растительные остатки (детрит), неоднородно распределенные по профилю. На участке силами Северо-Восточной научной станции Тихоокеанского института географии ДВО РАН проводятся многолетние наблюдения по комплексной программе мониторинга, которая включает метеорологические, геокриологические, геоботанические и другие работы.

Климат района резко континентальный с продолжительным холодным зимним периодом. Плотность почвы составляет 1.4 г/см³. Обычно почва увлажнена до полной влагоемкости, однако летом при продолжительных засухах в верхних горизонтах наблюдается снижение весовой влажности до 5–7 %. Среднегодовая температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд, измеренная в 2022 г., составляет –2.6 °С. Сезонное протаивание почвы в районе участка “Черский” начинается в середине–конце мая. Около 80 % СТС оттаивает в июне–июле. В первой половине сентября оттаивание почв практически прекращается. Полное промерзание талого слоя обычно происходит к середине января. По данным многолет-

них (1998–2020) наблюдений (точка R18 “Гора Родинка” международной программы CALM), средняя мощность слоя сезонного протаивания почвы составляет 81 см. В точке измерения тепловых потоков эта величина равна 85 см. На участке мониторинга температуры почвы и теплового потока промерзание СТС сопровождается пучением и морозобойным растрескиванием. Эти процессы способствуют развитию сублимационного иссушения почвы в зимнее время. Так как участок располагается на склоне и увлажнен, в летнее время в почве местами формируется надмерзлотный сток, который оказывает влияние на тепловое состояние почвы и подстилающих многолетнемерзлых пород.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ЛАБОРАТОРИИ

Измерения температуры почвы проводились по методике, предусмотренной Руководством для агрометеорологических постов [1980] в автоматизированном режиме с использованием полупроводниковых датчиков вместо ртутных термометров. На участке “Пушино” мониторинг температуры почвы выполнялся с помощью измерительного комплекса UGT DL-200 (Германия), который на базе логгера объединяет датчики комплекса метеорологической станции и температуры почвы. Датчики температуры почвы системы UGT были установлены на глубинах 0, 10, 40 и 80 см. На обоих участках в качестве нулевой глубины принимали границу между живым и мертвым растительным покровом. Каждый датчик размещали в скважине без обсадки с заполнением скважины местной почвой после его установки. Для снижения взаимного влияния скважины устраивали на расстоянии 0.5 м друг от друга в соответствии с нормативными требованиями [Руководство..., 1980]. Измерения осуществлялись ежеминутно, а в памяти логгера каждые 15 минут фиксировались средние значения.

На участке “Черский” измерения температуры почвы проводились с помощью датчиков МЦДТ, подключенных к логгеру ЛЦД-1/100-СЦ производства НПО Эталон (г. Омск). Они были заложены на глубинах 0, 20, 40 и 80 см. Датчики, собранные в виде термокосы, устанавливали в скважине без обсадки с заполнением скважины после установки местным материалом и с укладкой напочвенного покрова. Интервал между измерениями температуры почвы здесь составлял 2 ч. На обоих участках используемое оборудование обеспечивало измерение температуры почвы с чувствительностью не хуже 0.05 °С.

Измерения тепловых потоков в почве на первом и втором участках проводились с помощью датчиков плотности теплового потока ДТП-0924 и логгеров ЛЦД-1/100-СЦ производства НПО Эталон. Датчики имеют форму дисков диаметром 100 мм и толщиной 7 мм и вместе с логгером ЛЦД-1/100-СЦ обеспечивают чувствительность по тепловому потоку 0.4 Вт/м². Датчики теплового потока устанавливали в почву в стенке шурфа. При установке расстояние между датчиками в плане составляло 0.5 м. Для каждого датчика в стенке шурфа устраивали нишу в форме горизонтальной щели длиной около 30 см и высотой 2.0–2.5 см. На дно ниши укладывали слой суспензии местной почвы с текучепластичной консистенцией толщиной 1 см, в которой располагали датчик. Затем пространство над датчиком и вся полость в стенке шурфа заполняли такой же суспензией, а почва, вынутая из шурфа, послойно укладывалась на место. На участке “Пушино” датчики теплового потока были установлены на глубинах 5, 20, 45 см, а на участке “Черский” – на глубинах 5, 40, 65 см. Интервал между измерениями плотности теплового потока на всех глубинах составлял 1 ч.

Эффективные значения коэффициентов теплопроводности λ_e и теплоемкости C_e почв, определяемые по данным мониторинга теплового потока и температуры, сравнивали с величинами коэффициентов теплопроводности λ и теплоемкости C , измеренными в лабораторных условиях. Лабораторные измерения выполняли на образцах горных пород, отобранных на участке мониторинга “Пушино”. Для оценки влияния влажности почв на их теплофизические свойства изучались образцы нарушенного сложения (пасты) с заданной влажностью. Измерения C и λ в лаборатории проводили методом цилиндрического зонда постоянной мощности с помощью прибора KD2 Thermal Properties (Decagon Devices, США).

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Для определения эффективной величины коэффициента теплопроводности λ_e [Вт/(м·К)] по измеренным значениям температуры и плотности теплового потока использовалась формула

$$\lambda_e = |B_1|(H_1 - H_2)/(T_1 - T_2), \quad (1)$$

где $|B_1|$ – модуль плотности теплового потока, Вт/м²; $(H_1 - H_2)$ – разность глубин между датчиками теплового потока 1 и 2, м; $(T_1 - T_2)$ – разность средних температур почвы на глубинах $(H_1 - H_2)$, К.

Эффективная величина объемной теплоемкости почвы C_e [Дж/(м³·К)] рассчитывалась по формуле

$$C_e = \frac{(B_1 - B_2)\tau}{(H_1 - H_2)(T_3 - T_2)}, \quad (2)$$

где $(B_1 - B_2)$ – разность интенсивности тепловых потоков между датчиками 1 и 2, Вт/м²; τ – временной интервал между измерениями, с; $(H_1 - H_2)$ – разность глубин между датчиками теплового потока 1 и 2, м; $(T_3 - T_2)$ – разность температуры почвы между последующим и текущим замерами, К.

Формулы (1), (2) справедливы для линейного распределения температуры почвы по глубине и во времени. Поэтому при оценке величин C_e и λ_e с их помощью в качестве исходных данных использовались фрагменты рядов температуры почвы, в которых ее значения на границах расчетных блоков почвы оставались постоянными в пределах допустимой точности термометрии (0.1 К). Дополнительные возможности получения данных обеспечивает осреднение величин λ_e и C_e во фрагментах временной последовательности значений теплового потока и температуры почвы. Осредненные величины эффективной теплопроводности (λ_e^m) и теплоемкости (C_e^m) рассчитаны по следующим формулам:

$$\lambda_e^m = \frac{n}{n-1} \left[\frac{\sum_{i=1}^{n-1} B_i}{\sum_{\gamma=1}^n \frac{\Delta T_\gamma}{\Delta H_\gamma}} \right], \quad (3)$$

где $n - 1$ – количество датчиков теплового потока в первом и втором выделенных слоях; n – количество датчиков температуры; γ – число замеров градиента температуры; i – номер замера теплового потока; B_i – текущее значение интенсивности теплового потока; ΔT_γ – текущее значение температуры почвы; ΔH_γ – текущее значение глубины заложения датчика;

$$C_e^m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(B_i + B_{i-1})\tau_i}{2\Delta H \Delta T_\tau}, \quad (4)$$

где n – число замеров теплового потока; B_i – текущее значение интенсивности теплового потока; B_{i-1} – предыдущее значение интенсивности теплового потока; τ_i – время между замерами; ΔT_τ – текущее значение температуры; ΔH – текущее значение глубины заложения датчика.

Нормальность распределения полученных значений оценивалась по критерию Пирсона. Отбрасывались данные, для которых выполнялось условие:

$$|\bar{a} - x_i| > vS,$$

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\bar{a} - x_i)^2},$$

где v – статистический критерий, принимаемый в зависимости от количества значений; S – среднеквадратичное отклонение; \bar{a} – среднее статистическое значение для каждого месяца; n – количество значений характеристики; x_i – частное значение характеристики.

Из рассмотрения также исключались значения C_e и λ_e , полученные при условиях $|T_i - T_{i+1}| < s_T$, $|B_i| < s_B$, $|B_i - B_{i+1}| < s_B$, где s_T , s_B – чувствительность измерителей температуры и теплового потока соответственно.

Обработка значений λ_e^m и C_e^m , полученных по формулам (3) и (4), показала, что они укладываются в доверительный интервал $\bar{a} \pm S$, что позволяет использовать осредненные данные в расчетах.

ПРИМЕРЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОНИТОРИНГА И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 1, 2 приведены примеры результатов мониторинга температуры T и плотности теплового потока B в почвах для обоих участков исследования. С увеличением глубины наблюдается закономерное сокращение амплитуды колебаний как температуры, так и плотности теплового потока, а также увеличение фазового сдвига в суточных и годовых циклах. Существенно различается

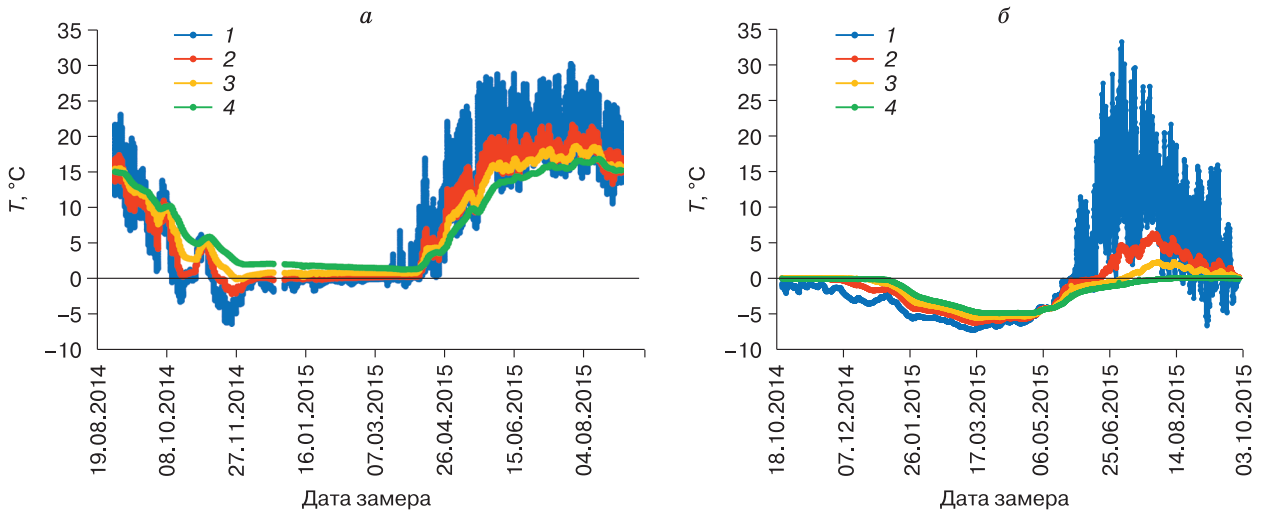


Рис. 1. Динамика температуры почвы T на разных глубинах:

a – почва сезонномерзлого слоя, участок “Пушино” ($1 - H = 0$; $2 - H = 0.1$ м; $3 - H = 0.4$ м; $4 - H = 0.8$ м); *б* – почва сезонноталого слоя, участок “Черский” ($1 - H = 0$; $2 - H = 0.2$ м; $3 - H = 0.4$ м; $4 - H = 0.8$ м).

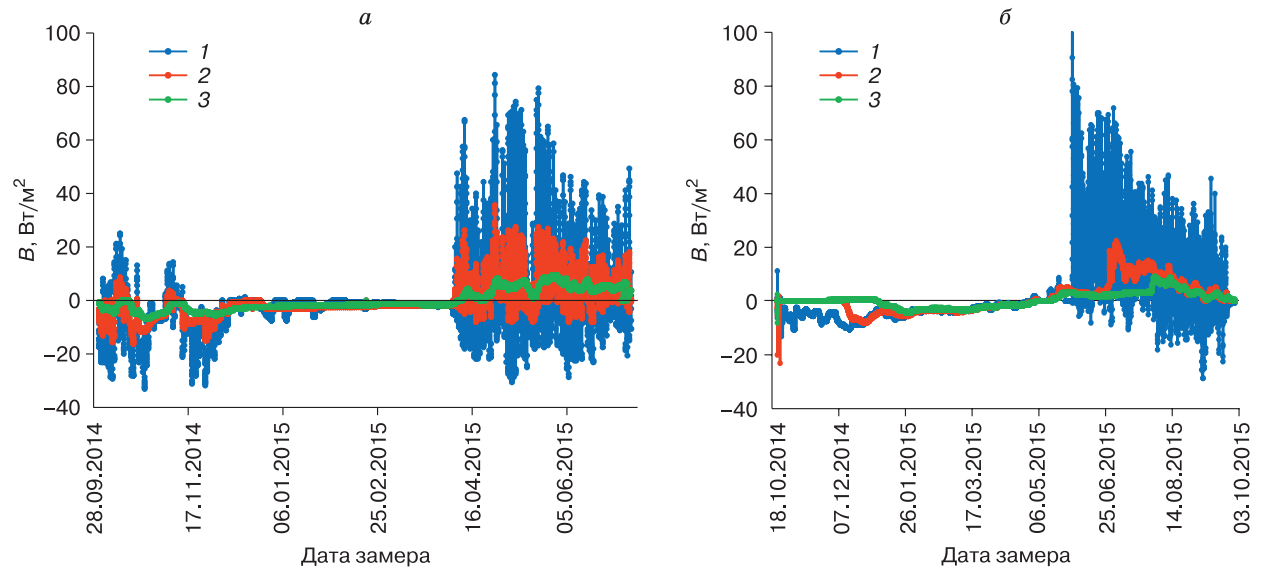


Рис. 2. Динамика интенсивности теплового потока B в почвах на разных глубинах:

a – почва сезонномерзлого слоя, участок “Пушино” ($1 - H = 0.05$ м; $2 - H = 0.20$ м; $3 - H = 0.45$ м); *б* – почва сезонноталого слоя, участок “Черский” ($1 - H = 0.05$ м; $2 - H = 0.40$ м; $3 - H = 0.65$ м).

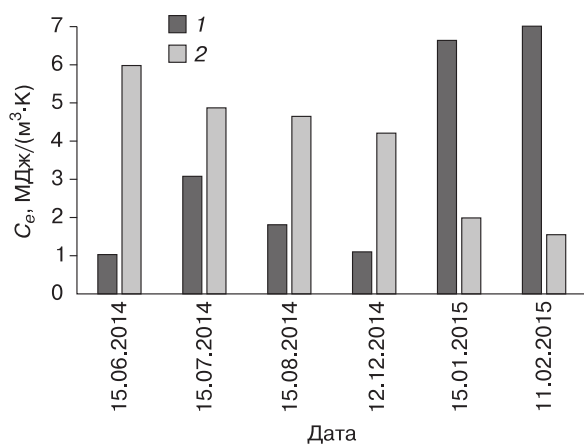


Рис. 3. Эффективные значения теплоемкости почвы C_e на разных глубинах, рассчитанные по соотношению (2) по данным мониторинга теплового потока и температуры горной породы на участке “Пушино”.

Глубина: 1 – 5–20 см; 2 – 20–45 см.

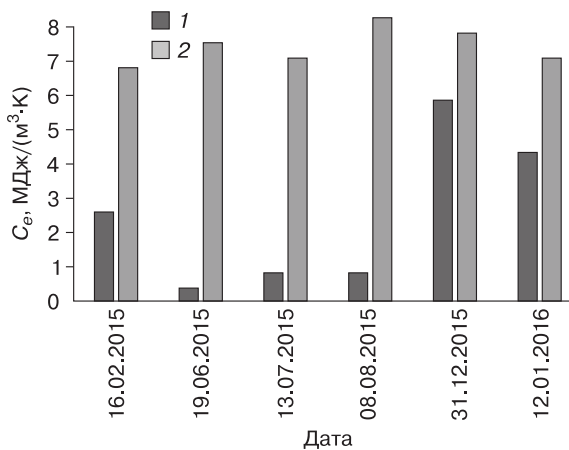


Рис. 4. Эффективные значения теплоемкости почвы C_e на разных глубинах, рассчитанные по соотношению (2) по данным мониторинга теплового потока и температуры почвы на участке “Черский”.

Глубина: 1 – 0–40 см; 2 – 40–85 см.

динамика рассматриваемых показателей в бесснежный период и при наличии снежного покрова. На обоих участках суточные колебания температуры, как правило, не проникают сквозь толщу снега.

По результатам мониторинга теплового потока и температуры почвы в пределах временных рядов с переносом тепла в квазистационарных условиях на обоих участках мониторинга по формулам (1), (2) рассчитаны эффективные значения теплоемкости C_e и теплопроводности λ_e почв.

Для СМС участка “Пушино” (рис. 3) наименьшие величины C_e около 1 МДж/(м³·К) наблюдаются летом и в середине декабря 2014 г. в верхнем (5–20 см) слое почвы. Эти относительно невысокие эффективные значения C_e близки к величинам теплоемкости C , измеренным в лабораторных условиях, которые увеличиваются с ростом влажности почвы от 1.2 до 3.2 МДж/(м³·К). В других случаях эффективные величины C_e оказались больше, чем значения теплоемкости, измеренные в лаборатории, достигая 7 МДж/(м³·К) (см. рис. 3). Наблюдаемое превышение C_e над C в верхнем горизонте, испытывающем в зимний период замерзание и оттаивание, объясняется вкладом теплоты фазовых переходов воды в эффективную теплоемкость почвы. Высокие значения C_e , наблюдаемые в летнее время, можно объяснить зависимостью их от затрат тепла при испарении воды с поверхности почвы.

Сходная картина наблюдается в динамике теплоемкости сезоннотраивающей почвы (рис. 4).

Здесь значения эффективной теплоемкости в нижнем слое (40–85 см) заметно больше, чем у поверхности (0–40 см). Замерзание почвы в поверхностном слое в начале зимы сопровождается ростом эффективной теплоемкости, что связано, очевидно, с вкладом в C_e теплоты ледообразования. Наименьшие значения C_e в верхней части СТС в начале и конце лета можно объяснить сезонным снижением влажности почвы.

На рис. 5 приведена динамика эффективных значений коэффициента теплопроводности λ_e сезоннотраивающей почвы. Наблюдаемая здесь изменчивость λ_e от 0.3 до 2.2 Вт/(м·К) превышает диапазон значений, связанных исключительно с кондуктивным переносом (измеренные в лаборатории λ изменяются от 0.13 до 1.79 Вт/(м·К)). Колебания λ_e объясняются процессами конвективного переноса при инфильтрации поверхностных вод и при переносе газовой фазы в почве. Не исключается вклад в значения λ_e экзо- и эндотермических процессов в почвах, которые влияют на величину C_e .

Значения λ_e сезоннотраивающей почвы участка “Черский” еще более изменчивы (рис. 6). Наименьшие эффективные значения теплопроводности отмечены в слоях 20–40 и 80–85 см в летний период. Такая динамика λ_e объясняется вкладом в перенос тепла конвективных процессов, а также влиянием экзо- и эндотермических превращений в почвах в природных условиях.

Для приблизительной оценки возможного вклада теплоты испарения в эффективные значе-

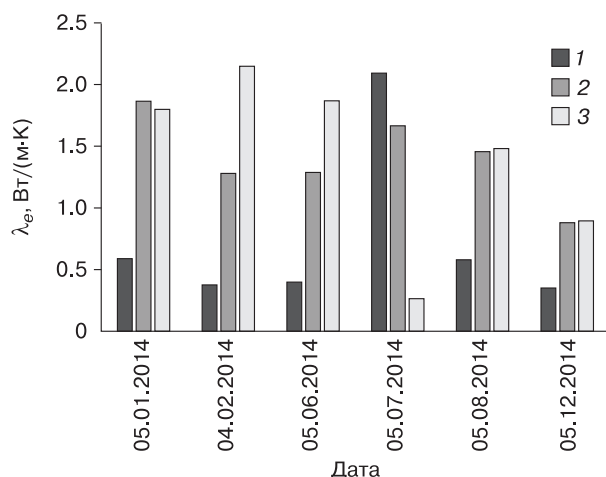


Рис. 5. Эффективные значения коэффициента теплопроводности λ_e почвы (участок “Пушино”) на разных глубинах, вычисленные по формуле (1).

Глубина: 1 – 0–10 см; 2 – 10–40 см; 3 – 40–80 см.

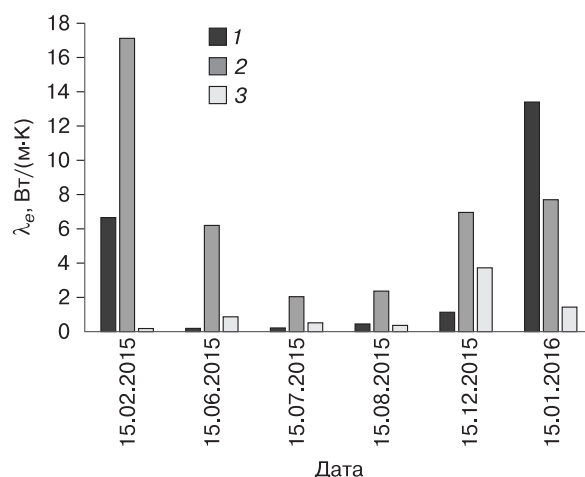


Рис. 6. Эффективные значения коэффициента теплопроводности λ_e сезоннотатаивающей почвы (участок “Черский”) на разных глубинах, вычисленные по формуле (1).

Глубина: 1 – 20–40 см; 2 – 40–80 см; 3 – 80–85 см.

ния коэффициентов теплопроводности и теплоемкости воспользуемся формулами (1) и (2), заменив в них измеренные величины B_1 значением интенсивности потока, расходуемого на испарение воды с поверхности почвы. А.Р. Константинов [1968] приводит данные об испарении с поверхности почвы за июнь (месяц с наиболее интенсивным испарением) 27.7 кг/(м²·месяц) в лесах центра Среднерусской возвышенности (Москва как ближайшая станция к участку “Пушино”) и 21.6 кг/(м²·месяц) для Колымской низменности (Среднеколымск как ближайшая станция к участку “Черский”). С учетом удельной теплоты испарения воды, равной 2.4 МДж/кг, по формулам (1) и (2) находим, что вклад затрат тепла на испарение воды в эффективные значения коэффициента теплопроводности составляет 1.2 и 1.9 Вт/(м·°С) на площадках “Пушино” и “Черский” соответственно. Вклады затрат тепла на испарение воды в эффективные значения теплоемкости почвы, вычисленные по формуле (2) с той же заменой, составляют 0.56 и 0.35 МДж/(м³·°С) для участков “Пушино” и “Черский”. Следовательно, затраты тепла на испарение воды из почвы могут вносить заметный вклад в наблюдаемые превышения λ_e и C_e над λ и C .

Наряду с испарением воды на величины λ_e и C_e существенно влияют процессы сублимации льда, конвекция жидкой и газообразных компонентов почвы, окисление органического вещества и другие экзо- и эндотермические реакции. Исследование влияния этих процессов требует привлече-

ния дополнительных данных о режиме влажности, массопереносе в почвах, эмиссии газообразных фаз и др.

Изменчивость эффективных теплофизических коэффициентов характерна также для среднемесячных значений λ_e^m и C_e^m (см. таблицу). На участке “Пушино” самые низкие значения λ_e^m отмечаются зимой и в середине лета в верхней части почвенного профиля, когда влажность почвы минимальная и в ней не происходят фазовые переходы воды. Наибольшие значения λ_e наблюдаются в конце весны, что, вероятно, связано с испарением воды. Наименьшая величина эффективной теплоемкости почвы на участке “Пушино” наблюдается весной после оттаивания, а наибольшая – в начале зимы, что может быть связано с вкладом теплоты фазового перехода воды при промерзании почвы.

На участке “Черский” наименьшие эффективные значения коэффициента теплопроводности почвы приурочены к середине лета и середине зимы, когда в почве интенсивность фазовых переходов воды минимальная. Самое высокое значение λ_e отмечено в апреле при оттаивании почвы. Наименьшие значения C_e здесь также отмечены летом и зимой, однако именно на лето приходится максимальное значение C_e , что можно объяснить влиянием испарения воды из почвы. Распределение в профиле почвы и динамика эффективных значений теплофизических показателей на обоих участках имеют сложный характер, и для их анализа необходимы дополнительные данные.

Осредненные значения эффективных коэффициентов теплопроводности (3) и теплоемкости (4) грунтов на разных глубинах в летний и зимний периоды

Месяц, год	λ_e^m , Вт/(м·К)			C_e^m , МДж/(м ³ ·К)	
	0–0.1 м	0.1–0.4 м	0.4–0.8 м	0.05–0.20 м	0.20–0.45 м
<i>Участок “Пушино”</i>					
Декабрь, 2013	1.04 ± 0.08	1.18 ± 0.06	1.00 ± 0.01	6.79 ± 0.99	4.52 ± 0.68
Январь, 2014	0.51 ± 0.07	0.77 ± 0.11	0.99 ± 0.01	6.34 ± 0.96	4.67 ± 0.90
Февраль, 2014	0.33 ± 0.10	0.90 ± 0.18	0.92 ± 0.02	–	–
Апрель, 2014	0.47 ± 0.79	0.90 ± 0.04	–	1.65 ± 0.56	3.33 ± 0.07
Май, 2014	0.56 ± 0.71	0.87 ± 0.03	1.00 ± 0.02	3.36 ± 0.45	4.02 ± 0.48
Июнь, 2014	0.35 ± 0.13	0.77 ± 0.03	0.97 ± 0.05	–	2.87 ± 1.98
Июль, 2014	0.33 ± 0.02	0.53 ± 0.10	0.92 ± 0.02	–	5.50 ± 0.75
Ноябрь, 2014	–	–	0.40 ± 0.09	–	3.92 ± 2.34
Декабрь, 2014	0.65 ± 0.34	0.73 ± 0.36	0.81 ± 0.06	5.74 ± 1.89	–
Январь, 2015	0.38 ± 0.11	1.07 ± 0.18	0.67 ± 0.03	5.80 ± 2.13	–
Февраль, 2015	–	0.77 ± 0.04	0.74 ± 0.01	5.66 ± 2.20	–
Март, 2015	0.37 ± 0.06	0.88 ± 0.06	0.62 ± 0.02	4.01 ± 2.07	–
Апрель, 2015	–	–	0.92 ± 0.40	–	2.96 ± 2.45
Май, 2015	0.55 ± 0.14	1.10 ± 0.24	1.30 ± 0.24	3.60 ± 1.95	4.60 ± 1.45
Июнь, 2015	0.37 ± 0.15	0.73 ± 0.16	1.25 ± 0.05	–	–
	0–0.2 м	0.2–0.4 м	0.4–0.8 м	0.05–0.40 м	0.40–0.65 м
<i>Участок “Черский”</i>					
Декабрь, 2014	1.30 ± 0.30	0.35 ± 0.03	1.06 ± 0.03	6.12 ± 0.78	4.56 ± 0.99
Июнь, 2015	–	0.28 ± 0.45	0.25 ± 0.01	4.88 ± 0.29	6.84 ± 0.14
Октябрь, 2015	1.11 ± 0.30	–	–	6.44 ± 0.56	–
Январь, 2016	–	0.28 ± 0.01	1.35 ± 2.49	0.87 ± 0.01	3.13 ± 0.05
Май, 2016	–	4.07 ± 0.02	0.30 ± 0.52	–	0.96 ± 0.06
Июнь, 2016	1.27 ± 0.30	–	0.21 ± 0.01	5.72 ± 0.04	7.58 ± 0.14
Октябрь, 2016	1.30 ± 0.30	–	0.68 ± 0.05	6.12 ± 0.41	3.48 ± 0.31
Декабрь, 2016	–	4.84 ± 0.050	–	6.65 ± 0.42	3.80 ± 0.30
Май, 2017	0.83 ± 1.14	–	0.69 ± 0.59	–	–
Июнь, 2017	–	8.45 ± 4.80	0.26 ± 0.01	6.56 ± 0.39	2.95 ± 0.31
Сентябрь, 2017	–	13.38 ± 1.37	0.26 ± 0.01	6.41 ± 0.39	3.00 ± 0.30
Октябрь, 2017	0.79 ± 0.39	12.78 ± 3.02	0.65 ± 0.69	6.40 ± 0.38	3.08 ± 0.30
Июнь, 2018	0.76 ± 0.79	7.49 ± 0.23	0.27 ± 0.01	5.76 ± 0.14	3.20 ± 0.31
Апрель, 2019	–	17.80 ± 0.80	–	4.68 ± 0.34	4.04 ± 0.30
Ноябрь, 2019	–	15.78 ± 0.86	8.08 ± 0.77	–	–

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены данные мониторинга плотности теплового потока и температуры почв на двух наблюдательных площадках, которые характеризуют области сезонного промерзания и сезонного протаивания почв в природных условиях. Предложена методика оценки эффективных значений коэффициентов теплопроводности и теплоемкости почв по результатам мониторинга. Разработана процедура, которая позволяет получать осредненные по времени эффективные значения C_e и λ_e . Для контроля в лаборатории на образцах с заданной влажностью методом цилиндрического зонда измерены C и λ , которые определяют только кондуктивный перенос тепла. Величины C и λ сопо-

ставлены с эффективными значениями коэффициентов C_e и λ_e , характеризующими теплообмен в почвах как в открытых природных системах.

Результаты показывают, что C_e и λ_e в природных условиях не остаются постоянными, а существенно изменяются во времени. Зависимость C_e и λ_e от влажности почв лишь отчасти объясняет наблюдаемые различия. Осенью и весной при промерзании и протаивании почвы C_e и λ_e существенно изменяются за счет теплоты фазовых переходов при замерзании воды и плавлении льда. В летний период наблюдаемые anomalно высокие значения эффективных коэффициентов C_e и λ_e связаны, вероятно, с затратами тепла на испарение воды из почвы. Тепловые эффекты замерза-

ния и таяния воды, а также ее испарения объясняют основные особенности наблюдаемой динамики величин C_e и λ_e . Вместе с тем для анализа полной картины изменения этих коэффициентов требуется привлечение дополнительных данных о конденсации, сублимации, десублимации воды, окислении органического вещества, изменениях строения почв и других процессов.

Предлагаемая методика определения эффективных значений теплоемкости и теплопроводности (C_e и λ_e) по данным мониторинга температуры и тепловых потоков позволяет оценивать теплофизические свойства почв как величины, связанные не только с кондуктивным механизмом теплопередачи, но и с вероятным вкладом в теплообмен процессов, протекающих в сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих почвах в природных условиях.

Благодарности. Работа выполнена по теме государственного задания АААА-А18-121040800142-5 и АААА-А18-118013190180-9 при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00559).

Литература

- Булдович С.Н., Афанасенко В.Е., Мелентьев В.С.** Некоторые данные о конденсации водяных паров в грубообломочных грунтах Южной Якутии // Мерзлотные исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, т. 17, с. 169–175.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А.** Стабильные изотопы кислорода в новых разрезах едомных и голоценовых отложений поселка Черский, низовья реки Колымы // Арктика и Антарктика, 2018, № 3, с. 95–106.
- Жирков А.Ф., Пермяков П.П., Железняк М.Н.** Влияние внутригрунтовой конденсации на термовлажностный режим мерзлых грунтов // Проблемы регион. экологии, 2018, № 3, с. 77–89.
- Иванов Н.С.** Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., Наука, 1969, 240 с.
- Комаров И.А.** Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М., Науч. мир, 2003, 608 с.
- Константинов А.Р.** Испарение в природе. Л., Гидрометеоздат, 1968, 532 с.
- Основания и фундаменты на вечноммерзлых грунтах // Свод правил СП 25.13330.2012.** М., ФЦС, 2012, 118 с.
- Решения** межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, 241 с.
- Руководство** для агрометеорологических постов. Л., Гидрометеоздат, 1980, 82 с.
- Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V. et al.** Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia // Encyclopedia of Quaternary Science. Amsterdam, Elsevier, 2013, p. 542–552.

References

- Buldovich S.N., Afanasenko V.E., Melent'ev V.S. Some data on condensation of water vapor in coarse detrital soils of South Yakutia. In: Merzlotnye Issledovanija [Permafrost researches]. Moscow, Izd-vo MGU, 1978, vol. 17, p. 169–175 (in Russian).
- Vasilchuk Yu.K., Budantseva N.A. Stable oxygen isotopes in new sections of the Yedoma and Holocene deposits of the Chersky settlement, the lower reaches of the Kolyma River. Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctica], 2018, No. 3, p. 95–106 (in Russian).
- Zhirkov A.F., Permyakov P.P., Zheleznyak M.N. Influence of the water condensation on the thermal and water regime of grounds. Problemy regionalnoi ekologii [Problems of the Regional Ecology], 2018, No. 3, p. 77–89 (in Russian).
- Ivanov N.S. Teplo- i massoperenos v merzlykh porodakh [Heat and mass transfer in frozen rocks]. Moscow, Nauka, 1969, 240 p. (in Russian).
- Komarov I.A. Termodinamika i teplomassoobmen v dispersnykh merzlykh porodakh [Thermodynamics and heat and mass transfer in dispersed frozen rocks]. Moscow, Nauchnyi Mir, 2003, 608 p. (in Russian).
- Konstantinov A.R. Isparenie v prirode [Evaporation in nature]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1968, 532 p. (in Russian).
- Osnovaniya i fundamenty na vtchnomerzlykh gruntakh. Svod pravil RS 25.13330.2012. [Bases and foundations on permafrost grounds. Set of rules RS 25.13330.2012]. Moscow, FCS, 2012, 118 p. (in Russian).
- Decisions of the interdepartmental stratigraphic meeting of the Quaternary system of the East of the USSR [Resheniya mezduvedomstvennogo stratigraficheskogo soveshaniya po chetvertichnoy sisteme Vostoka SSSR]. Magadan, SVKNII DVO AN SSSR, 1987, 241 p. (in Russian).
- Guide for agrometeorological posts [Rukovodstvo dlya agrometeorologicheskikh postov]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1980, 82 p. (in Russian).
- Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V. et al. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia. In: Encyclopedia of Quaternary Science. Amsterdam, Elsevier, 2013, p. 542–552.

*Поступила в редакцию 10 октября 2021 г.,
после доработки – 8 мая 2022 г.,
принята к публикации 29 октября 2022 г.*