ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2020, том 56, № 2, с. 127–138

УДК 551.511.6

ОБЗОР МЕТОДОВ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ТЕПЛООБМЕНА В МОХОВОМ ПОКРОВЕ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ

© 2020 г. В. М. Степаненко[a, b, *], И. А. Репина[a, c], В. Э. Федосов[d], С. С. Зилитинкевич[e], В. Н. Лыкосов[a, f]

[a]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Ленинские горы, д. 1, стр. 4, Москва, 119991 Россия*

[b]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Ленинские горы, д. 1, стр. 1, Москва, 119991 Россия*

[c]*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., д. 3, Москва, 119017 Россия*

[d]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Биологический факультет, Ленинские горы, д. 1, стр. 12, Москва, 119991 Россия*

[e]*Финский метеорологический институт, P.O. BOX 503, FI-00101, Хельсинки, Финляндия*

[f]*Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, д. 8, Москва, 119333 Россия*

******e-mail: stepanen@srcc.msu.ru*

Поступила в редакцию 21.10.19 г.
После доработки 07.11.2019 г.
Принята к публикации 20.11.2019 г.

Моховый покров играет важную роль в формировании термодинамического и биогеохимического режима функционирования экосистем высоких широт как доминирующий тип растительности в высоких широтах. Он сокращает теплообмен между подстилающей поверхностью и глубокими слоями почвы, что приводит к уменьшению толщины сезонно-талого слоя, а также регулирует режим увлажнения почв. При этом, в моделях Земной системы специфика тепло- и влагообмена в моховом покрове представлена упрощенно. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы обобщить современные знания о механизмах теплообмена в моховом покрове и способах их количественного описания; определить недостающие для построения физически обоснованных параметризаций данные и сформулировать задачи для ближайших теоретических и экспериментальных работ. В статье дан краткий обзор параметризаций переноса тепла в мохово-лишайниковом покрове в современных моделях Земной системы, представлены результаты экспериментальных и теоретических исследований теплопроводности почв и мхов, а также приведено обобщение известной информации о динамической и термической шероховатости растительных сообществ, в том числе мхов. В заключении даны рекомендации по разработке параметризаций процессов в моховом покрове и постановке модельных и натурных экспериментов.

Ключевые слова: модели погоды и климата, подстилающая поверхность, мхи и лишайники, теплообмен, параметризации

DOI: 10.31857/S0002351520020133

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших последствий потепления климата является деградация многолетней мерзлоты. При этом, органическое вещество, находящееся ранее в мерзлом грунте, начинает разлагаться, а образующиеся парниковые газы, в основном CO_2 и CH_4, поступают в атмосферу. Создаваемую этим процессом положительную обратную связь с ростом температуры тропосферы важно адекватно учитывать в моделях Земной системы. При этом, важнейшим фактором, определяющим потоки энергии и массы на подстилающей поверхности, является растительный покров, который в высоких широтах представлен преимущественно мхами (бриофитами) и лишайниками (рис. 1).

Высшие растения, на долю которых приходится подавляющая доля наземной первичной продукции, подразделяются на две крупные группы – сосудистые растения и мохообразные. Количество видов мохообразных в целом ниже, чем разнообразие сосудистых растений, и оно относительно равномерно распределяется по высоким и средним широтам, на основании чего высказывается предположение, что возникновение и распространение этой группы организмов связаны со сравнительно холодными эпохами [1–3]. К важ-

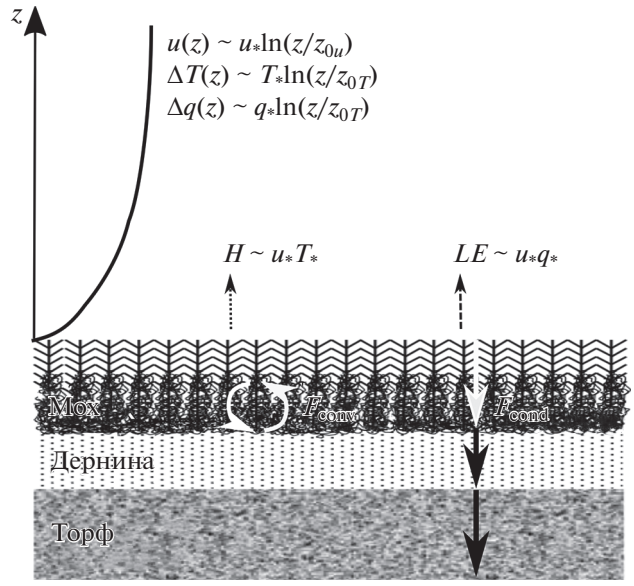

Рис. 1. Перенос импульса, тепла и влаги в системе "приземный слой–активный слой почвы" в случае присутствия мхов, на примере болотной экосистемы. Применены стандартные обозначения теории приземного слоя (для простоты – для нейтральной стратификации), F_{cond} и F_{conv} – молекулярный и конвективный перенос тепла в моховом покрове соответственно.

нейшим свойствам мохообразных, позволяющим им успешно существовать в условиях сурового климата высоких широт, можно отнести: 1) мелкие размеры, 2) способность переносить почти полное иссушение тканей без утраты их жизнеспособности, 3) замедленные физиологические процессы, 4) произрастание в густых дерновинках, 5) широкая распространенность вегетативного размножения, а также пионерных и рудеральных стратегий [4–6]. Благодаря этим качествам в суровых природных условиях Арктики и высокогорий мохообразные по биомассе и продукции преобладают над сосудистыми растениями. Для типичных зональных тундровых и северотаежных растительных сообществ характерны мощные дернины мхов. В связи с этим очевидно, что мхи играют важную роль в формировании термодинамического и биогеохимического режима функционирования упомянутых экосистем. Так, показано, что в высоких широтах моховый покров сокращает теплообмен между поверхностью почвы и атмосферой, что приводит к уменьшению толщины сезонно-талого слоя, а также ограничивает эмиссию углекислого газа [7–10].

Мхи известны также низкой влагопроводностью, по меньшей мере, по причине слабого всасывания влаги корнями. Это обстоятельство является важным для режима увлажнения почвы в высоких широтах, и, в частности, способствует сохранению переувлажнения на верховых болотах. Но, из-за ограниченности объема статьи, эта роль мха здесь не рассматривается. Результаты физико-математического моделирования переноса влаги во мхах можно найти, например, в работах [11, 12].

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы оценить современные знания о механизмах теплообмена в моховом покрове и способах их количественного описания; определить недостающие для построения физически обоснованных параметризаций данные и сформулировать задачи для ближайших теоретических и экспериментальных работ.

Статья построена следующим образом. В разделе 1 приводится короткий обзор параметризаций переноса тепла в мохово-лишайниковом покрове в современных моделях Земной системы. Раздел 2 посвящен экспериментальным данным и теоретическим подходам к описанию теплопроводности почв и мхов, накопленным к настоящему времени в почвоведении и биологии. В разделе 3 представлены эмпирические и теоретические знания о динамической и термической шероховатости растительных сообществ, в том числе мхов. В заключении сформулированы основные выводы работы и приведены рекомендации к постановке будущих исследований.

1. ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА В МОХОВОМ ПОКРОВЕ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ

В моделях Земной системы специфика тепло- и влагообмена в моховом покрове представлена в настоящее время весьма упрощенно. Например, в схеме суши LSM (Land Surface Model, [13]) мох представлен одним (верхним) слоем в конечно-разностной сетке почвенной модели с пористостью, равной 0.9, и с постоянными значениями теплоемкости и коэффициента теплопроводности тела мха (авторы не приводят источники для этих значений). Показана высокая чувствительность термического режима почвы и потоков энергии на подстилающей поверхности к включению этого слоя. В модели деятельного слоя JULES (Joint UK Land Environment Simulator, [14]) учтена возможность частичного покрытия ячейки модели мхом. Его толщина задана константой 5 см, а коэффициент теплопроводности рассчитывается как линейная функция влагосодержания согласно [9]. В результате введения слоя мха и других усовершенствований модели существенно повысилось качество воспроизведения толщины сезонного оттаивания вечной мерзлоты. В канадской модели суши CLASS (Canadian Land Surface Scheme [15]) в блоке болот толщина слоя мха принимается 10 см. Коэффициент теплопроводности также считается линейной функцией влажности согласно экспериментальным

данным [16]. Та же зависимость принимается и в блоке деятельного слоя ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems [17]). В модели суши JSBACH Института метеорологии Общества Макса Планка [10] предполагается, что перенос тепла в слое мхов и лишайников (толщиной 4.5 см) может быть описан с привлечением геометрического осреднения коэффициентов теплопроводности и концепции нормированной теплопроводности (числа Керстена, см. раздел 2.1); механизм теплопроводности при этом считается молекулярным. При включении слоя бриофитов температура верхнего слоя почвы к северу от 50° с.ш. понизилась в модели в среднем на 2.7 K. В последующих разделах статьи будет показано, что принятая в моделях Земной системы связь теплопроводности мхов только с влагосодержанием не учитывает других важных физических факторов.

2. ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА В МОХОВОМ ПОКРОВЕ

Данные натурных измерений показывают, что, в первую очередь, теплоизолирующие свойства мохового покрова определяются его толщиной, плотностью и обводненностью [9]. В зависимости от степени увлажнения и множества различных экологических факторов видовой состав, проективное покрытие мохового покрова и мощность моховой дернины сильно меняются [18–20]. Так, мох может отсутствовать на участках, подвергающихся интенсивной эрозии или снежно-ветровой корразии, или достигать 100% покрытия и мощности до 20 см и более в условиях, благоприятствующих торфонакоплению. Экологическая разнообразность позволяет 150–200 видам мохообразных стабильно сосуществовать даже в условиях равнинных арктических тундр [20]. Сложность пространственной структуры мохового покрова в подавляющем числе работ, посвященных вкладу мохового покрова в теплообмен почвы и атмосферы высоких широт (в том числе в моделях деятельного слоя суши, см. раздел 1), не учитывается. В настоящем обзоре аспект горизонтальной неоднородности также не рассматривается, поскольку заслуживает отдельного обсуждения.

Ниже будут рассмотрены физические механизмы молекулярной и турбулентной теплопроводности в слое мхов и их математическое описание.

2.1. Молекулярная теплопроводность

Верхнюю часть деятельного слоя суши в случае произрастания мхов можно разделить на три части: моховый покров, дернина и органический слой. Два последних слоя представляют собой среду с низкой пористостью, что означает слабую скорость течений внутрипоровой влаги и газов и, следовательно, преимущественно молекулярный механизм теплопроводности. В моховом слое, в силу значительной пористости, возможна циркуляция воздуха, чему посвящен следующий подраздел 2.2. В настоящем параграфе излагаются доступные сведения о молекулярном переносе тепла в моховом покрове.

Экспериментальному определению теплопроводности мха посвящено небольшое число работ. Так, Судзиловская и соавт. [9] провели измерения теплопроводности 17-ти видов мхов в натурных и лабораторных условиях. Показано, что коэффициент теплопроводности слабо зависит от плотности мха и линейно – от влагосодержания. Авторы делают также вывод, что биологические процессы не оказывают заметного влияния на теплопроводность. Ими показаны видоспецифические отличия эффекта теплоизоляции: верхоплодные мхи, формирующие плотные подушковидные дернины (*Polytrichum commune*, *P. strictum*, *Sphagnum fuscum*) значительно сильнее других рассмотренных видов сокращают среднюю амплитуду колебания температуры почвы (с 10 до 4 K по сравнению с обнаженной почвой для *Sphagnum fuscum* для рассмотренного периода измерений). Похожий эффект показан авторами и для формирующих протяженные ковры бокоплодных мхов, *Pleurozium schreberi* и *Hylocomium splendens*, основных доминантов напочвенного покрова зональных таежных лесов и тундр. Для еще одного из характерных мхов зональных тундр, *Aulacomnium turgidum*, показана, напротив, относительно высокая теплопроводность (амплитуда температуры уменьшилась с 7 до 5 K по сравнению с обнаженной поверхностью). В дальнейшем этот эффект может быть рассмотрен и учтен с позиций классификации форм роста мохообразных [18]. Согласно той же работе [9], удаление мохового покрова с естественной поверхности слабо меняет ее среднюю температуру. С другой стороны, в работе [21] показано снижение средней температуры почвы под моховым покровом на 0.9–2.1°C (что согласуется с результатами моделирования, представленными в [10]) и сокращение толщины сезонно талого слоя на 9–20 см. Аналогичные выводы были получены в работе [7] по результатам серии численных экспериментов с разработанной в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН одномерной моделью тепло- и влагопереноса в системе “почва–растительность–снежный покров” с использованием данных систематических наблюдений на научной станции Франклин Блаффс (Аляска) и на четырех метеостанциях, расположенных в северной и центральной части Сибири. К заключению о резком увеличении потока тепла и испарения на поверхности при удалении мохового покрова и, таким образом, значимости тепло- и влагоизолирующей функции мха в экосистемах высоких широт при-

ходят авторы работы [22]. В статье [23] подобные оценки дополняются также демонстрацией влияния толщины мохового покрова на глубину сезонного оттаивания многолетнемерзлых грунтов. В работе [24] на основе данных измерений рассмотрено влияние мохового покрова на температурный режим многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене, экспериментальные данные дополняются данными расчетов по региональной и глобальной моделям климата при разной высоте снежного и мохового покровов. Показано, что снижение температуры грунта под моховым покровом на несколько градусов может компенсировать рост температуры воздуха при изменении климата и предотвратить деградацию многолетней мерзлоты. Материалы экспериментальных исследований теплофизических свойств мохообразных и их воздействие на деятельный слой почв арктических тундр представлены в работе [25]. Получена эмпирическая зависимость коэффициента теплопроводности мха от его влажности в холодный и теплый периоды года. В согласии с результатами [9], линейная зависимость коэффициента теплопроводности мха от объемного влагосодержания обнаружена и в экспериментальной работе [16]. Зависимость теплопроводности и удельной теплоемкости мха от его влажности и плотности также подтверждается результатами исследований образцов мохового покрова методами заданного стационарного потока тепла и калориметрии работе [26]. Теоретические работы по определению молекулярной теплопроводности во мхах, по-видимому, отсутствуют.

Теоретические подходы к определению коэффициента молекулярной теплопроводности в пористой естественной среде хорошо разработаны в почвоведении (см., например, недавний обзор в [27]). Еще в 1912 г. О. Винером [28] была рассмотрена среда, состоящая из n материалов с разными значениями коэффициента теплопроводности и заданными долями в общем объеме. Установлено, что максимальное значение коэффициента теплопроводности достигается, когда материалы образуют слои вдоль градиента температуры, и минимальное – при их расположении в перпендикулярном направлении. В первом случае коэффициент теплопроводности среды есть сумма коэффициентов k_i, взвешенных объемными долями α_i:

$$k_{\max} = \sum_i \alpha_i k_i, \tag{1}$$

во втором – таким же образом взвешиваются обратные значения коэффициентов:

$$k_{\min} = \left(\sum_i \frac{\alpha_i}{k_i} \right)^{-1}. \tag{2}$$

Линейная зависимость теплопроводности мха от объемного содержания влаги [9, 16], таким образом, может указывать на вертикальную ориентацию пор в моховом покрове из-за вертикального расположения структурных элементов мхов. Между приведенными выше крайними значениями теплопроводности находится *геометрическое среднее* коэффициентов теплопроводности составляющих почву материалов [29]:

$$k = \prod_i k_i^{\alpha_i}. \tag{3}$$

На основе этого осреднения построены большинство современных моделей переноса тепла в почвоведении [30–33]. Так, коэффициент теплопроводности твердой части почвы осредняется по значениям для кварца (наиболее теплопроводного из минералов почвы), других минералов, включая лед [34], и органической материи [35]; коэффициент теплопроводности насыщенной жидкой влагой почвы – осреднением соответствующих коэффициентов для воды и твердой части. В случае ненасыщенной почвы перенос тепла осуществляется также в результате движения воды и водяного пара под действием разности потенциалов и градиента концентрации соответственно. Кроме того, при разном содержании жидкой влаги различаются также топологии распределения жидкости и газа в фиксированном скелете почвы, в простейшем случае выражаемые характеристиками извилистости и связности. В результате, геометрическое осреднение коэффициентов теплопроводности для ненасыщенной почвы дает неудовлетворительное согласие с наблюдениями. В связи с этим, О. Йохансеном [29] введено понятие нормированного коэффициента теплопроводности (число Керстена):

$$Ke = \frac{k - k_d}{k_{sat} - k_d}, \tag{4}$$

связь которого с объемным влагосодержанием подлежит опытному определению (k_d – коэффициент теплопроводности сухой почвы, k_{sat} – коэффициент для насыщенной водой почвы). Различными исследователями [29, 31, 35] предложены функциональные формы этой зависимости, использующие эмпирические коэффициенты. В работе [36] применена зависимость Коте и Конрада [31] для расчета теплопроводности мохово-лишайникового покрова, но при этом сами измерения коэффициента теплопроводности не производилось.

Насколько известно авторам данного обзора, теоретические (полуэмпирические) модели молекулярной теплопроводности в пористых средах к настоящему времени не были проверены на эмпирических данных в моховом покрове. Для валидации этих моделей требуется измерить следующие параметры: 1) пористость мохового покрова, 2) объемное влагосодержание, 3) объемная доля и состав минеральной части в слое дернины,

4) коэффициент теплопроводности составляющих мха (листьев, стеблей, корней). Эмпирический коэффициент теплопроводности (или температуропроводности) слоя мха можно оценить как в лаборатории – с помощью специализированных приборов, так и в натурных условиях – по затуханию суточных колебаний температуры с глубиной.

2.2. Турбулентная теплопроводность

Экспериментальные данные о переносе тепла за счет циркуляции воздуха в верхней части мха также редки и представлены, по-видимому, только в двух работах. В статье [37] в лабораторных условиях исследован перенос тепла и водяного пара в слое мха *Racomitrium Canescens*, который выстилается на крышах зданий для уменьшения эффекта городского острова тепла. Сдвиговая турбулентность в потоке воздуха контролировалась числом Рейнольдса, конвективная – числом Грасгофа. Показано, что отношение максимального значения коэффициента теплопроводности мха к минимальному, достигаемое варьированием соотношения чисел Рейнольдса и Грасгофа, составляет около 6. Важно также, что крайние значения отношения Боуэна отличаются в 8 раз. Эти данные свидетельствуют о существенной изменчивости режима теплообмена внутри мохового покрова и на его границе с атмосферой в зависимости от потока импульса и потоков энергии на поверхности – аспект, не затронутый в более ранних работах [9, 22].

В другой экспериментальной статье [38] в лабораторных условиях измеряется трехмерное поле температуры в моховом покрове, формирующееся под влиянием испарения с поверхности при различном освещении. Обнаружена существенная неоднородность этого поля (перепад до 5°C) на одном уровне внутри слоя мха, причем эта величина слабо зависит от вида растения. Значения числа Рэлея внутри покрова в ряде экспериментов превышали критическое, но образующийся при этом вертикальный поток тепла непосредственно не измерялся. Используя известные из литературы эмпирические связи числа Нуссельта (Nu) с числом Грасгофа, авторы дают оценку $\mathrm{Nu} \approx 2.2–5.6$.

В работе [39] рассматривается задача о конвективной неустойчивости затопленной части слоя мха на основе анализа линеаризованной задачи и численного решения уравнений Дарси. Установлены критические значения числа Рэлея и показано, что результаты моделирования согласуются с данными специально поставленных экспериментов. Результаты работы ограничены предположением стационарности уравнения движения. Авторы также привлекают приближение свободной конвекции, принимая, что уровень воды находится внутри мохового покрова, и тогда поток импульса на ее поверхности невелик. Для слоя мха выше уровня воды подобный анализ должен проводиться с учетом также напряжения трения на верхней границе [37].

Основой для параметризации циркуляционного тепломассообмена в моховом покрове может служить теория конвекции в пористых средах [40]. В случае свободной конвекции установлены теоретические и полуэмпирические связи между числами Нуссельта и Рэлея. Более общий случай представляет сдвиговую конвекцию; этот сценарий подробно изучен численно и экспериментально для течения типа Пуазейля (вызванного горизонтальным градиентом давления), в то время как более адекватным модельным течением для мохового покрова является течение в пористой среде типа Куэтта (с заданной на верхней границе скоростью или потоком импульса). Представляется, что полуэмпирические законы теплообмена для этого течения могут быть получены с использованием результатов прямого численного моделирования – методологии, успешно применяемой для течения Куэтта в сплошной среде (см., например, [41]).

3. ПОТОКИ ТЕПЛА И ИМПУЛЬСА НА ГРАНИЦЕ С АТМОСФЕРОЙ

Для расчета турбулентных потоков импульса (τ) и явного тепла (H) в приземном слое атмосферы применяется теория подобия Монина-Обухова [42], согласно которой:

$$\tau \equiv \rho u_*, \tag{5}$$

$$H \equiv \rho c_p u_* T_*, \tag{6}$$

где масштаб скорости u_* – динамическая скорость или скорость трения, а T_* – масштаб температуры. Интегрирование уравнения теории подобия для средней скорости ветра u

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z}\phi\left(\frac{z}{L}\right)$$

приводит к соотношению, связывающему скорость ветра на уровне z с динамической скоростью:

$$u = \frac{u_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0u}}\right) - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_{0u}}{L}\right)\right], \tag{7}$$

где κ – постоянная Кармана (≈ 0.4), $L = -\dfrac{u_*^3}{\kappa\beta H}$ – масштаб Обухова ($\beta = \dfrac{g}{T}$ – параметр плавучести, g – ускорение силы тяжести). Слагаемое $\ln\left(\dfrac{z}{z_{0u}}\right)$ определяет логарифмический профиль скорости

ветра при условиях нейтральной стратификации; функция $\Psi_u(\varsigma)$ – интегральная универсальная функция для импульса, учитывающая эффекты стратификации приземного слоя, а $\varsigma = z/L$ – безразмерная высота (параметр устойчивости).

Постоянная интегрирования z_{0u} задает масштаб длины, которому пропорционален вертикальный размер элементов шероховатости поверхности, известный как параметр аэродинамической (или динамической) шероховатости. Шероховатость поверхности является важнейшим фактором формирования турбулентного режима приземного слоя атмосферы, определяя обмен импульсом, теплом, влагой и примесями между поверхностью и атмосферой [43–45].

Параметр z_{0u} определяется как высота, на которой средняя скорость ветра обращается в нуль. Но в действительности средняя скорость равна нулю на поверхности, а на высотах порядка z_{0u} теория подобия (в частности, уравнение (7)) уже не работает. Общепринятая физическая интерпретация параметра z_{0u} заключается в том, что он является единственной величиной в уравнении (7), отражающей совокупное действие на профиль средней скорости ветра аэродинамических свойств подстилающей поверхности.

Аналогично, как при выводе уравнения (7), при интегрировании уравнения для градиента температуры из теории подобия появляется коэффициент термической шероховатости поверхности z_{0T}:

$$T - T_s = \frac{T_*}{\kappa_T}\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) - \Psi_T\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_L\left(\frac{z_{0T}}{L}\right)\right], \qquad (8)$$

где T_s – температура поверхности, $\Psi_T(\zeta)$ – интегральная универсальная функция для температуры. Аналогичное уравнение записывается для влажности воздуха.

Важными анатомо-морфологическими особенностями мхов по сравнению с сосудистыми растениями является отсутствие или слабое развитие проводящих элементов, по которым двигалась бы вверх влага из верхнего почвенного слоя, а также отсутствие устьиц в гаметофитах (зеленых растениях) мхов. В связи с этим, транспирация во мхах практически не наблюдается. Это означает, что перенос водяного пара в вязком подслое контролируется молекулярной диффузией, без участия биологических процессов[1], так что можно предполагать близость коэффициентов шероховатости для температуры и водяного пара.

[1] Транспирация входит в схемы расчета суммарного испарения моделей суши через использование понятия “устьичное сопротивление”, которое может быть переформулировано в терминах коэффициента шероховатости для влажности.

Уравнения (7) и (8) лежат в основе алгоритмов расчета тепловлагообмена и трения атмосферы с поверхностью всех современных моделей прогноза погоды и теории климата. Коэффициенты шероховатости z_{0u} и z_{0T} не являются напрямую измеряемыми физическими величинами. Эти параметры имеют размерность длины и зависят от геометрических свойств поверхности, скорости трения и коэффициентов молекулярных вязкости и температуропроводности. Их введение позволяет избежать детального описания профилей скорости ветра и температуры в непосредственной близости к подстилающей поверхности. Уравнения (7, 8) можно считать определениями z_{0u} и z_{0T}, дающими способ их вычисления. Традиционно считается, что параметр z_{0u} обусловлен только формой подстилающей поверхности. Если она фиксирована, то этот параметр может быть вычислен при нейтральной стратификации, когда универсальная функция $\Psi_u(\zeta) = 0$, и неопределенность, связанная с заданием формы подстилающей поверхности, отсутствует. Скорость трения u_* выражается через поток импульса, который определяется методом ковариации пульсаций [46], так что параметр z_{0u} вычисляется по измерениям пульсаций трех компонент скорости ветра на одной высоте. Альтернативным способом является вычисление коэффициента динамической шероховатости по данным о средней скорости на двух высотах [47].

Аналогично, коэффициент термической шероховатости может быть найден для случая нейтральной стратификации с использованием логарифмического закона либо по данным о температуре и потоке тепла на одном уровне, либо по данным о температуре на двух уровнях в воздухе (полагая, что температура поверхности известна). В общем случае стратифицированного приземного слоя, уравнения (7, 8) также могут быть использованы для расчета z_{0u} и z_{0T}. Значения z_{0u}, полученные таким образом и из логарифмического профиля, построенного по данным $u(z)$ на двух уровнях, отличаются несущественно даже при сильно устойчивой и сильно неустойчивой стратификации если измерения выполнены на уровнях над поверхностью до ~5 м [48]. Поправки на стратификацию за счет функций $\Psi_u(\zeta)$ и $\Psi_T(\zeta)$ также малы при сильных ветрах, когда $L \to \pm\infty$ и $\Psi_u(\zeta), \Psi_T(\zeta) \to 0$.

При взаимодействии приземного слоя с поверхностью, покрытой крупными элементами шероховатости (лес, городская застройка), атмосферный поток смещается от подстилающей поверхности на величину D (высота смещения). В этом случае высота z в формулах (7, 8) заменяется на $(z-D)$, а для определения параметра динамической шероховатости нужны измерения, как ми-

нимум, трех величин: например, u_* на одной высоте и $u(z)$ на двух высотах [49]. В случае, когда вертикальный размер элементов шероховатости и характерное расстояние между ними сравнимы с L или превышают его, наиболее энергонесущие турбулентные вихри проникают между элементами шероховатости, и аэродинамическое сопротивление поверхности возрастает. Это позволяет предположить зависимость z_{0u} от D/L [50], однако для низкорослой растительности (в частности, мхов и лишайников) подобный эффект, равно как и величина D, должны быть невелики.

Вычисление параметров шероховатости из формул (7, 8) в реальных условиях может приводить к ошибкам из-за несоответствия фактического профиля скорости ветра даже при нейтральной стратификации логарифмическому закону (неоднородная поверхность, нестационарные погодные условия), но разбор соответствующих специальных случаев выходит за рамки настоящего обзора.

Коэффициенты шероховатости для импульса и температуры (влажности) не являются идентичными, так как перенос количества движения и тепло- и массообмен через шероховатую поверхность осуществляются разными механизмами [51]. Коэффициент аэродинамической шероховатости во всех исследованных турбулентных потоках превышает коэффициент термической шероховатости. Поток количества движения τ через подстилающую поверхность складывается из τ_p – потока, обусловленного разностью давления на наветренных и подветренных сторонах элементов шероховатости (т.н. сопротивления формы), и τ_ν – касательного напряжения на поверхности, обусловленного молекулярной вязкостью. Величина τ_p преобладает над значением τ_ν, так что передача импульса от приповерхностного слоя воздуха к подстилающей поверхности зависит, прежде всего, от формы и размеров обтекаемых неровностей и слабо зависит от молекулярной вязкости. Напротив, поток тепла или массы в непосредственной близости от поверхности полностью контролируются молекулярной теплопроводностью и диффузией, соответственно, независимо от того, является ли поверхность гладкой или шероховатой. За счет эффекта сопротивления формы передача импульса через поверхность производится более эффективно, чем передача скалярных характеристик, что и определяет неравенство $z_{0u} > z_{0T}$. Разница коэффициентов молекулярной диффузии и вязкости при этом играет второстепенную роль в различии z_{0u} и z_{0T}.

Если теоретическим методам оценки аэродинамического параметра шероховатости в литературе уделено достаточно большое внимание, то прогресс в развитии аналогичных методов для коэффициента термической шероховатости выглядит гораздо скромнее. Существуют разные подходы к описанию зависимости коэффициента температурной шероховатости от числа Рейнольдса шероховатости $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$, определяемого по динамической скорости u_*, коэффициенту молекулярной вязкости ν и одному из масштабов длины (z_{0u} или h – характерной высоте элементов шероховатости). В работах [51, 52], показано, что натуральный логарифм отношения аэродинамической и температурной шероховатости должен быть функцией $\mathrm{Re}_{z_{0u}}^{1/2}$. С другой стороны, в статьях [44, 53, 54] теоретически установлено, что аналогичная зависимость должна содержать $\mathrm{Re}_{z_{0u}}^{1/4}$. Это важное различие в масштабировании отражается в наиболее широко используемых параметризациях температурной шероховатости [55–60]. Помимо этих двух зависимостей, была предложена линейная зависимость $\ln\left(z_{0u}/z_{0T}\right)$ от $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$ [61, 62], а также квадратичная зависимость от $\ln(\mathrm{Re}_{z_{0u}})$ [63, 64] при $\mathrm{Re} > 2.5$ для всторошенного и ровного морского льда. Ли и соавт. [65] показали, что разные степени $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$ в формуле для определения $\ln\left(z_{0u}/z_{0T}\right)$ можно получить, принимая различные упрощения в уравнении переноса-диффузии скалярной величины (температуры, влажности) в вязком подслое. Очевидно, что безразмерные эмпирические константы, входящие в конкретные формы зависимости $\ln\left(z_{0u}/z_{0T}\right) = f\left(\mathrm{Re}_{z_{0u}}\right)$, зависят от типа поверхности, что, например, подтверждается существенным различием констант в формуле $f\left(\mathrm{Re}_{z_{0u}}\right) = a\,\mathrm{Re}_{z_{0u}}^{1/2} + b$ для водной поверхности [51] и высокой травы [66]. На рис. 2 и в табл. 1 представлены основные параметризации зависимости $\ln\left(z_{0u}/z_{0T}\right)$ от $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$, полученные как по теоретическим моделям, так и из экспериментальных данных для различного типа поверхностей.

Рисунок 2 показывает зависимость температурного параметра шероховатости от типа поверхности, особенно при больших числах Рейнольдса шероховатости. Хорошее согласие параметризаций (2) и (6) (всторошенный лед и городская застройка) и (1) и (5) (ровный заснеженный лед и ровная поверхность с невысоким травяным покровом) подтверждает, что высота элементов шероховатости является важным фактором при формировании отношения z_{0u}/z_{0T}. В случае морской поверхности (3) при сильных ветрах влияние на обменные процессы оказывает обрушение волн и слой пены и брызг, что, видимо, и является причиной сильного отличия разработанной для этих условий параметризации от параметризаций для других поверхностей. Определенную роль играет и тот фактор, что аэродинамический параметр шероховатости морской поверхности увеличивается с ростом скорости ветра.

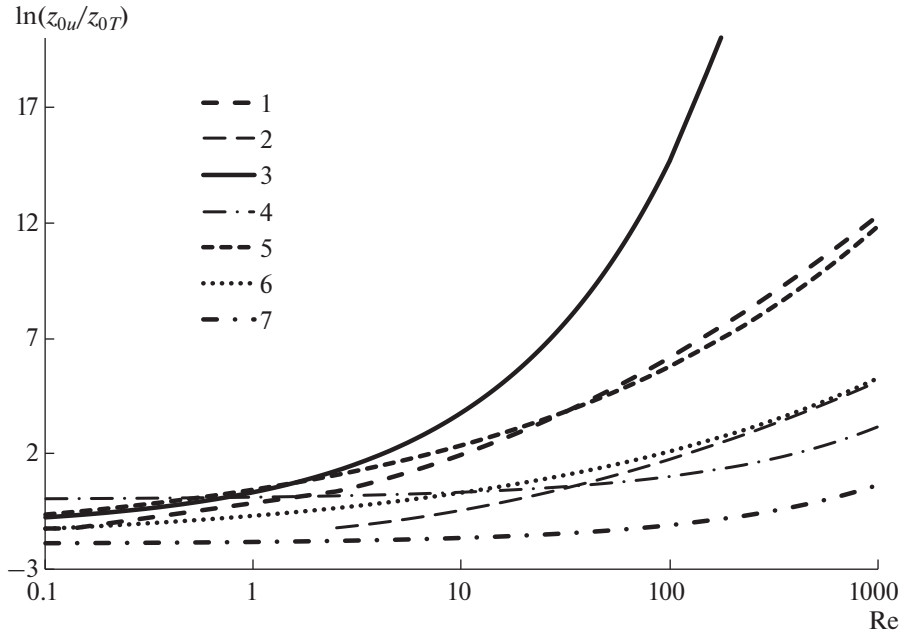

Рис. 2. Зависимость логарифма отношения коэффициентов динамической и термической шероховатости от числа Рейнольдса шероховатости. Номера линий соответствуют номерам параметризаций в табл. 1.

Примечательны также выводы работы [67], где по данным пульсационных измерений исследовался термический параметр шероховатости пяти типов растительности, включая пахотные земли, луга, кустарники и леса. Установлено, что параметр z_{0T} существенно зависит от типа растительности, но в случае плотной растительности (лес, сельскохозяйственные угодья) слабо зависит от динамической скорости u_*, т. е. от $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$. Для других же типов растительности ни одна из степенных

Таблица 1. Параметризации зависимости $\ln\left(z_{0u}/z_{0T}\right)$ от $\mathrm{Re} = \mathrm{Re}_{z_{0u}}$

№	Ссылка	Формула	Тип поверхности
1	[64]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = \begin{cases} -1.25 & \mathrm{Re} \le 0.135 \\ -0.145 + 0.55(\ln \mathrm{Re}) & 0.135 < \mathrm{Re} < 2.5 \\ -0.317 + 0.565(\ln \mathrm{Re}) + 0.183(\ln \mathrm{Re})^2 & \mathrm{Re} > 2.5 \end{cases}$	Ровный заснеженный лед. $\mathrm{Re} > 2.5$
2	[63]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = -1.5 + 0.2(\ln \mathrm{Re}) + 0.11(\ln \mathrm{Re})^2$ $\mathrm{Re} > 2.5$	Всторошенный лед
3	[51]	$\frac{1}{\kappa}\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = \begin{cases} -2 & \mathrm{Re} < 0.1 \\ 4\,\mathrm{Re}^{1/2} - 3.2 & \mathrm{Re} \ge 0.1 \end{cases}$	Морская поверхность
4	[52]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 0.1\,\mathrm{Re}^{1/2}$	Теоретические расчеты, ровная поверхность суши
5	[44]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 2.46\,\mathrm{Re}^{1/4} - 2$	Невысокий растительный покров
6	[54]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 1.29\,\mathrm{Re}^{1/4} - 2$	Городская застройка
7	[66]	$\ln\left(\frac{z_{0u}}{z_{0T}}\right) = 0.08\,\mathrm{Re}^{1/4} - 1.9$	Травяной покров

зависимостей от $\mathrm{Re}_{z_{0u}}$ не дает приемлемого результата.

Сведений о параметре шероховатости для мохового покрова в литературе известно немного. В работе [68] приводятся значения аэродинамической шероховатости мха в диапазоне от 0.025 до 0.04 м. Большие вариации динамической шероховатости во времени объясняются в основном сезонной сменой фенофаз травянистых растений, которые почти всегда присутствует в болотных ландшафтах. Таким образом, величину динамической шероховатости можно использовать как косвенный индикатор площади травяного покрова надо мхом.

Учитывая тесную связь коэффициентов шероховатости с формой подстилающей поверхности, полезными могут оказаться данные о "шероховатости" поверхности мха, определяемой как мера пространственной неоднородности высоты поверхности. В работе [69] "шероховатость", интерпретируемая как среднеквадратическое отклонение или средний модуль отклонения высоты поверхности сфагнового мха, измерялась в лабораторных условиях по результатам анализа изображений в видимом и инфракрасном изображениях. Было проанализировано 9 проб мха с различным содержанием воды. Продемонстрировано влияние увлажненности мха на его шероховатость. Связь параметра шероховатости мха с его пористостью и увлажненностью также отмечена в работе [70]; ее авторы предлагают использовать шероховатость как критерий для оценки продуктивности мохового покрова. Важность параметра шероховатости в оценке фотосинтетической активности мохового покрова и его роли в биогеохимических процессах также отмечалась в работе [68].

В работе [71] представлены результаты исследования зависимости параметра динамической шероховатости от высоты и разреженности растительного покрова по данным экспериментов в аэродинамической трубе. Показано, что с уменьшением разреженности покрова увеличивается роль высоты смещения в формировании аэродинамической шероховатости. Установлено, что с увеличением плотности покрова шероховатость увеличивается, а с увеличением скорости ветра уменьшается из-за гибкости растительного покрова. Экспериментальные данные об оценках параметра термической шероховатости для мха практически отсутствуют, но можно предположить, что он также зависит от формы поверхности мха и, в частности, от его увлажнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует отметить, что, несмотря на широкую известность теплоизоляционных свойств мохово-лишайникового покрова, подходы к параметризации переноса тепла в этом слое настоящее время развиты недостаточно. Экспериментальные данные позволяют надежно утверждать, что коэффициент теплопроводности мха существенно (и обычно линейно) зависит от содержания жидкой влаги; для некоторых видов мхов установлен факт конвекции при выхолаживании верхней границы; конвекция вызывает рост эффективного коэффициента теплопроводности в несколько раз и существенно влияет на отношение Боуэна. При описании тепловлагопереноса во мхах в моделях Земной системы используются выражения для коэффициента теплопроводности, разработанные для почвы, с измененными константами. Очевидно, что при этом эффекты конвекции не учитываются. Существенная неопределенность сохраняется и в задании параметров аэродинамической и термической шероховатостей поверхности мха. Работы, посвященные исследованию термической шероховатости экосистем с преобладанием бриофитов, по-видимому, отсутствуют.

По мнению авторов данного обзора, для создания физически содержательного математического описания переноса тепла в мохово-лишайниковом покрове, позволяющего производить расчеты термического режима с высокой точностью, можно рекомендовать следующие направления исследований:

– полевые оценки коэффициента теплопроводности мха на основе измерений термометрами, теплобалансовыми пластинками, кондуктометрами;

– определение параметров динамической и термической шероховатости моховой поверхности по данным пульсационных и профильных измерений в приземном слое;

– разработка классификации мохообразных по геометрии порового пространства, выделение групп с наиболее вероятным развитием конвективной циркуляции;

– применение теории конвекции в пористых средах для параметризации конвективного теплообмена в моховом покрове, проведение дополнительных лабораторных экспериментов для уточнения констант параметризации.

За пределами настоящего обзора осталось обсуждение ряда важных вопросов на пути внедрения физически обоснованной параметризации бриофитов в модели Земной системы. Так, теплообмен в деятельном слое тесно связан с влагообменом, который сам по себе заслуживает отдельного обзора. Кроме того, разнообразие толщины и геометрии внутреннего строения разных сообществ мхов означает целесообразность использования цифровых карт распределения этих сообществ в моделях прогноза погоды и теории климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 18-05-60126, в части обзора теплофизических свойств мохового покрова, а также при государственной поддержке научного центра мирового уровня "Московский центр фундаментальной и прикладной математики". Анализ использования параметризаций мохового покрова в моделях климатической системы выполнен при поддержке Российского научного фонда, проект 17-17-01210. Вклад С.С. Зилитинкевича был поддержан проектом ClimEco, финансируемым Академией наук Финляндии: грант 314 798/799.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shaw A.J., Cox C.J., Goffinet B.* Global patterns of moss diversity: taxonomic and molecular inferences // Taxon. 2005. V. 54. P. 337–352.
2. *Romdal T.S., Araújo M.B., Rahbek C.* Life on a tropical planet: niche conservatism and the global diversity gradient // Global Ecology and Biogeography. 2012. V. 22. P. 344–350.
3. *Mateo R.G., Broennimann O., Normand S., Petitpierre B., Araújo M.B., Svenning J.-C., Baselga A., Fernández-González F., Gómez-Rubio V., Muñoz J., Suarez G.M., Luoto M., Guisan A., Vanderpoorten A.* The mossy north: an inverse latitudinal diversity gradient in European bryophytes // Sci. Reports. 2016. V. 6. P. 25546.
4. *Longton R.E.* Biology of polar bryophytes and lichens. Cambridge, Cambridge University Press. 1988. 391 p.
5. *Proctor M.C.F.* Physiological ecology // In: Shaw A.J. Eds. Bryophyte Biology. Cambridge University Press, Cambridge. 2009. P. 237–268.
6. *Rydin H.* Population and community ecology of bryophytes. // In: Shaw A.J. Eds. Bryophyte Biology, Cambridge University Press, Cambridge. 2009. P. 393–444.
7. *Мачульская Е.Е., Лыкосов В.Н.* Моделирование термодинамической реакции вечной мерзлоты на сезонные и межгодовые вариации атмосферных параметров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 1. С. 20–33.
8. *Jorgenson M., Romanovsky V., Harden J., Shur Y., O'Donnell J., Schuur E., Kanevskiy M., Marchenko S.* Resilience and vulnerability of permafrost to climate change // Can. J. Forest Res. 2010. V. 40. P. 1219–1236.
9. *Soudzilovskaia N.A., Bodegom P.M. van, Cornelissen J.H.C.* Dominant bryophyte control over high-latitude soil temperature fluctuations predicted by heat transfer traits, field moisture regime and laws of thermal insulation // Funct. Ecol. 2013. V. 27. № 6. P. 1442–1454.
10. *Porada P., Ekici A., Beer C.* Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale // Cryosph. 2016. V. 10. № 5. P. 2291–2315.
11. *Price J.S., Edwards T.W.D., Yi Y., Whittington P.N.* Physical and isotopic characterization of evaporation from Sphagnum moss // J. Hydrol. 2009. V. 369. № 1–2. P. 175–182.
12. *Voortman B.R., Bartholomeus R.P., Bodegom P.M. van, Gooren H., Zee S.E.A.T.M. van der, Witte J.-P.M.* Unsaturated hydraulic properties of xerophilous mosses: towards implementation of moss covered soils in hydrological models // Hydrol. Process. 2014. V. 28. № 26. P. 6251–6264.
13. *Beringer J., Lynch A.H., Chapin F.S., Mack M., Bonan G.B., Beringer J., Lynch A.H., III F.S.C., Mack M., Bonan G.B.* The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses // J. Clim. 2001. V. 14. № 15. P. 3324–3335.
14. *Chadburn S., Burke E., Essery R., Boike J., Langer M., Heikenfeld M., Cox P., Friedlingstein P.* An improved representation of physical permafrost dynamics in the JULES land-surface model // Geosci. Model Dev. 2015. V. 8. P. 1493–1508.
15. *Wu Y., Verseghy D.L., Melton J.R.* Integrating peatlands into the coupled Canadian Land Surface Scheme (CLASS) v3.6 and the Canadian Terrestrial Ecosystem Model (CTEM) v2.0 // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. № 8. P. 2639–2663.
16. *O'Donnell J.A., Romanovsky V.E., Harden J.W., McGuire A.D.* The effect of moisture content on the thermal conductivity of moss and organic soil horizons from black spruce ecosystems in interior Alaska // Soil Sci. 2009. V. 174. № 12. P. 646–651.
17. *Druel A., Peylin P., Krinner G., Ciais P., Viovy N., Peregon A., Bastrikov V., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N.* Towards a more detailed representation of high-latitude vegetation in the global land surface model ORCHIDEE (ORC-HL-VEGv1.0) // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. № 12. P. 4693–4722.
18. *Mägdefrau K.* Life-forms of bryophytes / In: Smith A.J. Eds. Bryophyte Ecology. Chapman and Hall, London. 1982. P. 45–58.
19. *Glime J.M.* Adaptive strategies: growth and life forms / In Glime: Bryophyte ecology. V. 1. Physiological Ecology. 2017. P. 37–53.
20. *Fedosov V.E.* Oceanic and Continental Elements in the Moss Flora of the North Holarctic / In: Mosses: Ecology, Life Cycle and Significance. N.Y.: Nova Science Publishers, 2018. P. 107–151.
21. *Park H., Launiainen S., Konstantinov P., Iijima Y., Fedorov A.* Modelling the effect of moss cover on soil temperature and carbon fluxes at a tundra site in northeastern Siberia // J. Geophysical Research: Biogeosciences, 2018. V. 123. № 9. P. 3028–3044.
22. *Blok D., Heijmans M.M.P.D., Schaepman-Strub G., Ruijven J. van, Parmentier F.J.W., Maximov T.C., Berendse F.* The Cooling Capacity of Mosses: Controls on Water and Energy Fluxes in a Siberian Tundra Site // Ecosystems. 2011. V. 14. № 7. P. 1055–1065.
23. *Gornall J.L., Jónsdóttir I.S., Woodin S.J., Wal R. Van der.* Arctic mosses govern below-ground environment and ecosystem processes // Gecologia. 2007. V. 153. № 4. P. 931–941.
24. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 3(10). С. 178–184.
25. *Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние синузий мохообразных на деятельный слой аркти-

ческих почв // Изв. РАН. Серия географическая. 2015. № 3. С. 39–46.

26. *Бровка А.Г., Гоман П.Н., Дедюля И.В., Мазуренко О.Н., Соболь В.Р.* Тепловые свойства напочвенного материала леса при характерном содержании влаги // Инженерно-физический журн. 2011. Т. 84. № 5. С. 1079–1087.
27. *Zhang N., Wang Z.* Review of soil thermal conductivity and predictive models // Int. J. Therm. Sci. 2017. V. 117. P. 172–183.
28. *Wiener O.* Die Theorie des Mischkörpers für das Feld des stationären Strömung, erste abhandlung die Mittelswertsätze für kraft, polarisation und energie // Der Abhandlungen der Math. Klasse der Königl. Sachs. Gesellschaft der Wissenschaften. 1912. V. 32. P. 509–604.
29. *Johansen O.* Thermal conductivity of soils // № CRREL-TL-637. Cold Regions Research and Engineering Lab Hanover NH, 1977. 323 p.
30. *Chen S.X.* Thermal conductivity of sands // Heat Mass Transf. 2008. V. 44. № 10. P. 1241–1246.
31. *Cote J., Konrad J.-M.* Thermal conductivity of base-course materials // Can. Geotech. J. 2005. V. 42. № 1. P. 61–78.
32. *Donazzi F., Occhini E., Seppi A.* Soil thermal and hydrological characteristics in designing underground cables // Proc. Inst. Electr. Eng. 1979. V. 126. № 6. P. 506.
33. *Lu S., Ren T., Gong Y., Horton R.* An Improved Model for Predicting Soil Thermal Conductivity from Water Content at Room Temperature // Soil Sci. Soc. Am. J. 2007. V. 71. № 1. P. 8.
34. *Peters-Lidard C.D., Blackburn E., Liang X., Wood E.F.* The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures // J. Atmos. Sci. 1998. V. 55. № 7. P. 1209–1224.
35. *Balland V., Arp P.A.* Modelling soil thermal conductivities over a wide range of conditions // J. Environ. Eng. Sci. 2005. V. 4. № 6. P. 549–558.
36. *Moore P.A., Smolarz A.G., Markle C.E., Waddington J.M.* Hydrological and thermal properties of moss and lichen species on rock barrens: Implications for turtle nesting habitat // Ecohydrology. 2019. V. 12. № 2. P. 2057.
37. *Aisar A., Katoh Y., Katsurayama H., Koganei M., Mizunuma M.* Effects of convection heat transfer on Sunagoke moss green roof: A laboratory study // Energy Build. 2018. V. 158. P. 1417–1428.
38. *Rice S.K., Gagliardi T.A., Krasa R.A.* Canopy structure affects temperature distributions and free convection in moss shoot systems // Am. J. Bot. 2018. V. 105. № 9. P. 1499–1511.
39. *Rappoldt C., Pieters G.-J.J.M., Adema E.B., Baaijens G.J., Grootjans A.P., Duijn C.J. van.* Buoyancy-driven flow in a peat moss layer as a mechanism for solute transport. // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2003. V. 100. № 25. P. 14937–42.
40. *Nield D.A., Bejan A.* Mechanics of Fluid Flow Through a Porous Medium // Convection in Porous Media. New York, N.Y.: Springer New York, 2013. P. 1–29.
41. *Mortikov E. V., Glazunov A. V., Lykosov V.N.* Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure–strain correlations // Russ. J. Numer. Anal. Math. Model. 2019. V. 34. № 2. P. 119–132.
42. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофиз. инст. АН СССР. 1954. № 24(151). С. 163–187.
43. *Raupach M.R.* Drag and drag partition on rough surfaces // Boundary Layer Meteorol. 1992. V. 60. P. 375–395.
44. *Brutsaert W.* Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. Springer Science & Business Media. 2013. 237 p.
45. *Garratt J.R.* The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge University Press. . UK, 1997. 316 p.
46. *Lee X.* Principle of Eddy Covariance // Fundamentals of Boundary-Layer Meteorology, Springer, Cham. 2018. P. 149–173.
47. *Laban O.N., Maghanga C.M., Joash K.* Determination of the Surface Roughness Parameter and Wind Shear Exponent of Kisii Region from the On-Site Measurement of Wind Profiles // J. Energy. 2019. V. 2019. Article ID 8264061.
48. *Langleben M.P.* A study of the roughness parameters of sea ice from wind profiles // J. of Geophysical Research. 1972. V. 77. № 30. P. 5935–5944.
49. *Bottema M.* Landscape roughness parameters for Sherwood forest – Experimental results // Boundary-Layer Meteorol. 1998. V. 89. № 2. P. 285–316.
50. *Zilitinkevich S.S., Mammarella I., Baklanov A.A., Joffre S.M.* The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height // Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 129. P. 179–190.
51. *Zilitinkevich S.S., Grachev A.A., Fairall C.W.* Scaling reasoning and field data on the sea-surface roughness lengths for scalars // J. Atmos. Sci. 2001. V. 58. P. 320–325.
52. *Zilitinkevich S.* Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows / Air Pollution Theory and Simulation, Computational Mechanics Publications. Southampton, Boston. 1995. P. 53–60.
53. *Brutsaert W.* The roughness length for water vapor sensible heat, and other scalars // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32. № 10. P. 2028–2031.
54. *Kanda M., Kanega M., Kawai T., Moriwaki R., Sugawara H.* Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models // J. Appl. Meteor. Climatol. 2007. V. 46. P. 1067–1079.
55. *Yang K., Koike T., Ishikawa H., Kim J., Li X., Liu H., Liu S., Ma Y., Wang J.* Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: Characteristics and parameterization // J. Appl. Meteorol. Climatol. 2008. V. 47. № 1. P. 276–290.
56. *Chen F., Zhang Y.* On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: From viewpoint of surface exchange coefficients // Geophys. Res. Lett., 2009. V. 36. L10404.
57. *Chen Y., Yang K., Zhou D., Qin J., Guo X.* Improving the Noah land surface model in arid regions with an appropriate parameterization of the thermal roughness length // J. Hydrometeorol. 2010. V. 11. № 4. P. 995–1006.
58. *Chen Y., Yang K., He J., Qin J., Shi J., Du J., He Q.* Improving land surface temperature modeling for dry land of China // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. D20104.

59. *Zheng W., Wei H., Wang Z., Zeng X., Meng J., Ek M., Mitchell K., Derber J.* Improvement of daytime land surface skin temperature over arid regions in the NCEP GFS model and its impact on satellite data assimilation // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D06117.
60. *Haghighi E., Or D.* Evaporation from porous surfaces into turbulent airflows: Coupling eddy characteristics with pore scale vapor diffusion // Water Resour. Res. 2013. V. 49. P. 8432–8442.
61. *Haghighi E., Shahraeeni E., Lehmann P., Or D.* Evaporation rates across a convective air boundary layer are dominated by diffusion // Water Resour. Res. 2013. V. 49. P. 1602–1610.
62. *Zeng X., Dickinson R.E.* Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes // J. Clim. 1998. V. 11. № 4. P. 537–550.
63. *Smeets C.J.P.P., Broeke M.R.V.D.* The Parameterisation of Scalar Transfer Over Rough Ice // Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 128. № 3. P. 339–355.
64. *Andreas E.L.* A Theory for scalar roughness and scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary-layer meteorol. 1987. V. 38. P. 159–184.
65. *Li D., Rigden A., Salvucci G., Liu H.* Reconciling the Reynolds number dependence of scalar roughness length and laminar resistance // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 7. P. 3193–3200.
66. *Mölder M, Lindroth A, Grelle A.* Experimental determination of the roughness length for temperature over a field of tall grass in central Sweden // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 1999. V. 81. № 1. P. 87-100.
67. *Rigden A., Li D., Salvucci G.* Dependence of thermal roughness length on friction velocity across land cover types: A synthesis analysis using AmeriFlux data // Agricultural and Forest Meteorology. 2018. V. 249. P. 512–519.
68. *Alekseychik P.K., Korrensalo A., Mammarella I., Vesala T., Tuittila E.S.* Relationship between aerodynamic roughness length and bulk sedge leaf area index in a mixed-species boreal mire complex // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. № 11. P. 5836–5843.
69. *Ondimu S., Murase H.* Image Processing and Roughness Analysis as a Tool for Quantification of Physiological Well-Being in plants: Results for Sunagoke Moss // Proceedings of the 17th World Congress The International Federation of Automatic Control Seoul, Korea, July 6–11, 2008. P. 641–646.
70. *Rice S.K., Schneider N.* Cushion size, surface roughness, and the control of water balance and carbon flux in the cushion moss Leucobryum glaucum (Leucobryaceae) // American J. Botany. 2004. V. 91. № 8. P. 1164–1172.
71. *Kang L., Zhang J., Zou X., Cheng H., Zhang C., Yang Z.* Experimental Investigation of the Aerodynamic Roughness Length for Flexible Plants // Boundary-Layer Meteorol. 2019. V. 172. № 3. P. 397–416.

An Overview of a Parameterization Method of Heat Transfer Over Moss-Covered Surfaces in Models of Earth System

V. M. Stepanenko[1, 2, *], I. A. Repina[1, 3], V. E. Fedosov[4], S. S. Zilitinkevich[5], and V. N. Lykossov[1, 6]

[1]*Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1–4, Moscow, 119234 Russia*
[2]*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1-4, Moscow, 119234 Russia*
[3]*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzyevski, 3, Moscow, 119017 Russia*
[4]*Faculty of Biology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1–4, Moscow, 119234 Russia*
[5]*Finnish Meteorological Institute, P.O. BOX 503, FI-00101, Helsinki, Finland*
[6]*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkina, 8, Moscow, 119991 Russia*
**e-mail: stepanen@srcc.msu.ru*

Moss cover plays an important role in shaping thermodynamic and biogeochemical functioning of ecosystems in high latitudes where it is the dominant vegetation type. It reduces heat transfer between the soil-atmosphere interface and the deep levels of active layer, which leads to decrease in the thickness of the seasonally thawed layer, and also regulates the soil moisture. At the same time, in the Earth System models, the heat and moisture exchange in the moss cover is represented by simplified approaches. The purpose of this work is to summarize up-to-date knowledge on the heat transfer mechanisms acting in moss cover and methods for their quantitative description; we also aim at identifying the data missing for constructing physically justified parameterizations and formulate tasks for the future theoretical and experimental work. The article provides a brief overview of the heat transfer parameterizations for the moss-lichen cover used in modern Earth System models, presents results of experimental and theoretical studies of the thermal conductivity of soils and mosses, as well as strives to encompass available information on dynamic and thermal roughness of plant communities, including mosses. In conclusion, recommendations are given on the development of parameterizations of thermodynamic processes in the moss cover and design of desirable model and field experiments.

Keywords: climate and weather models, underlying surface, mosses and lichens, heat exchange, parameterisations