

Влияние метеофакторов, свойств снега и климатических изменений на испарение с поверхности снежного покрова

С.А. Лавров  

 sergey_lavrov_50@mail.ru

ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия

АННОТАЦИЯ

Актуальность. Вклад испарения с поверхности снежного покрова в водный баланс поверхности суши является малоизученной областью гидрологии. Актуальность данных исследований возрастает в условиях потепления климата и более интенсивного вовлечения территорий, покрытых снегом и ледниками, в глобальные водные процессы. **Методы.** Для раскрытия закономерностей формирования процесса испарения использована физически обоснованная математическая модель вертикального тепло-влажнопереноса в снежном покрове и турбулентного теплообмена в атмосфере. Проведены численные эксперименты по оценке влияния основных метеофакторов и физических свойств снега на испарение. **Результаты.** Получены сопоставления измеренных и рассчитанных по модели величин испарения со снега. На основе результатов математического моделирования проведены численные оценки влияния метеофакторов и свойств снега на испарение. Расчеты показали, что в результате климатических изменений в период 1979–2020 гг., по сравнению с периодом 1952–1978 гг., испарение со снежного покрова за зимний период уменьшилось.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: снежный покров, испарение, математическое моделирование, метеофакторы, физические свойства, климатические изменения.

Для цитирования: Лавров С.А. Влияние метеофакторов, свойств снега и климатических изменений на испарение с поверхности снежного покрова // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2023. № 3. С. 63-88. DOI: 10.35567/19994508_2023_3_5.

Дата поступления 26.01.2023.

INFLUENCE OF METEOROLOGICAL FACTORS, SNOW PROPERTIES AND CLIMATIC CHANGES ON EVAPORATION FROM THE SNOW COVER SURFACE

Sergey A. Lavrov  

 sergey_lavrov_50@mail.ru

State Hydrological Institute, St.-Petersburg, Russia

ABSTRACT

Relevance. The contribution of evaporation from the surface of the snow cover to the water balance of the land surface is a little-studied area of hydrology. The growing relevance of these studies increases with climate warming and more active involvement of the snow-covered territories and glaciers in global water processes. **Methods.** To reveal the regularities of the formation of the evaporation process, we used a physically based mathematical model of vertical heat and moisture transfer in the snow cover and turbulent heat exchange in the atmosphere.

© Лавров С.А., 2023

We have carried out numerical experiments to assess the influence of the main meteorological factors and physical properties of snow on evaporation from snow. **Results.** The paper presents the results of comparing the values of evaporation from snow measured and calculated by the model. Based on the results of mathematical modeling, numerical estimates of the influence of meteorological factors and snow properties on evaporation are made. Calculations have shown that as a result of climate changes, evaporation from the snow cover has decreased over the winter period since the early 1980s.

Keywords: snow cover, evaporation, mathematical modeling, meteorological factors, physical properties, climatic changes.

For citation: Lavrov S.A. Influence of meteorological factors, snow properties and climatic changes on evaporation from the snow cover surface. *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2023. No. 3. P. 63-88. DOI: 10.35567/19994508_2023_3_5.

Received 26.01.2023.

ВВЕДЕНИЕ

Информация о роли испарения (сублимации) снежного покрова в формировании водного баланса поверхности суши весьма противоречива. Еще в 1950–1960-е годы в отдельных отечественных работах указывалось на заметный вклад этой составляющей в формирование снегозапасов [1, 2]. Так, П.П. Кузьмин [2] отмечает, что в горах штата Юта (США) испарение за зимний сезон составило 76 мм или 14 % от запасов воды в снежном покрове. В других работах, ссылаясь на опытные данные, доказывалось, что абсолютные величины испарения невелики [3, 4]. Довольно подробный обзор мнений на данную тему дан в работе В.И. Кузнецова, выполненной в 1964 г. [5]. На основе обобщения результатов наблюдений и расчетного метода А.Р. Константинова [6] автором была составлена карта испарения со снежного покрова для территории СССР. Подобная карта годом ранее была составлена и А.М. Алпатьевым также по методике Константинова. Однако величины испарения для одних и тех же регионов отличаются на этих картах более, чем в два раза: на карте Кузнецова испарение со снега в центральных районах Европейской территории России составляет 5–15 мм, а на карте Алпатьева 30–50 мм.

С точки зрения гидрологов-практиков, величины испарения со снега, как элемента водного баланса, считаются относительно малыми. В связи с этим научная составляющая изучения процесса испарения со снежного покрова в последние годы в России относительно невелика.

Однако в мировой гидрологической практике в последние десятилетия стали более детально относиться к изучению составляющей водного баланса, связанной с сублимацией снежного покрова. Это, прежде всего, связано с потеплением климата и более интенсивным вовлечением покрытых снегом и ледниками территорий в глобальные водные процессы. Довольно широка география исследований, которые проводятся во многих странах и регионах в последние десятилетия: США [7], Канада [8], Китай [9], Индия [10], Монголия [11], Испания [12], Германия [13], Марокко [14], Антарктика [15], Сибирь [16] и др. Исследования показали важность сублимации для водного баланса в Арктике, Антарктике, на Гималайских ледниках, в альпийских районах и других территориях нашей планеты. Потери массы снега из-за испарения по оценкам варьируют от 1 до 90 %

от общего количества выпавшего снега [8, 13, 17, 18] в зависимости от методов измерения или расчета, а также от местоположения и периода наблюдения.

Остается неопределенным вклад в сублимацию снега, переносимого метелями и задержанного растительностью. Исследования показали, что поверхностная сублимация в горных районах эквивалентна 10–20 % зимних осадков на открытых территориях и менее 10 % зимних осадков в защищенных областях [7, 19, 20]. Сообщалось, что сублимация полого в различных типах хвойных лесов составляет порядка 30–40 % ежегодных снегопадов [21]. Оценки сублимации снега при метелевом переносе, составляющие от 10 до 50 % от сезонных снегопадов, сильно различаются, но могут представлять значительные потери в балансе снежной массы [22]. Трудности, связанные с изучением сублимации метелевого снега и снега, задержанного растительностью, стимулируют разработку математических моделей данных процессов [23, 24, 25, 26], которые становятся современными инструментами исследований и научных обобщений.

Методы математического моделирования в настоящее время являются ведущими для количественной оценки сублимации, иллюстрируя ее высокую пространственную и временную изменчивость. Основной экспериментальной составляющей данных исследований являются наблюдения за метеорологическими переменными с помощью метеостанций различных модификаций, которые регистрируют наблюдения с разной временной дискретностью.

Усиление теоретической составляющей обусловлено тем, что проведение прямых детальных экспериментальных исследований с помощью испарителей является довольно трудоемким и длительным процессом. В России (СССР) такой подход широко применялся специалистами Валдайской научно-исследовательской лаборатории (ВНИГЛ), где в определенное время имелись все ресурсы для проведения экспериментов. К сожалению, сейчас их нет.

Что касается теоретических исследований, известно, что испарение со снежного покрова носит сложный комплексный характер. В него вовлечены процессы турбулентного переноса тепла и влаги в приземном слое атмосферы, поглощения и отражения солнечной и тепловой радиации, переноса пара в снежной толще. На испарение заметное влияние оказывают физические свойства снежного покрова и их динамика в процессе его формирования и таяния. Предлагаемые методы расчета испарения учитывают лишь отдельные стороны данного явления, считая другие компоненты несущественными.

На наш взгляд, совершенствование методов расчета испарения со снежного покрова связано с созданием физико-математической модели формирования и таяния снежного покрова, основанной на максимально подробном описании механизмов переноса тепла и влаги в системе снежный покров–атмосфера. Проведение численных экспериментов с помощью подобных моделей поможет понять взаимосвязи и зависимости между метеопараметрами и характеристиками снежного покрова в процессе формирования испарения. К тому же, данная модель позволяет оценить степень климатической обусловленности этого процесса и его тенденции в современных изменчивых климатических условиях. Подобные исследования в настоящее время становятся все более актуальными.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Можно выделить два основных прямых метода наблюдений за сублимацией. Первый – это весовой метод (в зарубежной литературе – gravimetric (Gr)), при котором вес снежного покрова непрерывно контролируется с помощью испарителей (лизиметров) различных модификаций. Для условий без таяния снега уменьшение веса приписывается сублимации. Однако вызванная ветром эрозия снежного покрова приводит к большим неточностям в измерениях. В России наибольший вклад в развитие данного метода внес П.П. Кузьмин. Именно по его инициативе были организованы специальные опыты по оценке влияния конструктивных особенностей различных испарителей на измеряемую величину. В работе [5] приведен анализ этих исследований. Данный метод являлся основным в первой половине XX в., но также широко применяется и сегодня [2, 12].

Второй метод экспериментальных исследований – метод ковариации вихрей (eddy covariance, EC) [7, 27–30]. Считается, что он обеспечивает «прямые» наблюдения турбулентных потоков на основе статистического анализа высокочастотных данных о вертикальной составляющей ветра, температуры воздуха и содержания водяного пара. Метод вихревой ковариации – это проверенная методология количественной оценки сублимации снега. Однако эти данные нуждаются в дополнительной обработке для получения надежных турбулентных потоков [7]. Метод основан на допущении как стационарности, так и однородности потока, которые нарушаются при наличии сложного рельефа и при условиях нейтральной атмосферы, не часто встречающихся на заснеженных территориях. Тем не менее, измерения вихревой ковариации были успешно использованы для количественной оценки сублимации снега над заснеженными поверхностями в сложных условиях [7, 28], благодаря тщательной последующей обработке данных. Измерения сублимации дают оценку в масштабе точки, в то время как было обнаружено, что она значительно варьирует и в пространстве [13]. Однако параметризации для количественной оценки сублимации, разработанные в точечном масштабе, могут быть использованы для моделирования и количественной оценки пространственно-распределенной сублимации в региональном масштабе и масштабе водосбора, когда доступны глобальные метеорологические данные.

В работе [31] представлены результаты сравнения суточных величин сублимации, измеренных представленными выше двумя прямыми методами. Исследования проведены в Скалистых горах Альберты, в Канаде. Коэффициент корреляции между результатами измерений равен $R=0.91$, а средние суточные величины сублимации для весового метода и метода вихревой ковариации составили 0,27 и 0,25 мм/сут соответственно. Различия в показаниях методов находятся в пределах их инструментальных погрешностей.

В 1950-е годы П.П. Кузьмин, опираясь на закон Дальтона и используя теорию турбулентной диффузии, предложил эмпирический метод расчета испарения (E_s , мм/сут) по данным измерения давления водяного пара (e_A , мб) и скорости ветра (u , м/с) на метеостанциях (обычно на высоте 2 м), а также

температуры поверхности снега (T_s , °C), по которой рассчитывается упругость водяного пара e_s (мб) [2].

$$E_s = (0,18 + 0,1u) \cdot (e_A - e_s) \quad (1)$$

Данное уравнение широко используется как в России, так и за рубежом. Однако в последние десятилетия в иностранной литературе отмечается, что этот метод разработан Гельфаном и Кучментом. Путаница возникла из-за того, что формула Кузьмина представлена в работах вышеназванных российских ученых [32, 33], где ссылка дана на оригинальный источник. Но трудности перевода с русского внесли свои коррективы.

Однако эмпирические соотношения часто зависят от района исследований, поэтому при переходе в другой географический регион необходимо корректировать коэффициенты формулы (1). Подобная процедура представлена в работе [34] для территории России. Еще одним существенным недостатком метода Кузьмина и аналогичных эмпирических методов является необходимость задания температуры поверхности снега и неточности, возникающие при измерении данной характеристики,

Уравнение Пенмана–Монтейна обычно используется для расчета испарения с почвы, но в нескольких исследованиях оно также применялось для оценки сублимации [27, 35]. Более сложный подход Пенмана–Монтейна, чем Кузьмина сочетает в себе уравнения теплового баланса и массопереноса.

Другие популярные методы оценки сублимации, основанные на теории турбулентности, включают объемно-аэродинамический метод (bulk aerodynamic, BA) и метод аэродинамического профиля (aerodynamic profile, AP) [17]. Объемно-аэродинамический метод нуждается в информации о метеорологических переменных на одном уровне измерения и параметрах снежной поверхности, тогда как метод аэродинамического профиля требует измерений метеорологических переменных на нескольких уровнях.

Объемно-аэродинамический метод обычно используется в моделях энергетического баланса для расчета турбулентных потоков между поверхностью и атмосферой. Для определения коэффициентов тепло- и массообмена между снежным покровом и атмосферой зачастую используется теория подобия Монина–Обухова. Данный метод включает ряд неопределенностей, связанных с предположением о логарифмическом вертикальном профиле ветра. Это предположение часто нарушается над заснеженной поверхностью, для учета данного обстоятельства применяются поправки на условия стабильности атмосферы [29]. Отметим, что разработка многочисленных поправок затрудняет применение объемно-аэродинамического метода на поверхностях со сложным рельефом.

В 1960-е годы А.Р. Константиновым [6] был также предложен метод расчета испарения со снежного покрова, основанный на данных измерения температуры, влажности воздуха и скорости ветра на метеостанциях (на высоте 2 м). Это своего рода вариант объемно-аэродинамического метода. Проблемы его применения также вызваны отклонением наблюдаемых профилей от логарифмического закона и неопределенностями, связанными с аппроксимацией зависимо-

сти между температурой воздуха на высоте 2 м и на высоте слоя шероховатости. Уточнением метода Константинова еще в 1964 году занимался В.И. Кузнецов [5]. Однако в практике этот метод успешно используется до сих пор.

В исследовании [27] сравнивались измеренные величины сублимации методом вихревой ковариации с расчетными: по формуле Кузьмина, Пенмана–Монтейна и объемно-аэродинамическим методом. Коэффициент корреляции связи измеренных и рассчитанных значений составил 0,89, 0,37 и 0,88 соответственно. Однако, несмотря на высокую корреляционную связь, метод Кузьмина значительно занижал величину испарения. Это связано, прежде всего, с отсутствием региональной коррекции коэффициентов, используемых в формуле (1). В работе [28] также выполнено сравнение различных методов определения сублимации. Были рассчитаны коэффициенты корреляции между часовыми значениями потока пара, измеренного методом ковариации вихря, с расчетными по методике аэродинамического профиля и объемного аэродинамического потока. Значения R составили 0,81 и 0,83 соответственно.

Еще один оригинальный метод, основанный на данных о химическом составе ионов и изотопов воды, может быть использован для количественной оценки сублимации [36]. Измеряя регулярно концентрации растворенных веществ и изотопные соотношения в снегопадах и снежном покрове, можно оценить глубину и величину сублимации при условии отсутствия значительных потерь снега в результате таяния.

В табл. 1 приведены дополненные частичные обобщения исследований о сублимации с заснеженных территорий, представленные в работах [17, 37].

Общим недостатком представленных выше методов расчета испарения со снега является неполнота описания физических явлений, вовлеченных в данный процесс. Для совершенствования существующих методов расчета предлагается использовать физически обоснованную математическую модель формирования и таяния снежного покрова. Данная модель является составной частью общей модели гидрологического цикла в точке водосбора [48, 49].

В представленной работе для описания процессов происходящих в снежном покрове, использована следующая система дифференциальных уравнений [48]:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} + R_s \right) - L_w \frac{\partial W_s}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_s} + \frac{\partial W_s}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \frac{\partial q_{SN}}{\partial z} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial \Psi_C}{\partial z} - K_s \right), \quad (4)$$

$$c_s = \rho_L A_s c_L + \rho_W W_s c_W, \quad (5)$$

где ρ_L , ρ_W – соответственно плотности льда и воды;

A_s , W_s – объемное содержание твердой и жидкой фаз воды в снеге;

q_{SN} – концентрация насыщенного пара в снеге;

c_L, c_W – удельные теплоемкости льда и воды;
 L_W – теплота фазового превращения вода–лед;
 P_N – давление вышележащих слоев снега;
 Ψ_S – потенциал талой влаги в снеге;
 K_S – коэффициент влагопроводности снега;
 λ_S – эффективная теплопроводность снега;
 R_S – поглощенная снегом радиация;
 η_S – коэффициент вязкости снега;
 t – время;
 z – глубина снега.

Уравнение (2) является уравнением сохранения энергии в снежной толще, записанным в универсальном виде и пригодным для расчета потоков тепла в сухом, талом и слоистом снеге. Связь между сухим и влажным снегом осуществляется зависимостью содержания незамерзшей влаги в снеге от его температуры [48]. Уравнение (3) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания – таяния, конденсации – испарения и в процессе оседания. Уравнение (4) данной системы служит для описания потока жидкой влаги в талом снеге при снеготаянии. Расчет испарения с поверхности снега осуществляется с помощью уравнения турбулентной диффузии в прилегающем к снегу слое воздуха и теплового баланса его поверхности.

$$E_S = \rho_A \frac{k^2 u (T_S - T_A)}{(\ln(z/z_0))} f(Ri), \quad (6)$$

$$H_S = \rho_A \frac{c_S k^2 u (q_S - q_A)}{(\ln(z/z_0))^2} f(Ri), \quad (7)$$

$$L_S E_S = R_S - H_S - Q_S, \quad (8)$$

$$f(Ri) = (1 - 5Ri)^2 \text{ при } Ri > 0; f(Ri) = (1 - 16Ri)^{0,75} \text{ при } Ri < 0.$$

где E_S, H_S – испарение с поверхности снега и турбулентный поток тепла соответственно;

T_A – температура атмосферы;

q_A – удельная влажность атмосферы;

H_S – удельная влажность насыщенного воздуха при температуре поверхности снега T_S ;

R_S – радиационный баланс поверхности снега;

ρ_A – плотность воздуха;

u – скорость ветра;

c_S – удельная теплоемкость воздуха;

k – постоянная Кармана;

L_S – удельная теплота сублимации пара из снега;

Q_S – поток тепла от поверхности снега вглубь;

z – высота измерения метеопараметров (в нашем случае 2 м);

z_0 – параметр шероховатости;

$f(Ri)$ – функция от числа Ричардсона определена, как в работе [10].

Таблица 1. Сравнение данных выполненной различными методами оценки величины испарения со снежного покрова

Table 1. Comparison of values of the evaporation from the snow cover assessment data obtained with different methods

Исследование	Методы исследований	Тип участка, место исследований	Показатели испарения
Martinelli, 1960 [38]	Gr	Альпы, Италия	0,67 мм /сут
West, 1962 [39]	Gr	Лес, США	50 мм (2,7 % снегопада) в год
Doty and Johnston, 1969 [40]	Gr	Открытый, США	0,15 (январь)– 1,56 (апрель) мм/сут
Kaitera and Terasvirta, 1972 [41]	BA	Бореальный лес, Финляндия	0,35 (под лесом)– 0,45 (открыто) мм /сут
Bernier and Swanson, 1993 [42]	BA, Gr	Лесной и открытый, Канада	0,25–1,07 мм/сут
Golding, 1978 [43]	BA	Субальпийский лес, Канада	1,2 мм/сут (1975), 2,0 мм/сут (1976)
Fassnacht, 2004 [44]	BA	Различные места США	0,23–0,67 мм /сут
Hood et al., 1999 [19]	AP	Альпийский, США	0,9–1,8 мм /сут (годовой максимум 15 % SWE)
Marks and Dozier, 1992 [20]	BA	Альпийский, США	среднее значение 2 мм/сут
Molotch et al., 2007 [30]		Субальпийский лес, США	0,41 (субканопия)– 0,71 (полог) мм/сут
Montesi et al., 2004 [21]	EC	Субальпийский лес	Полог, 20–30 % от зимнего снегопада
Pomeroy et al., 1998 [45]	BA	Бореальный лес, США	0,41–1,88 мм/сут
Померой et al., 1999 [22]	EC	Прерия, США	1,8 мм/сут (метель)
Schmidt et al., 1998 [46]	BA, Gr	Субальпийский лес, Канада	0,61 (на юге), 0,43 (на севере) мм/сут
Zhang et al., 2003 [9]	BA, Gr	Тайга, Сибирь	0,2–1,0 мм/сут
Zhang et al., 2004 [47]	BA, Gr	Тайга, лиственный лес, Восточная Сибирь	0,22–0,32 мм/сут С 13.03.2002 по 22.04.2002 сублимация составила 15,7 и 12,1 мм для открытого поля и лиственного леса
Reba et al., 2012 [7]	EC	Альпийский, США	0,37–0,53 мм/сут и 0,17– 0,28 мм/сут для открытого и защищенного участка
Sexstone et al., 2016, [28]	EC, BA, AP	Скалистые горы, Колорадо, США	0,33–0,36 мм/сут
Stigter et al., 2018 [27]	EC, PM, BA, K	Ледник Яла, Непальские Гималаи	21 % от общего зимнего снегопада
Mandal et al., 2022 [10]	BA	Гималаи, Индия	16–42 % от общего зимнего снегопада

Примечание: Методы исследований: AP – аэродинамический профиль; BA – объемная аэродинамика; EC – вихревая ковариация; Gr – весовой; K – Кузьмина.

Одновременно уравнения (6–8) служат в качестве верхних граничных условий при решении уравнений тепло-влажноперевода в снежной толще (2–5). По существу, для описания граничных условий использован объемно-аэродинамический метод расчета испарения.

При численной реализации дифференциальных уравнений (2–4) применялся метод конечных разностей. Разностные уравнения решали методом прогонки. Так как в процессах формирования и таяния снежного покрова плотность твердой фазы снега постоянно изменяется, был разработан алгоритм с переменными шагами по координате [48]. В качестве исходной информации для математического моделирования использовались суточные значения метеоэлементов (температура, осадки, влажность почвы, скорость ветра, влажность воздуха и облачность). Подробное определение всех параметров и характеристик уравнений (2–8) дано в работе [48].

ТЕСТИРОВАНИЕ МОДЕЛИ

На наш взгляд, тестирование физически обоснованной математической модели, какой является вышеописанная модель формирования снежного покрова, должно быть многоуровневое. Проверке на адекватность описания природных процессов должны подвергаться все ее блоки. При этом сопоставление расчетных и измеренных величин испарения проводится за различные интервалы времени. Известно, что некоторые физические факторы, ярко проявляющиеся и влияющие на величину испарения за короткие интервалы времени, могут нивелироваться при длительных природных процессах и усреднении входных характеристик.

Для испытания работоспособности блока модели, характеризующего формирование и таяние снежного покрова, проведено сопоставление динамики толщины снежного покрова, измеренного на метеостанции в Костроме, с расчетными показателями (рис. 1). Очевидно, что наблюдается хорошее совпадение динамики толщины снежного покрова в зимний и весенний периоды, рассчитанной по модели и измеренной на метеостанции. Некоторая погрешность в расчетах обусловлена процессом метелевого переноса снега, при котором изменение его толщины бывает не связано с выпадающими осадками.

Основой для тестирования модели испарением со снежного покрова стали результаты наблюдений на ВНИГЛ (ныне – Валдайский филиал ГГИ) и на водно-балансовых станциях (ВБС) Подмосковная и Нижнедевицкая. Исследования ВНИГЛ в 1950–1960-е годы, по сути, стали основой для совершенствования методов инструментального измерения испарения со снежного покрова [2, 5]. В результате критического анализа полученной экспериментальной информации могут быть сформированы ряды наблюдений, которые достоверно отражают количественные характеристики величины испарения со снега. Так, данные наблюдений на Валдае в 1950–1960-е годы [5] указывают на то, что в среднем за зиму только треть суточных измерений (около 30 сут) испарения могут быть использованы для дальнейших научных обобщений. Аналогичный результат получен и при анализе результатов наблюдений на Нижнедевицкой ВБС с 1995 по 2019 гг. Такая ситуация с измерением испарения означает, что

экспериментальные оценки этой характеристики за полный зимний период отсутствуют. Все оценки базируются на расчетах с использованием данных о среднесуточных величинах испарения за отдельные периоды. А зачастую и на среднечасовых значениях, т. к. период наблюдения иногда составляет менее суток. В связи с этим, объективное тестирование математической модели может проводиться только по данным о среднесуточных величинах испарения со снежного покрова. Отметим при этом, что длительность непрерывных наблюдений за испарением может составлять лишь несколько суток.

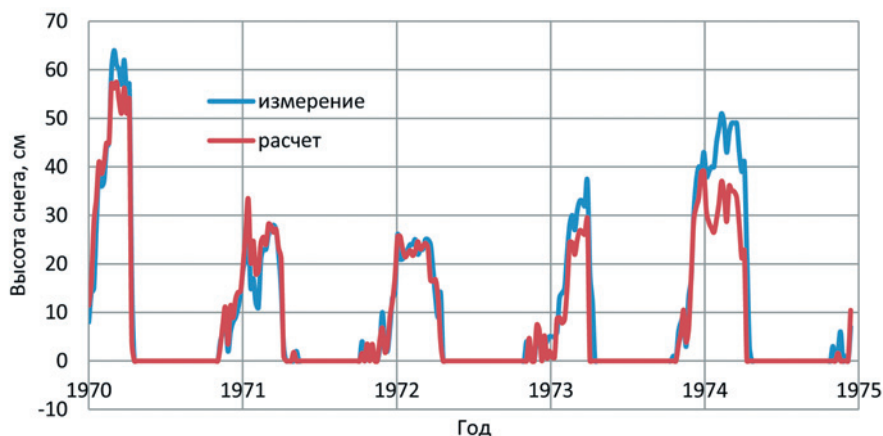


Рис. 1. Сопоставление расчетных и измеренных толщин снежного покрова по данным наблюдений на метеостанции Кострома.

Fig. 1. Comparison of the calculated and the measured values of the snow cover thickness according the observations at the Kostroma meteorological station.

Результаты обобщения экспериментальных данных о среднечасовых величинах испарения со снега на Новодевицкой ВБС за период с 1995 по 2019 гг. показали, что в соответствии с выводами [5], основной вклад в суточное испарение вносит дневная составляющая, а в годовом балансе решающую роль играет испарение в предвесенний и весенний периоды. Так, среднемноголетние часовые значения испарения за январь-февраль в ночное и дневное время составили 0,0003 и 0,007, а за март-апрель – 0,002 и 0,017 соответственно. Разница – существенная.

На рис. 2 представлены результаты сопоставления данных измерения и расчета по математической модели среднесуточных значений испарения, усредненные за многолетний период по месяцам зимне-весеннего сезона для наблюдений на Новодевицкой ВБС с 1995 по 2019 гг. Результаты сопоставления демонстрируют, что математическая модель достаточно точно воспроизводит численные величины и закономерности изменения среднемноголетнего испарения в течение зимне-весеннего периода. Однако для оценки работоспособности модели необходимо ее протестировать за короткие интервалы времени, на суточном и внутрисуточном уровне. Именно на этом временном отрезке происходят основные физические процессы формирования испарения со снега, которые могут нивелироваться в длительной перспективе.

Для оценки точности воспроизведения динамики суточных величин испарения использована экспериментальная информация о данной характеристике и метеоэлементах для условий Подмосковной ВБС в зимне-весенний период 1979–1980 гг. Следует также отметить, что из продолжительных наблюдений в течение 120 сут, только для 30 сут была получена полноценная экспериментальная информация об испарении со снега. Пропуски заполнены расчетными значениями по формуле Кузьмина (1). Для тестирования выбран период с 7 марта по 11 апреля, в котором было минимальное количество пропусков.

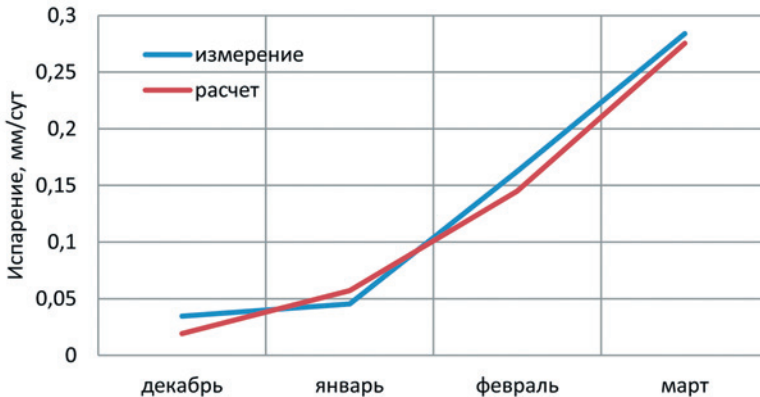


Рис. 2. Динамика среднесуточных многолетних значений испарения со снега в течение зимнего периода.

Fig. 2. Dynamics of the average daily many-year values of evaporation from snow cover during the winter period.

На рис. 3 приведены результаты тестирования. Коэффициент корреляции связи измеренных и расчетных величин равен 0,93, т. е. довольно высокий. Пиковые значения величин испарения, собственно определяющие его суммарную величину, воспроизводятся довольно точно.

Другой важнейшей характеристикой, определяющей величину испарения и используемой в традиционных методах расчета (1), является температура поверхности снега (T_s). Даже автор формулы [2] Кузьмин отмечал, что основным источником погрешностей расчета является неточность определения T_s . Кузьмин указывает [2], что для вычисления испарения с точностью $\pm 0,1$ мм/сут необходимо определять температуру в области нулевых температур с точностью $\pm 0,2$ °C, а в области температур ниже -15 °C с точностью ± 1 °C. Но из материалов наблюдений следует, что зачастую, особенно в весенний период, погрешности измерений температуры значительно превышают допустимую величину.

На рис. 3 приведены сопоставления результатов измерения и расчета температуры поверхности снега для условий Подмосковной ВБС. На первый взгляд, модель довольно точно воспроизводит данную характеристику ($R=0,99$) и может быть рекомендована для использования в расчетах в качестве альтернативы при отсутствии экспериментальной информации.

Для проверки работоспособности модели на внутрисуточном уровне были сопоставлены результаты расчета и данные экспериментов на большом гидравлическом испарителе (БГИ) [5]. Выбран период наблюдения с 26 февраля по

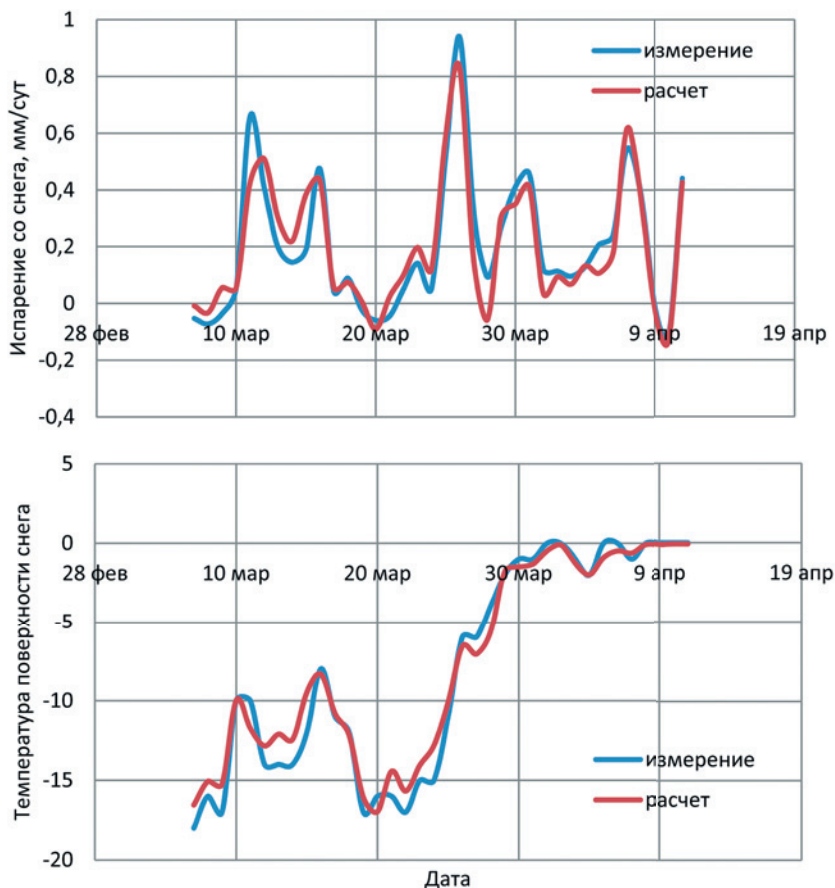


Рис. 3. Сопоставление расчетных и измеренных величин испарения со снега и температуры поверхности снега.

Fig. 3. Comparison of the calculated and measured values of the evaporation from snow and the snow surface temperature.

3 марта 1958 г. При моделировании использована сопутствующая среднесуточная метеоинформация. Потоки коротковолновой и длинноволновой радиации определяли расчетным путем [48]. На рис. 4 приведены результаты сопоставлений. Модель, в принципе, правильно описывает внутрисуточный ход испарения со снега. Кроме ошибок в расчетах, связанных с заданием численных значений метеорологических характеристик, могут возникнуть ошибки расчета испарения из-за осреднения данных за некоторый интервал времени. Для исследования этого вопроса при тестировании модели были проведены численные расчеты испарения без учета суточного хода и с учетом такового [5].

Результаты расчетов динамики испарения показывают, что неучет суточного хода температуры значительно изменяет внутрисуточную динамику испарения. Во всех случаях отсутствие данных суточного хода температуры воздуха приводит к занижению величины испарения до 20 %. Следовательно, использование при расчетах испарения гидрометеорологических характеристик, осредненных за большие интервалы времени, приводит к занижению величины ES.



Рис. 4. Сопоставление расчетных и измеренных на БГИ величин испарения со снега с 26 февраля по 3 марта 1958 г.

Fig. 4. Comparison of calculated and measured at big hydraulic evaporator (BHE) values of evaporation from snow surface from February 26 to march 3, 1958.

Еще одной составляющей потерь водного эквивалента снега в зимний период является испарение из толщи снежного покрова под действием градиента концентрации пара в снегу, т. е. температуры (формула 3). В рамках данного исследования выполнены численные оценки диффузионной составляющей (E_{SN}) по сравнению с испарением с поверхности снега (E_S). Расчеты проведены для метеусловий Валдая (февраль, 1968 г.) (рис. 5). В количественном отношении величина E_{SN} составляет не более 10 % от испарения с поверхности снега. Интересна внутрисуточная динамика данной характеристики.

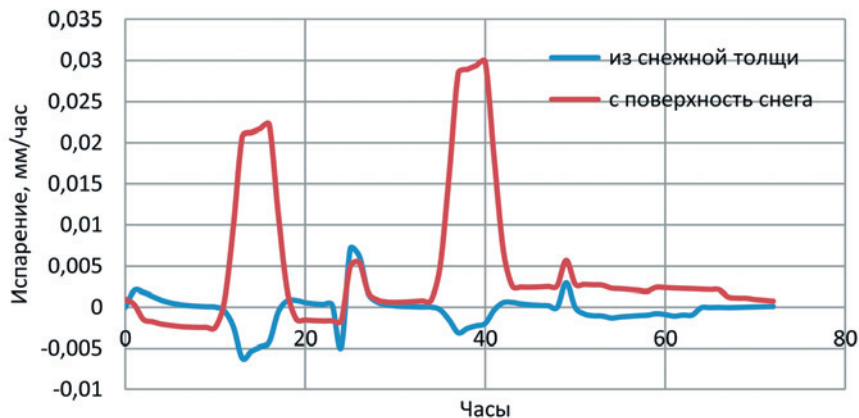


Рис. 5. Сопоставление расчетных значений потоков с поверхности снега и из снежной толщи.

Fig. 5. Comparison of the calculated values of flows from the snow cover and snow depth.

Как следует из рис. 5, зачастую изменения E_{SN} находятся в противофазе с динамикой E_S , т. е. когда идет процесс испарения с поверхности снега одновременно наблюдается противоток пара от поверхности в глубину снежной толщи. В дневное время температурный градиент иногда направлен в глубину снега, а ночью – наоборот.

Влияние метеофакторов и свойств снежного покрова

Временную и пространственную изменчивость испарения со снежно-го покрова (E_s) в основном определяют вариации таких метеорологических переменных, как влажность и температура воздуха, скорость ветра, потоки длинноволновой и коротковолновой радиации. В конечном итоге, именно их изменчивость и приводит к климатическим изменениям многих гидрологических характеристик, в т. ч. испарения со снега. Ввиду этого во многих исследованиях для лучшего понимания взаимосвязи между E_s и метеорологическими переменными были проведены масштабные корреляции между этими характеристиками. В табл. 2 обобщены результаты некоторых исследований на эту тему.

В исследовании [27], проведенном на леднике Яла в Непальских Гималаях, сублимация определялась методом вихревой ковариации с 2016 по 2017 гг. Тем же методом с 2004 по 2006 гг. проводились измерения в горном районе западной части США [7], а в 2014–2016 гг. – на двух лесных участках в Скалистых горах, штат Колорадо [28]. В работе [10] на территории Монголии в 2006–2007 гг. сублимация из тонкого снежного покрова была рассчитана с использованием метода аэродинамического профиля и проверена с помощью вихревых ковариационных наблюдений с использованием многоуровневых метеорологических данных с трех участков, представляющих различные географические и растительные условия.

Таблица 2. Результаты линейного регрессионного анализа (коэффициент корреляции R) связи сублимации снежного покрова с влажностью (q_A) и температурой воздуха (T_A), температурой поверхности снега (T_S), скоростью ветра (u), влажностью атмосферного воздуха у поверхности снега (q_S), дефицита влажности воздуха ($q_A - q_S$) и поглощенной радиации (R_S)

Table 2. Results of the linear regressive analysis (R is correlation index) of the snow cover connection with air humidity (q_A) and temperature (T_A), snow surface temperature (T_S), wind velocity (u), atmospheric air humidity near the snow surface (q_S), air humidity deficit ($q_A - q_S$), and absorbed radiation (R_S)

Переменная	Исследование, литературный источник					Наблюдения – ВБС Подмосковная
	Mandal et al., [10]	Stigter et al., [27]	Reba et al., [7]	Zhang et al., [9]	Sexstone et al., [28]	
T_A	0,06/0,44	0,14	0,42	0,36	0,50	0,46
T_S	0,69/0,62	0,39	–	–	–	0,45
u	0,37/0,32	0,74	0,40	0,39	0,45	0,37
q_A	-0,14/0,30	-0,28	–	–	-0,09	0,26
q_S	0,70/0,65	0,32	–	–	–	0,43
$q_S - q_A$	0,82/0,70	0,71	0,73	0,60	–	0,59
R_S	0,20/0,44	0,14	0,42	–	0,51	–

Примечание: в работе [10] в числителе – значения R при ясном небе, а в знаменателе – в условиях облачности.

Таким образом, влияние отдельных метеорологических переменных на величину испарения невелико (табл. 2). Коэффициенты корреляции не превышают 0,5. Исключение составляет связь испарения с разницей влажностей воздуха ($q_A - q_S$), для которой коэффициент корреляции лежит в пределах 0,59 – 0,82. Практически отсутствует связь между испарением и влажностью атмосферы. Коэффициент корреляции принимает как положительные, так и отрицательные значения. Это связано, прежде всего, с взаимной корреляцией влажности и температуры воздуха. При отсутствии этой связи коэффициент R – отрицательный, а при усилении становится положительным.

Анализ экспериментальных данных об испарении снега на Подмосковной ВБС (1979–1980 гг.), полученных с помощью стандартных испарителей весовым методом, показал, что коэффициенты корреляции с метеоданными и в этом случае незначительно отличаются от полученных в различных регионах мира.

В работе [10] проанализированы метеорологические данные с автоматической метеостанции на леднике Чхота Шигри (Гималаи) за 11 лет (2009–2020 гг.): всего 13 217 получасовых данных, из них 2708 и 2063 – для условий ясного неба и облачности. Оценки были статистически значимы. В результате множественного линейного регрессионного анализа скорости сублимации и комбинированных метеорологических переменных сделаны следующие выводы. Совместное использование в качестве предикторов скорости ветра (u) и дефицита давления пара ($q_S - q_A$) является лучшим показателем сублимации ($R=0,93$). Лишь сочетание скорости ветра, дефицита давления пара и разности температур атмосферы и поверхности снега ($T_S - T_A$) дает более высокий коэффициент корреляции ($R=0,96$).

В данной работе также исследовано влияние облачности на сублимацию снега. Испарение сильно коррелировано с ($T_S - T_A$). При ясном небе ($R=0,84$), а в условиях облачности ($R=0,50$), что позволяет предположить, что вертикальная разница температур значительно контролирует приповерхностный вертикальный градиент влажности (один из основных факторов E_S). Это объясняет значительно более высокий поток E_S при ясном небе, чем в условиях облачности. Корреляция E_S с ($q_S - q_A$) была выше при ясном небе ($R=0,82$), чем в условиях облачности ($R=0,70$). Это означает, что E_S увеличивается по мере роста вертикальной разницы во влажности воздуха. Из-за более высокого приповерхностного нагрева и конвекции приповерхностный градиент влажности при ясном небе более крутой, чем в пасмурных условиях.

Похожие результаты были получены и в исследовании [27] на леднике Яла в Непальских Гималаях. Использование в качестве предикторов скорости ветра и дефицита давления пара дает коэффициент корреляции ($R=0,88$), а привлечение дополнительного предиктора T_A повышает коэффициент корреляции ($R=0,90$). Использование же R_S вместо T_A не приводит к росту коэффициента корреляции ($R=0,88$).

Чтобы проверить чувствительность расчета сублимации к изменениям входных данных, в работе [10] задали возмущения T_A (± 1 °C), T_s (± 1 °C) и относительной влажности воздуха (± 10 %). Были выполнены вариации шерохо-

ватости снежного покрова z_0 (0,0005 м, 0,002 м, 0,003 м и 0,004 м, в основных расчетах $z_0=0,001$ м). Расчеты проводились с использованием объемно-аэродинамического метода. Результаты показали, что сублимация наиболее чувствительна к z_0 и T_s , поскольку они непосредственно влияют на E_s . При величине слоя шероховатости z_0 , равном 0,004 м, и при изменении T_s на +1 °С средняя кумулятивная сублимация увеличивается на 21 % (30 мм). Для z_0 гораздо более низкого порядка (0,0005 м) средняя кумулятивная сублимация уменьшается на 8 % (12 мм). Чувствительность к сублимации в этом исследовании аналогична той, о которой сообщалось в работе [50]. Возмущение скорости ветра на ± 10 % приводит к изменению сублимации на ± 8 %. Средняя кумулятивная сублимация примерно в три раза более чувствительна к ± 1 °С изменения T_s , чем к изменению относительной влажности воздуха и ветра на ± 10 %.

В рамках проведенного исследования также была выполнена оценка чувствительности представленной выше физико-математической модели к влиянию различных метеорологических факторов и физических свойств снежного покрова на испарение. При вариации значений метеоэлементов относительно наблюдаемых в процессе расчетов по математической модели получены оценки, отражающие численный вклад каждой метеорологической характеристики в изменчивость величины испарения с поверхности снежного покрова (табл. 3). Эти данные могут быть использованы как для оценки чувствительности величины испарения к климатическим изменениям, так и для выявления погрешностей расчета, связанных с неточностью задания метеоэлементов.

Таблица 3. Относительное изменение величины суточного испарения с поверхности снега, воды и почвы δ , % при росте численных значений метеоэлементов на 1 %

Table 3. Relative change of the daily value of evaporation from snow, water, and soil surfaces δ , % in case of the meteorological elements numerical elements 1% growth

Характеристика	u , м/с	e_A , мбар	T_A , °С	R_s , Вт/ (м ² Ч
δ , %	0,3	-2,8	1,3	0,64

Примечание: u – скорость ветра, e_A – давление пара, T_A – температура воздуха на высоте 2 м от поверхности снега, воды и почвы; R_s – радиационный баланс поверхности снега.

Как отражено в табл. 3, рост температуры, потока солнечной радиации, скорости ветра приводит к росту величины испарения со снежной поверхности, а увеличение давления пара в атмосфере – к его уменьшению. Закономерности те же, что и при описании испарения с поверхности воды [51]. Отметим также, что при вариации значений одного метеоэлемента, другие переменные оставались неизменными. В реальных условиях, как правило, происходят изменения всех метеорологических параметров, в т. ч. и взаимно скоррелированные.

Наряду с оценкой влияния изменчивости метеоэлементов на величину расчетной сублимации снега, исследовалось также влияние на испарение таких характеристик снежного покрова, как плотность, альбеда и экспозиция склона, на котором находится снег. Большой комплекс экспериментальных работ по изучению влияния плотности снега и его альбеда на процессы испарения

и снеготаяния был выполнен специалистами Валдайского филиала Государственного гидрологического института (ВФ ГГИ) и в Казахстане И.Л. Калужным, В.А. Шутовым и Д.А. Деляровым [52–54].

Нами проведены численные эксперименты по оценке влияния плотности и высоты снежного покрова на величину испарения со снежной поверхности. Изменяя начальную величину плотности снега в момент его выпадения (данная величина задается в модели), получали различные значения средней плотности снежного покрова на дату максимальных снегозапасов. Из результатов моделирования следует, что в диапазоне изменения плотности $0,19 - 0,29 \text{ г/см}^3$ увеличение плотности снега на 1 % приводит к росту испарения также примерно на 1 %. Рост испарения согласуется с выводами Кузьмина [2] и экспериментальными наблюдениями ВФ ГГИ [52–54]. Это объясняется увеличением теплопроводности снега с ростом плотности и, соответственно, увеличением температуры поверхности снежного покрова, что вызывает повышение давления водяного пара у поверхности снега.

Интересные результаты получены при численных экспериментах по оценке влияния альbedo поверхности снега на испарение. При высоких значениях альbedo $0,8-0,9$ влияние данного фактора на суммарное испарение за зимний период достаточно велико. При уменьшении альbedo на 1 % испарение возрастает тоже на 1 %. Однако при дальнейшем уменьшении альbedo, роль его падает из-за наличия процессов снеготаяния и сокращения периода залегания снежного покрова, особенно в весенний период. Соответственно, падает величина суммарного испарения. В холодный период, до начала процесса снеготаяния, процентное соотношение изменчивости альbedo и сублимации остается практически неизменным, независимо от величины альbedo.

Велика роль экспозиции склонов в испарении снежного покрова, на которых он залегает. По модельным оценкам, при угле наклона 45° испарение с южного склона превышает испарение с северного на 50 %.

Одним из основных методов при моделировании испарения является метод турбулентной диффузии: уравнения (6), (7). При этом величина шероховатости (z_0) играет ключевую роль в данном методе расчета. При проведении расчетов было принято условие, при котором все параметры шероховатости, определяющие потоки воздуха, тепла и пара, равны z_0 . С использованием в модельных расчетах различных значений z_0 (0,0005 м, 0,001 и 0,005 м) исследовано влияние данного параметра на величину сублимации снега. При возрастании величины z_0 с 0,0005 до 0,001 м испарение увеличивается на 12 %, т. е. данный параметр играет существенную роль в расчетах испарения, вопросам определения его величины посвящено множество исследований.

Следует отметить, что результаты проведенных исследований не противоречат, а зачастую полностью совпадают с выводами работ [10, 27, 50, 52–54].

Влияние климатических изменений

Влияние климатических изменений на сублимацию снега до сих пор является малоизученной областью [55, 56]. В исследованиях, проведенных в Монголии [55], планировалось использовать гидрологическую модель для оценки

пространственно распределенных текущих и будущих скоростей сублимации, вплоть до 2100 г., на основе интерполированных ежедневных данных об осадках, температуре воздуха, влажности и скорости ветра. Однако из-за отсутствия надежных прогностических данных о влажности воздуха и скорости ветра полноценных исследований провести не удалось. Смоделированные изменения, например, рассчитанное отношение сублимации к осадкам, также оказались неоднозначными из-за различия в осадках, полученных с помощью моделей глобальной циркуляции. Расчеты показали, что рост зимних осадков приводит к более длительному снежному покрову и, следовательно, к увеличению потерь на испарение. С другой стороны, увеличение температуры и скорости снеготаяния частично компенсируют рост сублимации.

Выполненное в горном районе Колорадо [56] исследование ставило задачу количественной оценки вклада моделируемых потоков сублимации с поверхности снега, растительности и метелевого снега в сезонную абляцию снежного покрова, а также оценки чувствительности сублимации к сценариям потепления климата. В этом исследовании были выбраны три 20-летних периода: исторический период (1980–1999 гг.), будущий период S1 (2016–2035 гг.) и будущий период S2 (2046–2065 гг.). Использовался следующий климатический сценарий: для периодов S1 и S2 были изменены значения метеоэлементов по сравнению с историческим периодом. В течение зимы (октябрь–май) среднемесячные значения температуры для S1 и S2 были увеличены на 0,68 °C и 1,78 °C, количество осадков увеличено на 1,5 % и 2,3 %, относительная влажность воздуха снижена на 0,3 % и 1,0 %, скорость ветра снижена на 0,1 м/с и 0,1 м/с соответственно.

В результате модельных расчетов получены следующие оценки: среднее значение сублимации за зиму в период 2011–2015 гг. с наземного снежного покрова составило 60 мм, со снега на растительности 113 мм, метелевого снега – 24 мм. Сублимация в сценариях S1 и S2 наземного снега снизилась на 2 % и 5 %, снега на растительности на 1 % и 6 %, метелевого на 4 % и 6 % соответственно. Продолжительность залегания снежного покрова уменьшилась в обоих сценариях в результате увеличения скорости снеготаяния. Следовательно, несмотря на потепление климата, общее снижение суммарных значений сублимации в сценариях S1 и S2 стало результатом уменьшения моделируемой продолжительности снежного покрова, градиентов давления пара и скорости ветра. Результаты моделирования чувствительности климата к потеплению подчеркивают, что по прогнозам в будущем общие потоки сублимации сократятся на 6 %.

В ходе данного исследования для оценки влияния климатических условий на испарение со снежного покрова анализировались результаты расчетов по разработанной нами математической модели формирования и таяния снежного покрова в период с 1952 по 2020 гг. Для моделирования привлечены данные наблюдений на метеостанциях Кострома, Ивдель, Москва (ВДНХ), Валдай, Тамбов, Воронеж, Ершов, Астрахань, а также наблюдения на Подмосковной и Нижнедевицкой водно-балансовых станциях. Все метеостанции, кроме Ивделя, территориально находятся в бассейне р. Волги. На рис. 6 при-

ведены типичные графики, отражающие многолетнюю динамику испарения снега для метеостанций Москва и Тамбов. Очевидно, что климатические изменения, произошедшие в конце 1970-х годов, привели к изменениям потока пара с поверхности снежного покрова. На всех объектах исследований отмечено падение испарения со снега в 1979–2020 гг. по сравнению с периодом 1952–1978 гг. Минимальное падение наблюдалось для Астрахани (7 %). Для всех остальных метеостанций уменьшение испарения получено в пределах 20–30 %, со средним значением 26 %. Динамика произошедших изменений в чем-то аналогична той, которая наблюдалась при исследовании испарения с водной поверхности [51].

Следует отметить, что между испарением со снега в Москве и Тамбове существует довольно высокая корреляционная связь ($R=0,73$). При этом коэффициент корреляции между расчетными данными для Подмосковной ВБС и Валдая равен 0,79, а для Подмосковной и Новодевицкой ВБС – всего 0,58.

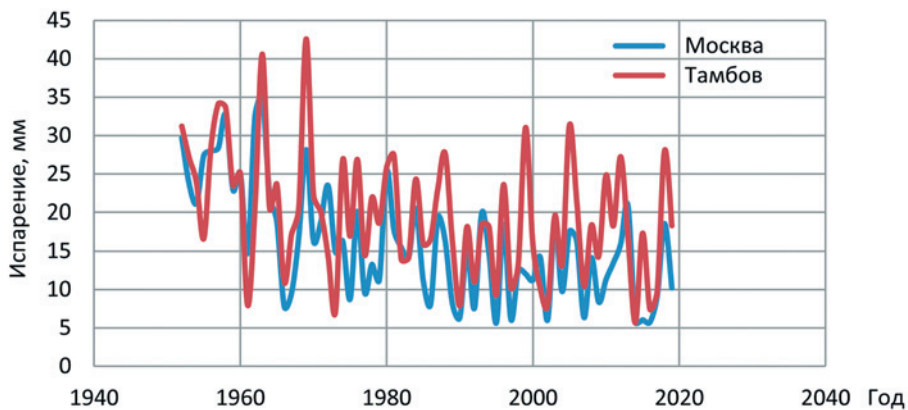


Рис. 6. Динамика расчетных значений испарения со снега для метеоусловий Валдайской, Новодевицкой и Подмосковной ВБС.

Fig. 6. Dynamics of calculation values of evaporation from snow for meteorological conditions of the Valdai, Novodevitsk and Podmoskovny water balance stations (WBS).

Для анализа изменений, произошедших с величиной испарения за расчетный период, необходимо изучить динамику основных метеоэлементов, определяющих испарение со снежного покрова. Начнем с температуры воздуха и давления водяного пара.

Как следует из вышеприведенных расчетов (табл. 2), рост температуры приводит к росту испарения, а рост давления пара – к его падению. Увеличение температуры воздуха вызывает увеличение температуры снега и, соответственно, приводит к повышению перепада давления пара между поверхностью снега и воздухом, что и увеличивает испарение. С другой стороны, повышение температуры укорачивает период залегания снежного покрова за счет более высокой скорости снеготаяния в весенний период, и это приводит к уменьшению суммарного испарения за зимне-весенний период.

Повышение давления пара в атмосферном воздухе, наоборот, уменьшает градиент давления пара у поверхности и вызывает падение величины ис-

парения. Анализ трендов температуры и давления пара на перечисленных выше метеостанциях, показывает, что наблюдается практически синхронный их рост, а это означает взаимную компенсацию их влияния на величину испарения [49, 51].

Еще одним фактором, оказывающим значительное влияние на величину испарения, является скорость ветра, от которой зависит величина турбулентных потоков пара в атмосферу. Поэтому рост скорости ветра приводит однозначно к росту величины испарения и наоборот. Скорость ветра за последние десятилетия имеет тенденцию к уменьшению для всех частей Волжского бассейна и во все сезоны года [49, 51].

Из анализа выпали потоки солнечной радиации, которые в период с 1952 по 2020 гг. остались практически неизменными.

Рассмотрим изменения метеорологических переменных в период 1979–2020 гг. по сравнению с 1952–1978 гг. на примере Москвы. Температура воздуха в зимний период выросла на 20 %, а давление пара на 14 %. При этом скорость ветра упала на 50 %. Рост температуры, в соответствии с табл. 3, приводит к увеличению испарения на 26 %, рост давления пара к его падению на 40 %, а падение скорости ветра к уменьшению испарения на 15 %. Расчетное испарение для условий Москвы упало на 30 %.

Дополнительное влияние на испарение оказали климатические изменения таких характеристик, как длительность залегания снежного покрова и его плотность. По модельным оценкам длительность залегания уменьшилась на 10 сут, что привело к падению испарения примерно на 10 %. Плотность снега при этом выросла на 5 % и, соответственно, на эту же величину выросло испарение.

Суммируя вышесказанное, отметим, что падение величины испарения со снежного покрова за зимне-весенний период в основном обусловлено ростом давления пара, уменьшением скорости ветра и длительностью залегания снежного покрова.

ВЫВОДЫ

В проведенном исследовании выполнен детальный обзор методов и результатов наблюдений за испарением со снежного покрова в различных странах и регионах мира. Наблюдения указывают на значительную пространственную и временную изменчивость и актуальность изучения данной характеристики в современных условиях потепления климата.

В статье представлена физико-математическая модель формирования и таяния снежного покрова, основанная на подробном описании механизмов переноса тепла и влаги в системе снежный покров–атмосфера. Сопоставление с результатами наблюдений показало высокую сходимость расчетных характеристик с экспериментальными данными как на внутрисуточном уровне, так и за многолетний период.

На основе математической модели проведены детальные численные эксперименты по оценке влияния основных метеофакторов и физических свойств снега на величину испарения. При этом исследовано влияние на величину испарения таких основных факторов ее формирования, как температура и влаж-

ность воздуха, скорость ветра, поток солнечной радиации, плотность и альбедо снега, экспозиция склона на котором залегает снежный покров. Расчеты позволили численно оценить влияние каждого отдельного фактора на испарение.

Выполнена оценка изменений испарения с поверхности снега за период 1979–2020 гг. по отношению к 1952–1978 гг. Из данных наблюдений следует, что на территории бассейна Волги отмечается уменьшение испарения примерно на 20–30 %. Анализ изменчивости испарения и метеофакторов ее формирования, а также результатов моделирования позволили сделать следующий вывод: уменьшение величины испарения с поверхности снега в основном вызвано ростом давления пара, падением скорости ветра и в некоторой степени уменьшением длительности залегания снежного покрова.

В период значительных климатических изменений возникает проблема долгосрочного прогноза состояния испарения с поверхности снега. Очевидно, что данный прогноз невозможен без надежных оценок изменения климатических характеристик. Современные климатические модели, по мнению климатологов, могут наиболее достоверно предсказать тренд изменения температуры воздуха. У других климатических характеристик точность гораздо ниже. Исходя из этого, мы можем с достаточной долей вероятности предположить, что прогноз испарения со снега затруднен, т. к. решающими факторами, повлиявшими на испарение в последние десятилетия, являются упругость водяного пара и скорость ветра. Но прогноз их величины имеет довольно низкую достоверность.

В представленной работе впервые на основе натуральных наблюдений и математического моделирования проведено комплексное исследование влияния факторов окружающей среды, определяющих климатические изменения испарения с поверхности снега. Получены общие закономерности, объясняющие тенденции изменения испарения, наблюдающиеся в последние десятилетия. В будущем необходимо уделить больше внимания региональным особенностям формирования испарения и пространственной изменчивости данной характеристики водного баланса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюнин А.К. Испарение снега. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 119 с.
2. Кузьмин П.П. К методике исследования и расчета с поверхности снежного покрова // Труды ГГИ. 1953. Вып. 41(95). С. 34–52.
3. Идзон П.Ф. Испарение с поверхности снега по наблюдениям в Джаныбеке // Метеорология и гидрология. 1959. № 2. С. 47–56.
4. Иверонова М.И. К вопросу об испарении со снежного покрова на территории СССР / Сб. «Роль снежного покрова в природных процессах». М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 7–19.
5. Кузнецов В.И. Испарение со снежного покрова // Труды ГГИ. 1964. Вып. 109. С. 3–57.
6. Константинов А.Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях // Труды ГГИ. 1960. Вып. 81. С. 3–57.
7. Reba M.L., Pomeroy J., Marks D. and Link T.E. Estimating surface sublimation losses from snowpacks in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations // Hydrological Processes. 2012. No. 26. P. 3699–3711.
8. MacDonald M.K., Pomeroy J.W., Pietroniro A. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains // Hydrological and Earth System Sciences Discussion. 2010. No. 14. P. 1401–1415.

9. Zhang Y., Ohata T., Ersi K., and Tandong Y., Observation and estimation of evaporation from the ground surface of the cryosphere in eastern Asia // *Hydrological Processes*. 2003. Vol. 17. No. 6. P. 1135–1147.
10. Mandal Arindan, Angchuk Thupstan, Azam Mohd Farooq, Ramanathan Alagappan, Wagnon Patrick. An 11-year record of wintertime snow-surface energy balance and sublimation at 4863 m a.s.l. on the Chhota Shigri Glacier moraine (western Himalaya, India) Mohd Sohebl, and Chetan Singh // *The Cryosphere*. 2022. No. 16. P. 3775–3799.
11. Zhang Yinsheng, Ishikawa M., Ohata T. and Oyunbaatar D. Sublimation from thin snow cover at the edge of the Eurasian cryosphere in Mongolia // *Hydrological Processes*. 2008. Vol. 22. No. 18. P. 3564–3575.
12. Herrero Javier and Polo María. Evapostublimation from the snow in the Mediterranean mountains of Sierra Nevada (Spain) // *The Cryosphere*. 2016. No. 10. P. 2981–2998.
13. Strasser U., Bernhardt M., Weber M., Liston G.E. and Mauser W. Is snow sublimation important in the alpine water balance? // *The Cryosphere*. 2008. No. 2. P. 53–66.
14. Schulz O., C. de Jong. Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas Mountains of Morocco // *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 2004. Vol. 8. No. 6. P. 1076–1089.
15. Екайкин А.А., Заровчатский А.В. Липенков В.Я. Измерение скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. № 4 (106). С. 20–25.
16. Zhang Y., Suzuki K., Kadota T. and Ohata T. Sublimation from snow surface in southern mountain taiga of eastern Siberia. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. 2004. Vol. 109. P. 1–12.
17. Svoma Bohumil M. Difficulties in Determining Snowpack Sublimation in Complex Terrain at the Macroscale // *Advances in Meteorology*. 2016. Vol. 10. P. 1–10.
18. Palm Stephen P., Kayetha Vinay, Yang Yuekui and Pauly Rebecca. Blowing snow sublimation and transport over Antarctica from 11 years of CALIPSO observations // *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2555–2569.
19. Hood E., Williams M., and Cline D. Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site // *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. No. 12–13. P. 1781–1797.
20. Marks D. and Dozier J. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. 2. Snow cover energy balance // *Water Resources Research*. 1992. Vol. 28. No. 11. P. 3043–3054.
21. Montesi, J., Elder, K., Schmidt, R. A., & Davis, R. E. Sublimation of intercepted snow within a subalpine forest canopy at two elevations // *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. P. 763–773.
22. Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H. Turbulent fluxes during blowing snow: Field tests of model sublimation predictions // *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. P. 2963–2975.
23. Bowling, LC, Pomeroy, JW and Lettenmaier DP. Parameterization of blowing-snow sublimation in a macroscale hydrology model // *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. P. 745–762.
24. Sigmund Armin, Dujardin Jérôme, Comola Francesco, Sharma Varun, Huwald Hendrik, Melo Daniela Brito, Hirasawa Naohiko, Nishimura Kouichi, Lehning Michae. Evidence of Strong Flux Underestimation by Bulk Parametrizations During Drifting and Blowing. *Snow Boundary-Layer Meteorology*. 2022. Vol. 182. P. 119–146.
25. Gao Yuan, Shen Lidu, Rongrong Cai, Anzhi Wang, Fenghui Yuan, Jiabing Wu, Dexin Guan and Huaxia Yao Impact of Forest Canopy Closure on Snow Processes in the Changbai Mountains, Northeast China *Environ. Sci.* 2022. Vol. 10. P. 1–26.
26. Кучмент А.С., Гельфан А.Н. Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 4. С. 85–94.
27. Stigter, Emmy E. Litt, Maxime Steiner, Jakob F. Bonekamp, Pleun N. J. Shea, Joseph M. Bierkens, Marc F. P. Immerzeel, Walter W. The importance of snow sublimation on a Himalayan glacier // *Frontiers in Earth Science*. 2018. Vol. 6. P. 108–124.
28. Sextstone G.A., Clow D.W., Stannard, D.I. and Fassnacht, S.R. Comparison of methods for quantifying surface sublimation over seasonally snow-covered terrain // *Hydrological Processes*. 2016. Vol. 30. P. 3373–3389.
29. Radic Valentina, Menounos Brian, Shea Joseph, Fitzpatrick Noel, Tessema1 Mekdes A. and Déry Stephen J. Evaluation of different methods to model near-surface turbulent fluxes for a mountain glacier in the Cariboo Mountains, BC, Canada. *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2897–2918.

30. Molotch, N.P., Blanken, P.D., Williams, M.W., Turnipseed, A.A., Monson, R.K. & Margulis, S.A. Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems // *Hydrological Processes*. 2007. Vol. 21 (12). P. 1567–1575.
31. Helgason Warren D. and Pomeroy J.W. Uncertainties in Estimating Turbulent Fluxes to Melting Snow in a Mountain Clearing 62-th Eastern snow conference. Waterloo, Canada 2005. P.129–142.
32. Kuchment L.S. and Gelfan A.N. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation // *Journal of Hydrology*. 1996. Vol. 179. P. 23–36.
33. Gelfan A.N., Pomeroy J.W. and Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. No. 5. P. 785–803.
34. Постников А.Н. Испарение с поверхности снежного покрова за период его залегания на территории России // *Ученые записки РГГМУ*. 2016. № 42. С. 55–63.
35. Wimmer F., Schläffer S., der Beek T. and Menzel. Distributed modelling of climate change impacts on snow sublimation in Northern Mongolia // *Advances in Geosciences*. 2009. Vol. 21. P. 117–124.
36. Gustafson J.R., Brooks P.D., Molotch N.P. and Veatch W.C. Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation // *Water Resources Research*. 2010. Vol. 46. No. 12. P. 1–14.
37. Jackson S.I. and Prowse T.D. Spatial variation of snowmelt and sublimation in a high-elevation semi-desert basin of western Canada // *Hydrological Processes*. 2009. Vol. 23. No. 18. P. 2611–2627.
38. Martinelli M. Moisture exchange between the atmosphere and alpine snow surfaces under summer conditions (preliminary results) // *Journal of Meteorology*. 1960. Vol. 17. No. 2. P. 227–231.
39. West A.J. Snow evaporation from a forested watershed in the central Sierra Nevada // *Journal of Forestry*. 1962. Vol. 60. P. 481–484.
40. Doty R.D. and Johnston R.S. Comparison of gravimetric measurements and mass transfer computations of snow evaporation beneath selected vegetation canopies // *Proceedings of the 37-th Western Snow Conference*, 1969. Fort Collins, Colo, USA. P. 57–62.
41. Kaitera P. and Terasvirta H. Snow evaporation in South and North Finland 1969/79 and 1970/1971 // *Aqua Fennica*. 1972. Vol. 2. P. 11–19.
42. Bernier P.Y. and Swanson R.H. The influence of opening size on snow evaporation in the forests of the Alberta Foothills // *Canadian Journal of Forest Research*. 1993. Vol. 23. No. 2. P. 239–244.
43. Golding D.L., Calculated Snowpack Evaporation during Chinooks along the Eastern Slopes of the Rocky Mountains in Alberta // *Journal of Applied Meteorology*. 1978. Vol. 17. No. 11. P. 1647–1651.
44. Fassnacht S.R. Estimating alter-shielded gauge snowfall undercatch, snowpack sublimation, and blowing snow transport at six sites in the coterminous USA // *Hydrological Processes*. 2004. Vol. 18. No. 18. P. 3481–3492.
45. Pomeroy J.W., Parviainen J., Hedstrom N. and Gray D.M. Coupled modelling of forest snow interception and sublimation // *Hydrological Processes*. 1998. Vol. 12. No. 15. P. 2317–2337.
46. Schmidt R.A., Troendle C.A. and Meiman J.R. Sublimation of snowpacks in subalpine conifer forests // *Canadian Journal of Forest Research*. 1998. Vol. 28. No. 4. P. 501–513.
47. Zhang Y, Suzuki K., Kadota T. and Ohata T. Sublimation from snow surface in southern mountain taiga of eastern Siberia // *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. 2004. Vol. 109.
48. Каляжный И.А., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе. СПб: Нестор-История, 2012. 615 с.
49. Лавров С.А. Влияние климатических изменений на вертикальный влагообмен в почвах (на примере бассейна реки Волги) // *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2021. № 4. С. 47–66. DOI: 10.35567/1999-4508-2021-4-3.
50. Steiner J.F., Litt M., Stigter E.E., Shea J., Bierkens M.F.P. and Immerzeel W.W.: The Importance of Turbulent Fluxes in the Surface Energy Balance of a Debris // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. P. 3775–3799.
51. Лавров С.А. Закономерности формирования испарения с поверхности суши и воды под влиянием климатических изменений // *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2019. № 1. С. 4–23. DOI: 10.35567/1999-4508-2019-1-1.
52. Шутов В.А. Методика оценки гидрологической роли снежных мелиораций // *Водные ресурсы*. 1990. № 1. С. 44–53.

53. Деларов Д.А., Калужный И.Л., Шутов В.А. Испарение со снега при снегозадержании на сельскохозяйственных полях // *Метеорология и гидрология*. № 9. 1985. С. 95–107.
54. Калужный И.Л., Шутов В.А. Современное состояние и проблемы натурных исследований снежного покрова // *Водные ресурсы*. 1998. Т. 25. № 1. С. 34–42.
55. Wimmer F., Schläpfer S., Beek T. and Menzel L. Distributed modelling of climate change impacts on snow sublimation in Northern Mongolia *Advances in Geosciences*. 2009. Vol. 21. P. 117–124.
56. Sexstone Graham, Clow David W., Fassnacht Steven R., Liston Glen E., Christopher A. Hiemstra, Knowles John F. and Penn Colin A.. Snow sublimation in mountain environments and its sensitivity to forest disturbance and climate warming // *Water Resources*. 2017. Vol. 54. No. 2. P. 1191–1211.

REFERENCES

1. Dyunin A.K. Evaporation of snow. Novosibirsk: Izd-vo SO AN SSSR [Publishing house of USSR AS SB], 1961. 119 p. (In Russ.).
2. Kuzmin P.P. On the method of research and calculation of evaporation from the snow cover surface. *Trudy GGI [Proceedings of SHI]*. 1953. Iss. 41(95). P. 34–52 (In Russ.).
3. Idzon P.F. Evaporation from the snow surface according to the observations at Dzhanybek. *Meteorologia i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*. 1959. No. 2. P. 47–56 (In Russ.).
4. Iveronova M.I. On the issue of evaporation from the snow cover on the territory of the USSR. Sb. *“Rol snezhnogo pokrova v prirodnykh protsessakh” [“The snow cover role in nature processes” collection]*. M. Izd-vo AN SSSR [Publishing house of USSR AS], 1961. С. 7–19 (In Russ.).
5. Kuznetsov V. I. Evaporation from the snow cover. *Trudy GGI [Proceedings of SHI]*. 1964. Iss. 109. P. 3–57 (In Russ.).
6. Konstantinov A.R. A method of calculation of evaporation from soil, water, and snow in terms of temperature and humidity measured at meteorological stations. *Trudy GGI [Proceedings of SHI]*. 1960. Iss. 81. P. 3–57 (In Russ.).
7. Reba M.L., Pomeroy J., Marks D. and Link T.E. Estimating surface sublimation losses from snow-packs in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations. *Hydrological Processes*. 2012. No. 26. P. 3699–3711 (In Russ.).
8. MacDonald M.K., Pomeroy J.W., Pietroniro A. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Science Discussion*. 2010. No.14. P. 1401–1415.
9. Zhang Y., Ohata T., Ersi K., and Tandong Y., Observation and estimation of evaporation from the ground surface of the cryosphere in eastern Asia. *Hydrological Processes*. 2003. Vol. 17. No. 6. P. 1135–1147.
10. Mandal Arindan, Angchuk Thupstan, Azam Mohd Farooq, Ramanathan Alagappan, Wagnon Patrick. An 11-year record of wintertime snow-surface energy balance and sublimation at 4863 m a.s.l. on the Chhota Shigri Glacier moraine (western Himalaya, India) Mohd Soheb1, and Chetan Singh. *The Cryosphere*. 2022. No. 16. P. 3775–3799.
11. Zhang Yinsheng, Ishikawa M., Ohata T. and Oyunbaatar D. Sublimation from thin snow cover at the edge of the Eurasian cryosphere in Mongolia. *Hydrological Processes*. 2008. Vol. 22. No.18. P. 3564–3575.
12. Herrero Javier and Polo María. Evaporsublimation from the snow in the Mediterranean mountains of Sierra Nevada (Spain). *The Cryosphere*. 2016. No.10. P. 2981–2998.
13. Strasser U., Bernhardt M., Weber M., Liston G.E. and Mauser W. Is snow sublimation important in the alpine water balance? *The Cryosphere*. 2008. No. 2. P. 53–66.
14. Schulz O., C. de Jong. Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas Mountains of Morocco. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 2004. Vol. 8. No. 6. P. 1076–1089.
15. Ekaykin A.A., Zarovchatskiy A.V., Lipenkov V.Y. Measurement of the snow sublimation rate at the Vostok Station. The Central Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Problems of Arctic and Antarctic]*. 2015. No. 4 (106). P. 20–25.
16. Zhang Y., Suzuki K., Kadota T. and Ohata T. Sublimation from snow surface in southern mountain taiga of eastern Siberia. *Journal of Geophysical Research Discussion: Atmospheres*. 2004. Vol. 109. P. 1–2.

17. Svoma Bohumil M. Difficulties in Determining Snowpack Sublimation in Complex Terrain at the Macroscale. *Advances in Meteorology*. 2016. Vol. 10. P. 1–10.
18. Palm Stephen P., Kayetha Vinay, Yang Yuekui and Pauly Rebecca. Blowing snow sublimation and transport over Antarctica from 11 years of CALIPSO observations. *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2555–2569.
19. Hood E., Williams M., and Cline D. Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site. *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. No. 12–13. P. 1781–1797.
20. Marks D. and Dozier J. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*. 1992. Vol. 28. No. 11. P. 3043–3054.
21. Montesi, J., Elder, K., Schmidt, R. A., & Davis, R. E. Sublimation of intercepted snow within a subalpine forest canopy at two elevations. *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. P. 763–773.
22. Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H. Turbulent fluxes during blowing snow: Field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*. 1999. Vol. 13. P. 2963–2975.
23. Bowling, LC, Pomeroy, J.W and Lettenmaier DP. Parameterization of blowing-snow sublimation in a macroscale hydrology model. *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. P. 745–762.
24. Sigmund Armin, Dujardin Jérôme, Comola Francesco, Sharma Varun, Huwald Hendrik, Melo Daniela Brito, Hirasawa Naohiko, Nishimura Kouichi, Lehning Michae. Evidence of Strong Flux Underestimation by Bulk Parametrizations During Drifting and Blowing. *Snow Boundary-Layer Meteorology*. 2022. Vol. 182. P. 119–146.
25. Gao Yuan, Shen Lidu, Rongrong Cai 1 , Anzhi Wang1 , Fenghui Yuan1,3 , Jiabing Wu1 , Dexin Guan1 and Huaxia Yao Impact of Forest Canopy Closure on Snow Processes in the Changbai Mountains, Northeast China Environ. Sci. 2022. Vol. 10. P. 1–26.
26. Kuchment L.S., Gelfan A.N. Physical/mathematical model of the snow cover formation and melting in forest. *Meteorologia i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*. 2004. No. 4. P. 85–94.
27. Stigter, Emmy E. Litt, Maxime Steiner, Jakob F. Bonekamp, Pleun N. J. Shea, Joseph M. Bierkens, Marc F. P. Immerzeel, Walter W. The importance of snow sublimation on a Himalayan glacier. *Frontiers in Earth Science*. 2018. Vol. 6. P. 108–124.
28. Sexstone G.A., Clow D.W., Stannard, D.I. and Fassnacht, S.R. Comparison of methods for quantifying surface sublimation over seasonally snow-covered terrain. *Hydrological Processes*. 2016. Vol. 30. P. 3373–3389.
29. Radic Valentina, Menounos Brian, Shea Joseph, Fitzpatrick Noel, Tessema1 Mekdes A. and Déry Stephen J. Evaluation of different methods to model near-surface turbulent fluxes for a mountain glacier in the Cariboo Mountains, BC, Canada. *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2897–2918.
30. Molotch, N.P., Blanken, P.D., Williams, M.W., Turnipseed, A.A., Monson, R.K. & Margulis, S.A. Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. *Hydrological Processes*. 2007. Vol. 21(12). P. 1567–1575.
31. Helgason Warren D. and Pomeroy J.W. Uncertainties in Estimating Turbulent Fluxes to Melting Snow in a Mountain Clearing 62-th Eastern snow conference, Waterloo, Canada 2005. P. 129–142.
32. Kuchment L.S. and Gelfan A.N. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation. *Journal of Hydrology*. 1996. Vol. 179. P. 23–36.
33. Gelfan A.N., Pomeroy J.W. and Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. No. 5. P. 785–803.
34. Postnikov A.N. Evaporation from the snow cover surface over the period of its bedding on the territory of Russia. *Uchenie zapiski RGGMU [Academic notes of RGGMU]*. 2016. No. 42. P. 55–63.
35. Wimmer F., Schlaffer S., der Beek T., and Menzel. Distributed modelling of climate change impacts on snow sublimation in Northern Mongolia. *Advances in Geosciences*. 2009. Vol. 21. P.117–124.
36. Gustafson J.R., Brooks P.D., Molotch N.P. and Veatch W.C. Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. *Water Resources Research*. 2010. Vol. 46. No. 12. P. 1–14.
37. Jackson S.I. and Prowse T.D. Spatial variation of snowmelt and sublimation in a high-elevation semi-desert basin of western Canada. *Hydrological Processes*. 2009. Vol. 23. No. 18. P. 2611–2627.
38. Martinelli M. Moisture exchange between the atmosphere and alpine snow surfaces under summer conditions (preliminary results). *Journal of Meteorology*. 1960. Vol. 17. No. 2. P. 227–231.

39. West A.J. Snow evaporation from a forested watershed in the central Sierra Nevada. *Journal of Forestry*. 1962. Vol. 60. P. 481–484.
40. Doty R.D. and Johnston R.S. Comparison of gravimetric measurements and mass transfer computations of snow evaporation beneath selected vegetation canopies. *Proceedings of the 37-th Western Snow Conference*. 1969. Fort Collins, Colo, USA. P. 57–62.
41. Kaitera P. and Terasvirta H. Snow evaporation in South and North Finland 1969/79 and 1970/1971. *Aqua Fennica*. 1972. Vol. 2. P. 11–19.
42. Bernier P.Y. and Swanson R.H. The influence of opening size on snow evaporation in the forests of the Alberta Foothills. *Canadian Journal of Forest Research*. 1993. Vol. 23. No. 2. P. 239–244.
43. Golding D.L., Calculated Snowpack Evaporation during Chinooks along the Eastern Slopes of the Rocky Mountains in Alberta. *Journal of Applied Meteorology*. 1978. Vol. 17. No. 11. P. 1647– 1651.
44. Fassnacht S.R. Estimating alter-shielded gauge snowfall undercatch, snowpack sublimation, and blowing snow transport at six sites in the coterminous USA. *Hydrological Processes*. 2004. Vol. 18. No. 18. P. 3481–3492.
45. Pomeroy J.W., Parviainen J., Hedstrom N. and Gray D.M. Coupled modelling of forest snow interception and sublimation. *Hydrological Processes*. 1998. Vol. 12. No. 15. P. 2317–2337.
46. Schmidt R.A., Troendle C.A. and Meiman J.R. Sublimation of snowpacks in subalpine conifer forests. *Canadian Journal of Forest Research*. 1998. Vol. 28. No. 4. P. 501–513.
47. Zhang Y, Suzuki K., Kadota T. and Ohata T. Sublimation from snow surface in southern mountain taiga of eastern Siberia. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. 2004. Vol. 109.
48. Kalyuzhnyi I.L., Lavrov S.A. Hydro/physical processes on the catchment. Saint Petersburg. Nestor-Istoriya, 2012. 615 p. (In Russ.).
49. Lavrov S.A. The climate change impact upon vertical moisture exchange in soils (the Volga River basin as a study case). *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2021. No. 4. P. 47–66. DOI: 10.35567/1999-4508-2021-4-3 (In Russ.).
50. Steiner J.F., Litt M., Stigter E.E., Shea J., Bierkens M.F.P. and Immerzeel W.W.: The Importance of Turbulent Fluxes in the Surface Energy Balance of a Debris. *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. P. 3775–3799.
51. Lavrov S.A. Regularities of the evaporation from the ground and water surface under the climate change impact. *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2019. No. 1. P. 4–23. DOI: 10.35567/1999-4508-2019-1-1 (In Russ.).
52. Shutov V.A. A method of the snow meliorations hydrological role. *Vodniye resursy [Water resources]*. 1990. No. 1. P. 44–53 (In Russ.).
53. Delarov D.A., Kalyuzhnyi I.L., Shutov V.A. Evaporation from snow in its retention on agricultural fields. *Meteorologia i gidrologiya [Meteorology and hydrology]*. No. 9. 1985. P. 95–107 (In Russ.).
54. Kalyuzhnyi I.L., Shutov V.A. Current state and problems of the snow cover field studies. *Vodniye resursy [Water resources]*. 1998. Vol. 25. No. 1. P. 34–42 (In Russ.).
55. Wimmer F., Schlaffer1 S., Beek T. and Menzel L. Distributed modelling of climate change impacts on snow sublimation in Northern Mongolia *Advances in Geosciences*. 2009. Vol. 21. P. 117–124.
56. Sextstone Graham, Clow David W., Fassnacht Steven R., Liston Glen E., Christopher A. Hiemstra, Knowles John F. and Penn Colin A.. Snow sublimation in mountain environments and its sensitivity to forest disturbance and climate warming. *Water Resources*. 2017. Vol. 54. No. 2. P. 1191–1211.

Сведения об авторе:

Лавров Сергей Алексеевич, д-р техн. наук, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник, ФГБУН «Государственный гидрологический институт», Россия, 199053, Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., д. 23; ORCID:0000-0002-8140-5346; e-mail: sergey_lavrov_50@mail.ru

About the author:

Sergey A. Lavrov, Doctor of Technical Sciences, Senior Researcher, Leading Researcher, State Hydrological Institute (SHI), Vasilyevskiy Ostrov 2-nd Line, 23, St.-Petersburg, 199053, Russia; ORCID:0000-0002-8140-5346; e-mail: sergey_lavrov_50@mail.ru