

Гидрометеорология и экология. 2022. № 68. С. 422—434.
Hydrometeorology and Ecology. 2022;(68):422—434.

ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 556.132.4
doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-422-434

Особенности испарения со снега при снегонакоплении и снеготаянии

Игорь Леонидович Калюжный

Государственный гидрологический институт, СПб, Россия, hfl@mail.ru

Аннотация. Основным фактором испарения со снега в период снегонакопления является диффузионный перенос влаги, интенсивность которого обусловлена градиентом температуры в снеге, который уменьшается с увеличением толщины покрова. При высоте снега 30 см и больше, поток пара не выходит за пределы 0,01 мм/сутки и принимает нулевые значения. Коэффициент диффузии пара при температуре около 0 °С равен (8—9) 10^{-5} м²/с и с понижением температуры до –25 °С уменьшается до 3×10^{-5} м²/с. Весной, при изотермии в снежном покрове, диффузионный поток отсутствует. На кристаллах льда образуется пленка влаги. Ее испарения зависит от поглощенной солнечной радиации. При этом испаряется от 5—10 до 20—25 мм и больше влаги, что равно 85—95 % от испарения за зиму. Приведена методика восстановления пропусков в наблюдениях при неблагоприятных условиях погоды.

Ключевые слова: испарение со снега, диффузия водяного пара, снегонакопление, снеготаяние.

Для цитирования: Калюжный И. Л. Особенности испарения со снега при снегонакоплении и снеготаянии // Гидрометеорология и экология. 2022. № 68. С. 422—434. doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-422-434.

HYDROLOGY

Original article

Specific features of evaporation from the snow cover under snow accumulation and snow melting

Igor L. Kalyuzhny

State Hydrological Institute, St.-Petersburg, Russia, hfl@mail.ru

Summary. Based on the results of performed field studies and laboratory investigations, the processes of generating evaporation from the snow cover are determined for the periods of snow accumulation and snow melting. It is shown that diffusion flow of water vapour caused by temperature gradient within a snow mass is the main factor of generating evaporation during the snow accumulation period. Experiments for assessing water vapour diffusion from soil to snow mass and from snow mass to the atmosphere were performed

© Калюжный И. Л., 2022

at the Valdai Experimental Site. During the cold season, excluding the snow-melting period, water vapour flow from soil is equal to 0.577 mm, while the flow from the snow mass to the atmosphere amounts to 0.249 mm, i.e. twice as small. Water vapour diffusion flow from the snow mass to the atmosphere depends on snow cover thickness. Diffusion value (at maximum of 0.05 mm daily) strongly decreases with the increase in snow cover thickness up to 25—30 cm. At thickness value equal to 30 cm and more, diffusion does not exceed 0.01 mm daily and may take negative values. Coefficient of water vapour diffusion (D) within the snow mass was determined with the use of special crystallizer pan where convective move of vapour was completely absent. Dependence of coefficient D on average snow temperature is shown. Its maximal values are observed in near-freezing temperatures; D is equal to $(8—9) \times 10^{-5}$ m²/s at 0.5 °C. Under temperature decrease up to –25 °C, coefficient D decreases up to about 3.0×10^{-5} m²/s. During the snow cover melting, temperature isothermy within the snow mass is observed; temperature gradient during this period is equal to zero. During the experiments performed at the Valdai Experimental Site the diffusion flow was equal to zero at snow cover temperature of about 0.6 °C. The main factor becomes the heat inflow to the evaporating quasi-liquid film of water that generates at the surface of ice crystals during the snow melting. Dependence of evaporation intensity relation on absorbed solar radiation has been determined. In the absence of incoming solar radiation, small moisture losses for evaporation are caused by molecular diffusion of water vapour. It is shown that during the period of snow melting the amount of evaporated moisture varies from 5—10 mm to over 20—25 mm and more, which accounts to 85—95 % of evaporation value during the cold period. Unfavourable weather conditions do not provide information on observations of evaporation from the snow cover using standard evaporation gauge GGI 500-6. Methods for absent data recovery have been developed. The sum of observed and recovered values of evaporation is shown to have increased practically twice compared to the observed values.

Keywords: evaporation from the snow cover, water vapour diffusion, snow accumulation, snow cover melting.

For citation: Kalyuzhny I. L. Specific features of evaporation from the snow cover under snow accumulation and snow melting. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2022;(68):422—434. (In Russ.). doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-422-434.

Введение

Важным звеном гидрологического цикла является испарение снежного покрова. На отдельных территориях в этот процесс вовлекается до 30 и больше миллиметров влаги и до 30 и более процентов поглощаемой солнечной энергии. Потери воды на испарение со снега обычно оцениваются инструментальным путем или расчетными методами. Методы расчета базируются либо на фундаментальных законах природы (метод теплового и водного баланса, турбулентной диффузии), либо на эмпирических формулах, параметры которых получены на основе инструментальных наблюдений. Конкретных исследований в части оценки точности методов измерения не существует. Основным инструментальным методом определения испарения со снега является метод испарителей. Метод основан на учете составляющих водного баланса этого прибора. Однако не все составляющие баланса учитываются в полной мере. Несмотря на полученный экспериментальный материал, многие аспекты формирования испарения со снежного покрова, особенно в характерные периоды года, изучены далеко не полно. Отсюда возникает основная цель работы: выполнить детальные исследования процесса формирования испарения со снега на основе натуральных наблюдений, на этапах снегонакопления и снеготаяния, а также усовершенствовать методику определения и расчета величин испарения за зимний период года по данным наблюдений сети станций Росгидромета.

Испарение со снега в период снегонакопления

Испарение со снежного покрова в основном определяется величиной и направлением притока энергии к испаряющей поверхности, диффузионным переносом водяного пара в толще снега и турбулентного его оттока в приземном слое атмосферы. Наименее изученным здесь является процесс диффузии водяного пара. В работах [1, 2] показано, что в толще снега происходит диффузионный перенос водяного пара под действием перепада температур. Перенос происходит по поровой структуре снега (макроскопическая диффузия), путем сублимации пара на нижних частях кристаллов (при направлении потока снизу вверх) и возгонки на их верхней части (макроскопическая диффузия) [1]. Интенсивность потока водяного пара зависит от градиента температур и в стационарном режиме описывается известным уравнением:

$$I = D (\partial e / \partial Z), \quad (1)$$

где I — интенсивность диффузии, кг/(м²×с); D — коэффициент диффузии, м²/с; $\partial e / \partial Z$ — вертикальный градиент плотности насыщенного водяного пара, кг/м³.

В Гидрофизической лаборатории ФГБУ «Государственный гидрологический институт» (ГГИ) были проведены исследования влагооборота в снеге на специальной установке с использованием кристаллизаторов. Не рассматривая методику исследования, так как она детально изложена в работах [3, 4], укажем, что на основе этих измерений, при оптимальной высоте установки кристаллизаторов, были определены значения коэффициентов диффузии в зависимости от температуры, а также вынос водяного пара за пределы поверхности снежного покрова.

Оптимальной высотой установки приемной пластины кристаллизатора, относительно ее расположения над поверхностью снега, является условие, при котором в этом пространстве не будет происходить конвективное движение воздушной массы. Для оценки условий возникновения свободной конвекции внутри некоторого объема использован критерий Грассхофа—Прандтля [5]. Не останавливаясь на математических выкладках, приводим окончательное решение для наших условий: $\Delta T > 19 / L^3$. Здесь ΔT — разность температур поверхности снега и пластины кристаллизатора, °С; L — расстояние между ними, см. Из расчетов следует [3, 4], что свободная конвекция в кристаллизаторах высотой 0,5; 1,0; 1,5 и 2,5 см возникнуть не может, поскольку для этого необходимы большие перепады температур.

Установлено, что наибольшие значения коэффициента диффузии наблюдаются при температурах около 0 °С и равны $(8—9) \times 10^{-5}$ м²/с при — 0,5 °С. С понижением температуры до — 25 °С он уменьшается примерно до 3×10^{-5} м²/с.

Зависимость коэффициентов диффузии от средней температуры снега (T) автор работы [3] представил в виде:

$$D = [0,83 / (1 - T) + 0,27] / 10^4, \quad (\text{м}^2/\text{с}). \quad (2)$$

Эта зависимость близка к результатам, приведенным в работах [6, 7]. Отсюда зная величину средней температуры снега и определив D по формуле (2), возможно выяснить интенсивность диффузии водяного пара.

Зимой 1983—1985 гг. на Валдае были поставлены опыты по оценке диффузии водяного пара из почвы в снег и из снега в атмосферу. За период с 25.12.1984 г.

по 12.02.1985 г. (т. е. в холодный период года, исключая период снеготаяния) поток пара из почвы составил 0,577 мм, а из снежной толщи в атмосферу 0,249 мм, т. е. в 2,3 раза меньше. По наблюдениям, проведенных в Северном Казахстане (1982—1985 гг.) диффузионный вынос водяного пара в среднем, за период накопления снеготолщ, составил 1,61 мм.

Установлено, что диффузионный поток водяного пара из снега в атмосферу зависит от высоты снежного покрова. Зависимость, приведенная на рис. 1, показывает, что величина диффузии, при максимуме 0,05 мм/сутки, интенсивно уменьшается с увеличением толщины снега до 25—30 см, а затем, при его толщине ≥ 30 см, не выходит за пределы 0,01 мм/сутки и может принимать нулевые значения.

Зависимость между интенсивностью диффузии водяного пара (i) и высотой снежного покрова описывается уравнением вида:

$$i = 9 \times 10^{-6} h^2 - 0,0011h + 0,0387 \text{ (мм/сутки)}, \quad (3)$$

где h — высота снега, см. Коэффициент корреляции (R) зависимости между интенсивностью диффузии и высотой снежного покрова равен 0,727. Относительно низкий R обусловлен значительной изменчивостью температуры воздуха, а, следовательно, и температуры поверхности снега. В процессе опыта она изменялась от $-0,6$ до $-14,0$ °C и ниже. В работе [8] получена аналогичная зависимость.

При небольших высотах снежного покрова градиент температуры в снежной толще значителен и существенно больше, чем при высотах до 60—70 см: 0,40—5,0 против 0,10—2,0 градус/см. Уменьшение градиента температуры в снежном покрове с возрастанием его толщины обуславливает и уменьшение диффузии водяного пара.

Инструментальные методы определения, в частности применения сетевого испарителя ГГИ 500-6, не учитывают процесса диффузии водяного пара и, как следствие, вносят в измеренную величину испарения ошибку. Если принять

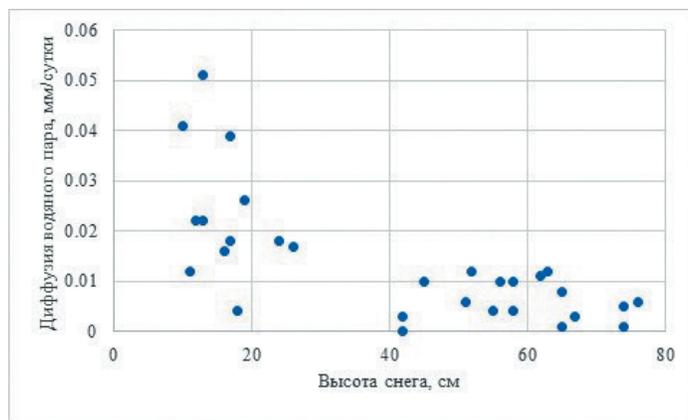


Рис. 1. Зависимость диффузии водяного пара в снежной толще от высоты снега.

Fig. 1. Dependence of water vapor diffusion in snow on snow height.

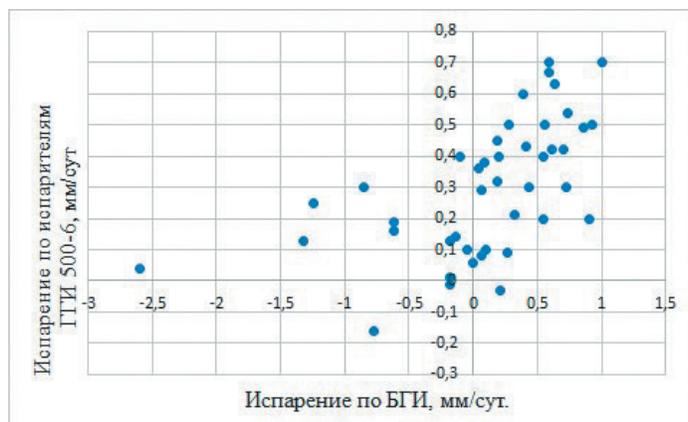


Рис. 2. Сравнение величин испарения со снега, измеренных с применением БГИ, и испарителя ГГИ 500-6.

Fig. 2. Comparison of evaporation from snow measured using BGI and GGI 500-6 evaporator.

в качестве временного эталона измерения испарения со снега показания Большого гидравлического испарителя (БГИ, площадь испаряющей поверхности 5,0 м²) [9] и показания ГГИ 500-6 (рис. 2), то наблюдается слабая корреляционная зависимость между результатами измерений по этим приборам. Причем отклонения происходят в ту и другую сторону. Объяснить это возможно формированием диффузионного потока пара при изменении высоты снежного покрова непосредственно на БГИ. В испарителях ГГИ 500-6, при площади испаряющей поверхности 500 см², она постоянная и равна 6 см, в БГИ — изменяется на протяжении зимнего периода. Отсюда следует, что измеренные величины испарения при использовании испарителя ГГИ 500-6 в период снегонакопления имеют неустранимую ошибку.

Испарение со снега в период снеготаяния

В весенний период, при снеготаянии, в снежной толще образуется изотермия. Градиент ее в этот период равен нулю, и вынос водяного пара отсутствует. В опытах на Валдае весной 1983 г., с 12 по 22 марта, при температуре поверхности снега около $-0,6$ °С, диффузионный поток был равен нулю.

Анализ материалов наблюдений за испарением со снега показывает, что наибольшие величины испарения наблюдаются в период снеготаяния. За этот период испаряется от 5—10 до 20—25 мм и больше, что составляет до 85—95 % от испарения в холодный период года. Согласно работе А. В. Павлова [2] за весь весенний период испарение со снега в Якутске в среднем равно 22,6 мм, что составляет 93 % от суммы за всю зиму.

Интенсивное увеличение испарения полностью обусловлено характером снеготаяния. По признаку характера снеготаяния, влияющего на интенсивность

испарения, выделяются весны солярного и смешанного (солярного и адвективного) типа снеготаяния.

Для северо-запада России характерен смешанный тип снеготаяния и соответственно ему прерывистый ход интенсивности испарения. Смешанный тип снеготаяния характерен тем, что в нем выделяется два небольших периода: первый определяется приходом относительно теплой воздушной массы, нередко сопровождающейся выпадением осадков, а второй — зачастую безоблачной погодой и большой солнечной радиацией.

Примером динамики испарения со снега при смешанном типе снеготаяния является весна 1961 г. на Валдае (рис. 3). Общая продолжительность снеготаяния составила 44 суток. Продолжительность первого периода снеготаяния составила 22 дня (с 18 марта по 7 апреля), из которых 10 дней испарение не наблюдалось из-за выпадения твердых осадков. При выпадении осадков испарение со снега в большинстве случаев близко к нулю. За первый период испарилось 7,23 мм влаги, что составляет в среднем 0,33 мм/сут. Во втором периоде, также продолжительностью 22 суток, осадки отсутствовали, испарилось 26,6 мм, т. е. в среднем 1,21 мм/сут. Максимальная величина испарения за сутки достигла 2,50 мм. За весь период снеготаяния испарилось 33,8 мм влаги, в среднем 0,77 мм/сут.

Типичным примером солярного типа снеготаяния является весна 1966 г. на Валдае. Сезонный ход испарения в 1966 г. также приведен на рис. 3. В начальном периоде снеготаяния, с 5 по 18 апреля, испарилось всего 1,36 мм влаги, в среднем 0,097 мм/сутки. При этом суточные величины испарения изменялись от $-0,79$ до $+0,64$ мм/сутки. Конденсация за этот период составила 1,35 мм, сумма испарившейся влаги $+2,71$ мм, т. е. испарение влаги, превысило конденсацию практически в 2 раза. Начиная с 18 апреля, по мере возрастания среднесуточной температуры, и до полного схода снега, суточная величина испарения неуклонно возрастала

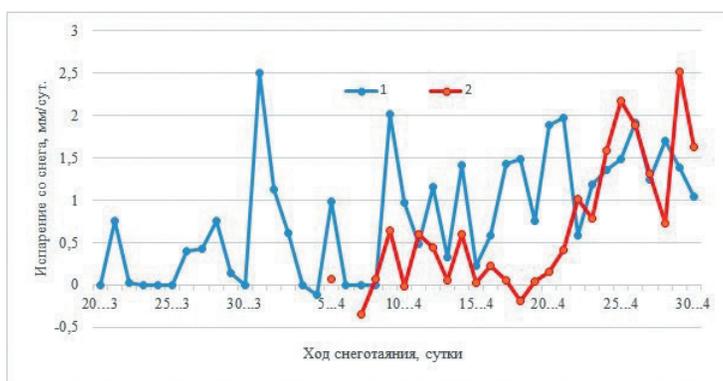


Рис. 3. Динамика испарения со снежного покрова при смешанном (1, Валдай 1961 г.) и солярном (2, Валдай 1966 г.) типах снеготаяния.

Fig. 3. Evaporation dynamics from snow cover during mixed (1, Valdai 1961) and solar (2, Valdai 1966) types of snowmelt.

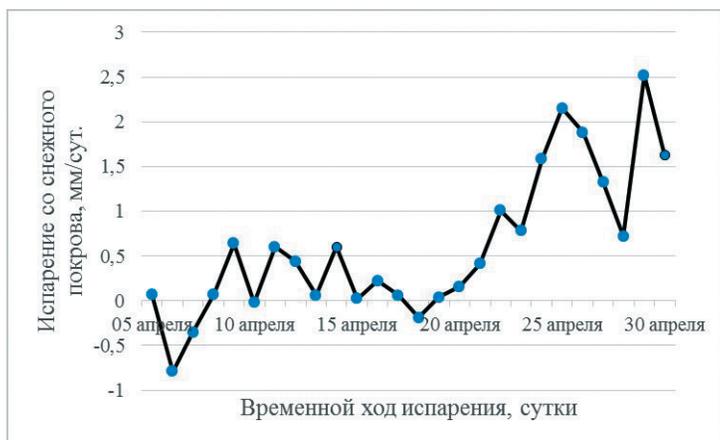


Рис. 4. Динамика испарения со снежного покрова (при снеготаянии) по показаниям БГИ в апреле 1966 г.

Fig. 4. Evaporation dynamics from the snow cover (during snowmelt) according to the readings of the BGI in April 1966.

от 0,04 до 2,17—2,52 мм/сут. Всего за 12 суток испарилось 14,22 мм, т. е. в среднем 1,185 мм/сут.

Анализ результатов наблюдений показывает: количество испарившейся влаги больше при смешанном типе снеготаяния, по сравнению с солярным, что обусловлено, в значительной мере, большей продолжительностью первого.

На рис. 4 приведен ход испарения за период снеготаяния с 5 по 30 апреля 1966 г. по наблюдениям на БГИ. Если в начальный период снеготаяния суточная величина испарения была равна всего 0,07 мм, то на конечном этапе она достигла 2,15—2,52 мм/сут. За весь период снеготаяния испарение составило 15,6 мм. В 1961 г. (с 21 марта по 30 апреля) данная величина достигла 34,2 мм. Это свидетельствует о значительной изменчивости величин испарения при снеготаянии за многолетний период наблюдений.

На рис. 5 приведены результаты измерения суточного хода испарения при снеготаянии по показаниям БГИ за период с 24 по 30 апреля 1966 г. Суточный ход характерен тем, что в 7—8 ч утра начинает возрастать испарение. Наибольшие величины наблюдаются в основном от 12 до 14—15 ч и далее, до 17—19 ч, интенсивность испарения уменьшается. В остальное время суток (от 19 до 7—8 ч следующих суток) испарение либо отсутствует, или же наблюдается незначительная конденсация, не превышающая 0,025 мм/час.

Особенностью процесса формирования испарения в период снеготаяния является то обстоятельство, что на поверхности снега образуется квазижидкая пленка воды, уменьшается отражательная способность снега и, как следствие, возрастает поглощенная солнечная радиация. При этом дефицит влажности воздуха возрастает с увеличением суммарной солнечной радиации и оказывает непосредственное влияние на интенсивность испарения.



Рис. 5. Суточный ход испарения по показаниям БГИ с 24 по 30 апреля 1966 г.

Условные обозначения: 1—5 — 24—30 апреля.

Fig. 5. Evolution of daily evaporation according to the BGI readings from April 24 to April 30, 1966.

Legend: 1—5 — 24—30 April.

Зависимость интенсивности дневных величин испарения от суммарной солнечной радиации (Q_c) получена на основе осреднения декадных величин испарения (E_d), по результатам наблюдений В. А. Шутова, в зимние периоды 1981 и 1982 гг. с использованием испарителей ГГИ 500-6. Зависимость имеет вид:

$$E_d = 5 \times 10^{-6} Q_c^2 - 0,0005 Q_c - 0,026 \text{ (мм/сут)}, \quad (4)$$

при коэффициенте корреляции 0,955.

Линейный тренд зависимости определяется уравнением:

$$E_d = 0,0016 Q_c - 0,1844 \text{ (мм/сут)}, \quad (5)$$

но коэффициент корреляции несколько уменьшается до $-0,922$.

Зависимость интенсивности испарения со снега от поглощенной солнечной радиации ($Q_{\text{пог}}$) принимает выражение:

$$E_d = 0,0043 Q_{\text{пог}} - 0,0842 \text{ (мм/сут)}, \quad (6)$$

при котором $R = 0,972$.

Приведенные зависимости $E_d = f(Q)$ позволяют использовать актинометрическую информацию для оценки интенсивности испарения со снежного покрова.

Усовершенствование методики определения и расчета величин испарения в зимний период года на основе инструментальных наблюдений

Применение испарителей ГГИ 500-6 не обеспечивает получение непрерывной информации из-за неблагоприятных условий текущей погоды: снегопадов, метелей, сдува или наноса снега на испаряющую поверхность. Согласно [10], наблюдения за испарением со снега производится в ночной и дневной периоды суток, каждый из которых продолжительностью по 12 ч. Если наблюдатель произвел наблюдение только в интервале времени менее 12 ч, то методом интерполяции приближенно определяют испарение за все 12 ч. Для этого определяют

интенсивность испарения (мм/час) за промежуток времени, при котором было проведено наблюдение и умножают на период времени, соответствующий полусуткам (т. е. на 12 ч), в которых производилось наблюдение.

Далее, используя срочные данные метеорологических наблюдений, рассчитывают испарение, согласно [11], по упрощенной формуле П. П. Кузьмина:

$$E = (0,24 + 0,05 U_{10}) d_2, \quad (7)$$

где E — испарение за расчетный период, мм; d_2 — дефицит влажности воздуха на уровне 2 м в миллибарах; U_{10} — скорость ветра на высоте 10 м, м/с.

В разработанных в Гидрофизической лаборатории ГГИ рекомендациях [10] для восстановления пропусков наблюдений приведена формула, учитывающая региональные особенности климата:

$$E = (\alpha + \beta U_{10}) (e_n - e_2), \quad (8)$$

где $(e_n - e_2)$ — разность между давлением насыщенного водяного пара (e_n), вычисленного по данным срочных наблюдений за температурой поверхности снега, и парциальным давлением водяного пара (e_2) на уровне 2,0 м.

Параметры α и β определяют по суточным данным испарения и среднесуточным значениям U_{10} , e_n и e_2 , вычисленным по данным срочных наблюдений. На основании расчетов по ряду станций параметр α задается постоянным и равным 0,18. Параметр β вычисляется по формуле:

$$\beta = [(E / \Delta e)_{\text{cp}} - \alpha], \quad (9)$$

где $(E / \Delta e)_{\text{cp}}$ и U_{10} — средние значения соотношений $E / (e_n - e_2)$ и скорости ветра, вычисленные из всей совокупности принятых для определения суточных значений.

В качестве примера в табл. 1 приведены значения региональных параметров для ряда метеорологических станций. При фиксированном значении параметра α (0,17—0,18) параметр β , в зависимости от местных условий, изменяется в широких пределах от 0,05 до 0,28.

В зимний сезон (включая снегонакопление и снеготаяние) количество пропусков наблюдений колеблется в значительных пределах. На Нижнедевицкой водно-балансовой станции, за период с 2010 по 2019 г., число пропусков полных суточных наблюдений изменяется от 3 до 28 случаев (в среднем 11), что составляет от 4 до 33 % при среднем периоде наблюдений 85 суток за сезон.

Таблица 1

Значения параметров α и β в формуле (8)Values of parameters α and β in formula (8)

Станция	Длина ряда наблюдений	α	β
Нижнедевицкая	98	0,18	0,05
Каменная степь	92	0,17	0,07
Ройка	45	0,18	0,14
Омск	93	0,18	0,16
Тара	52	0,18	0,10
Тулун	64	0,18	0,27
Колымская	50	0,18	0,28
Сосновка	54	0,18	0,13

В качестве примера в табл. 2, приведены результаты измеренных и восстановленных пропусков наблюдений за испарением со снежного покрова.

Таблица 2

Измеренные и восстановленные величины наблюдения за испарением со снежного покрова на Нижнедевицкой ВБС за период с 2010 по 2019 г.

Measured and reconstructed values of evaporation from snow cover at the Nizhnedevitskaya water balance station for the period from 2010 to 2019

Зима, годы	Измеренные оценки испарения		Сумма измеренных и восстановленных значений испарения, мм	
	За зимний сезон, мм	Интенсивность за сутки, мм/сутки	За зимний сезон, мм	Интенсивность за сутки, мм/сутки
2009—2010	5,58	0,112	8,40	0,162
2010—2011	5,35	0,111	11,20	0,197
2011—2012	4,80	0,130	7,45	0,194
2012—2013	7,53	0,196	13,20	0,307
2013—2014	0,44	0,042	0,92	0,084
2014—2015	6,31	0,156	14,95	0,249
2015—2016	4,68	0,204	15,60	0,420
2016—2017	3,72	0,090	7,71	0,166
2017—2018	7,32	0,198	10,40	0,270
2018—2019	4,90	0,022	7,14	0,159
2009—2019	5,06	0,136	9,70	0,221

Анализ таблицы показывает, что в среднем при восстановлении пропусков наблюдений за испарением сумма измеренных и восстановленных величин возрастает практически до двух раз по сравнению с измеренными оценками.

По наблюдениям на Подмосковной ВБС за зиму 1979—1980 гг. сумма суточных наблюденных величин испарения равна 8,23 мм (сумма ночных величин — 0,47 мм, дневных — 7,76 мм). За этот период сумма наблюденных и восстановленных величин равна 26,8 мм. Восстановленные величины (18,6 мм) в два раза превышают наблюденные за тот же зимний период — 124 суток.

В конечный период снеготаяния (период пестрого ландшафта) для оценки величины испарения наиболее целесообразно использовать методику расчета А. Н. Постникова [12], с учетом изменения климатических характеристик [13—15].

Выводы

Испарение со снежного покрова в основном определяется величиной и направлением притока энергии к испаряющей поверхности и диффузионным переносом водяного пара в толще снега. Интенсивность потока водяного пара зависит от градиента температур в снежной толще. Экспериментальным путем в Гидрофизической лаборатории ГГИ, посредством применения кристаллизаторов оптимальной высоты, в полости которых не может происходить конвективное движение водяного пара, установлена зависимость коэффициента диффузии (D)

в снежном покрове от средней температуры снега. Наибольшие его значения наблюдаются при температурах около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и равны $(8-9) \times 10^{-5}\text{ м}^2/\text{с}$ при $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. С понижением температуры до $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ он уменьшается примерно до $3 \times 10^{-5}\text{ м}^2/\text{с}$. Зная D и среднюю температуру снега, возможно оценить диффузионный поток водяного пара. В холодный период года диффузионный поток водяного пара из снега в атмосферу уменьшается с увеличением толщины снежного покрова. При его толщине 30 см и больше, он не выходит за пределы 0,01 мм/сутки и может принимать нулевые значения. Эта зависимость обусловлена тем, что при малых высотах снега наблюдается в снежной толще большой градиент температуры, а при большой высоте — он значительно меньше. Отсюда происходит уменьшение диффузии пара.

В весенний период в снежной толще наблюдается изотермия. Градиент ее в этот период равен нулю и диффузионный вынос водяного пара отсутствует. Это подтверждают наши опыты на Валдае с 12 по 22 марта 1983 г. При температуре поверхности снега около $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ диффузионный поток был равен нулю. Наибольшие величины испарения наблюдаются в условиях снеготаяния. В этот период интенсивно испаряется квазижидкая пленка воды, образующаяся на кристаллах льда. Интенсивность ее испарения в основном зависит от величины поглощенной солнечной радиации. Установлена зависимость величины испарения со снега от поглощенной солнечной радиации, коэффициент корреляции которой $-0,972$. В период снеготаяния испаряется от 5—10 до 20—25 мм и больше, что составляет до 85—95% от испарения за зиму и зависит от характера типа снеготаяния.

Зависимости величин испарения от суммарной или поглощенной солнечной радиации могут быть использованы как универсальные в пределах достаточно больших регионов. Наблюдения за испарением со снега посредством сетевых испарителей не обеспечивают получение непрерывной информации из-за неблагоприятных условий текущей погоды (снегопадов, метелей, сдува или наноса снега). Приведены простейшие методики восстановления пропусков наблюдений по характеристикам текущей метеорологической обстановки. На примере наблюдений за испарением со снега на водно-балансовых станциях показано, что в среднем при восстановлении пропусков наблюдений сумма измеренных и восстановленных величин возрастает практически до двух раз по сравнению с измеренными оценками.

Список источников

1. Дюнин А. И. Испарение снега. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1961. 119 с.
2. Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
3. Николенко А. В. Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове // МГИ. 1988. Т. 62. С. 90—96.
4. Деларов Д. А., Каложный И. Л. Оценка диффузии водяного пара (на примере полевых исследований в Северном Казахстане) // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 46—56.
5. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М.: Наука, 1953. С. 260—263.
6. Коломыйц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 206 с.
7. Морозов Г. А. Расчет изменения плотности снежного покрова под действием диффузии, конвекции, возгонки и сублимации водяного пара в нем // Метеорология и гидрология. 1967. № 6. С. 98—103

8. Коломыц Э. Г. Структура и режим снежной толщи западносибирской тайги. Л.: Наука, 1971. 172 с.
9. Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Л.: Гидрометеоиздат, 1953. 250 с.
10. Методические рекомендации по производству наблюдений за испарением с почвы и снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 234 с.
11. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 96 с.
12. Постников А. Н. Схема расчета испарения с поверхности почвы в лесостепной и степной зонах ЕТС // Труды ГГИ. 1977. Вып. 233. С. 87—96.
13. Постников А. Н. Об изменении и испарения с суши и водной поверхности на территории России за последние десятилетия // Ученые записки РГГМУ. 2018. Вып. 50. С. 88—96.
14. Калюжный И. Л., Лавров С. А. Изменчивость глубины промерзания почвы в бассейне р. Волга и ее влияние на процессы формирования зимнего и весеннего стока при изменении климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С.58—71.
15. Groot Zwaaftink C. D., Mott R., Lehning M. Seasonal simulation of drifting snow sublimation in Alpine terrain // Water Resour. Res. 2013. No. 49. P. 1581—1590. doi: 10.1002/wrcr.20137.

References

1. Dyunin A. I. *Ispareniye snega = Snow evaporation*. Novosibirsk: USSR Academy of Sciences, 1961: 119 p. (In Russ.).
2. Pavlov A. V. *Teplofizika landshaftov = Landscape thermophysics*. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. (In Russ.).
3. Nikolenko A. V. Laboratory determinations of water vapor diffusion characteristics in snow cover. *MGI*. 1988;(62):90—96. (In Russ.).
4. Delarov D. A., Kalyuzhnyy I. L. Assessment of water vapor diffusion (on the example of field studies in Northern Kazakhstan). *Trudy GGI = Proceedings of State Hydrology Institute*. 1991;(346):46—56. (In Russ.).
5. Landau L. D., Lifshitz E. M. *Mekhanika sploshnykh sred = Continuum mechanics*. Moscow: Nauka, 1953: 260—263. (In Russ.).
6. Kolomyts E. G. *Struktura snega i landshaftnaya indikatsiya = Snow structure and landscape indication*. Moscow: Nauka, 1976: 206 p. (In Russ.).
7. Morozov G. A. Computation of the change in the density of snow cover under the influence of water vapour diffusion, Convection, Sublimation and Condensation in it. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 1967;(6):98—103. (In Russ.).
8. Kolomyts E. G. *Struktura i rezhim snezhnoy tolshchi zapadnosibirskoy taygi*. Structure and regime of the snow mass of the West Siberian taiga. Nauka. Leningrad, 1971: 172 p. (In Russ.).
9. Uryvaev V. A. *Eksperimental'nyye gidrologicheskiye issledovaniya na Valdai = Experimental hydrological studies in Valdai*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1953: 250 p. (In Russ.).
10. Methodological recommendations for the production of observations of evaporation from soil and snow cover. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991: 234 p. (In Russ.).
11. *Rekomendatsii po raschetu ispareniya s poverkhnosti sush = Guidelines for Calculating Evaporation from the Land Surface*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 96 p. (In Russ.).
12. Postnikov A. N. Scheme for calculating evaporation from the soil surface in the forest-steppe and steppe zones of the European territory of Russia. *Trudy GGI = Proceedings of State Hydrology Institute*. 1977;(233):87—96. (In Russ.).
13. Postnikov A. N. About evaporation change from land and water surface on the territory of Russia for the last decades. *Uchenyye zapiski RGGMU = Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University*. 2018;(50):88—96. (In Russ.).
14. Kalyuzhnyi I. L., Lavrov S. A. Variability of frost depth in the Volga river basin and its impact on the winter and spring runoff formation process under climate change. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and hydrology*. 2016;(7):58—71. (In Russ.).
15. Groot Zwaaftink C. D., Mott R., Lehning M. Seasonal simulation of drifting snow sublimation in Alpine terrain. *Water Resour. Res.* 2013;(49):1581—1590. doi: 10.1002/wrcr.20137.

Информация об авторе

Калюжный Игорь Леонидович, канд. техн. наук, старший научный сотрудник, зав. Лабораторией гидрофизики, ФГБУ «Государственный гидрологический институт», 8-960-254-06-42; (812) 433-95-10, hfl@mail.ru.

Information about author

Igor L. Kalyuzhny, PhD (Tech. Sci.), senior research scientist, Chief of Hydrophysical Department. State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 07.08.2022.

Принята к публикации 27.08.2022.

The article was received on 07.08.2022.

The article was accepted 27.08.2022.