

Влияние метеофакторов, свойств снега и климатических изменений на процессы таяния снежного покрова

С.А. Лавров  

 sergey_lavrov_50@mail.ru

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

АННОТАЦИЯ

Актуальность. Процессы таяния снежного покрова имеют важнейшее значение при разработке методов расчета и прогноза весеннего половодья, формировании водных ресурсов, эксплуатации и проектировании водохозяйственных систем. Рост актуальности исследования данных процессов возрастает в условиях потепления климата с учетом экологических и социально-экономических последствий изменчивости характеристик снежного покрова в современных условиях. **Методы.** Для определения закономерностей процессов снеготаяния использована физически обоснованная математическая модель вертикального тепло-влажноперевода в снежном покрове и турбулентного теплообмена в атмосфере. Проведены численные эксперименты по оценке влияния основных метеофакторов и физических свойств снега на интенсивность снеготаяния в весенний период. **Результаты.** По итогам математического моделирования для ряда расположенных в бассейне Волги станций за период 1952–2020 гг. выполнен анализ изменчивости трендов отдельных характеристик снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова. Расчеты показали, что в последние десятилетия сроки начала и конца снеготаяния сдвигаются на более ранний период года.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: снежный покров, снеготаяние, водоотдача, математическое моделирование, метеофакторы, климатические изменения.

Для цитирования: Лавров С.А. Влияние метеофакторов, свойств снега и климатических изменений на процессы таяния снежного покрова // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2024. № 1. С. 46–70. DOI: 10.35567/19994508-2024-1-46-70.

Дата поступления 20.11.2023.

THE INFLUENCE OF METEOROLOGICAL FACTORS, SNOW PROPERTIES AND CLIMATE CHANGES ON THE SNOW COVER MELTING PROCESSES

Sergey A. Lavrov  

 sergey_lavrov_50@mail.ru

State Hydrological Institute, St.-Petersburg, Russia

ABSTRACT

Relevance. The processes of melting snow cover are of crucial importance in the development of methods for calculating and forecasting spring floods, the formation of water resources, operation and design of water management systems. The growing relevance of the study of these processes increases in the conditions of climate warming, taking into account the environmental and socio-economic consequences of the variability of snow cover characteristics in modern conditions. **Methods.** To reveal the regularities of snowmelt processes, a physically based

© Лавров С.А., 2024

mathematical model of vertical heat and moisture transfer in the snow cover and turbulent heat exchange in the atmosphere was used. Numerical experiments were carried out to assess the influence of the main meteorological factors and physical properties of snow on the intensity of snowmelt in the spring period. **Results.** Based on the results of mathematical modeling for a number of stations located in the Volga basin for the period 1952–2020 we have analyzed the variability of trends in individual characteristics of snowmelt and water output from snow cover. Calculations have shown that, in recent decades, the dates of the beginning and end of snowmelt have shifted to an earlier period of the year.

KEYWORDS: snow cover, snowmelt, water output, mathematical modeling, meteorological factors, physical properties, climatic changes

For citation: Lavrov S.A. The influence of meteorological factors, snow properties and climate changes on the snow cover melting processes. *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2024. No. 1. P. 46–70. DOI: 10.35567/19994508-2024-1-46-70.

Received 20.11.2023.

ВВЕДЕНИЕ

Снеготаяние в гидрологической науке неразрывно связано с методами расчета и прогноза весеннего половодья и водохозяйственной деятельностью. Будучи важнейшим компонентом земной природной системы, снег взаимодействует со всеми поверхностями, которые покрывает. В значительной мере завися от воздействия климатических изменений, снег одновременно является и одним из основных источников обратной связи в климатической системе Земли. Таяние снежного покрова описывается сложной комбинацией процессов тепло-влагообмена между атмосферой и снегом, снегом и почвой, а также совокупностью происходящих в снежной толще процессов. Значительный вклад в изучение снежного покрова, ежегодно в течение 4–6 месяцев доминирующего в ландшафтах России, внес П.П. Кузьмин [1].

С учетом климатических тенденций и значимости данного компонента в формировании многих природных процессов в последние годы возросло внимание к точности расчетов и прогнозов характеристик снежного покрова. Методы математического моделирования в настоящее время являются ведущими при решении данных задач. Международным научным сообществом был организован проект по взаимному сопоставлению моделей земной системы и модели снега Earth System Model-Snow Model Intercomparison Project (ESM-SnowMIP). Участники проекта оценивают прогресс в моделировании формирования и таяния снежного покрова за последние два десятилетия. Всего представлено 27 моделей различной степени сложности из разных стран мира. Общие результаты по оценке моделей и тенденции их развития представлены в работах [2, 3]. Отметим, что разработанная учеными ИВП РАН Е.М. Гусевым и О.Н. Насоновой модель SWAP (Soil – Water – Atmosphere – Plants [4]) вошла в тройку лучших моделей, участвующих в международном эксперименте ESM-SnowMIP.

Однако анализ результатов по данному проекту [3] привел к неожиданному выводу: расширение количества экспериментальных площадок и математических моделей не привели к более глубокому пониманию процессов, происходящих в снежном покрове. Имеются проблемы, связанные с параметризацией альбедо и коэффициентов поверхностного обмена, к тому же в отдельных мо-

делях многие характеристики противоречивы. Неоднозначно и понятие «лучшая модель». Например, четыре из лучших моделей для расчета запасов воды в снеге являются одними из худших по точности моделирования температуры поверхности снега. Как известно, недооценка температуры поверхности снега приводит к погрешностям расчета продолжительности залегания и таяния снежного покрова.

С более подробными результатами сравнения моделей по проекту ESM-SnowMIP и проблемами моделирования можно ознакомиться в работах [2, 3]. Общим и очевидным выводом, вытекающим из сопоставления моделей снега, является то, что между моделями существуют значительные различия. Однако следует отметить тот факт, что эти различия в наибольшей степени проявляются при расчетах в более теплых условиях [5], особенно – в период весеннего таяния снега. Именно в более теплых регионах средней широты, например, в бассейне Волги, характеристики снежного покрова могут быть подвержены значительным изменениям из-за потепления климата.

Учитывая, что снеготаяние носит сложный комплексный характер и в него вовлечены многочисленные физические процессы, очевидна потребность в более сложных моделях, которые имитируют не только интегральные характеристики, но и профили внутренних свойств снежного покрова. Проведение численных экспериментов с помощью подобных моделей поможет понять взаимосвязи и зависимости между метеопараметрами и характеристиками снежного покрова в процессе его формирования и таяния. К тому же, данные модели позволят оценить степень климатической обусловленности этих процессов и их тенденции в современных изменчивых климатических условиях. Подобные исследования в настоящее время становятся все более актуальными.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наиболее распространенным и простым методом оценки пространственной и временной изменчивости запасов воды в снежном покрове в процессе снеготаяния являются маршрутные снегомерные съемки. Порядок производства наблюдений изложен в РД 52.08.730-2010¹. На выбранном заранее постоянном участке ведутся периодические измерения высоты и плотности снега, определяющие водный эквивалент снегозапасов (в иностранной литературе Snow Water Equivalent (SWE)). Однако данный метод измерений, несмотря на высокую точность определения характеристик снега, ограничен протяженностью станций, а пространственная неоднородность снега делает этот метод неэффективным в больших масштабах. В качестве альтернативы в последние годы все большее распространение получили бесконтактные и дистанционные методы определения характеристик снега.

Для измерения высоты снежного покрова широко используются лидарные [6, 7] и ультразвуковые методы [8]. В работе [7] результаты наземного лазерного сканирования сопоставлены с данными тахеометрической съемки (геодезической съемки) и ручного зондирования снега в точке с помощью снегомерной рейки и ультразвукового метода. Наборы данных, полученные с помощью та-

¹Руководящий документ РД 52.08-730-2010. Санкт-Петербург, 2010. 44 с.

хеометрии, были использованы в качестве эталонных. Анализ точности лазерных измерений по сравнению с тахеометрией показал, что отклонение средних значений составляет 4,5 см, а стандартное отклонение в масштабах экспериментальной площадки равно приблизительно 2 см на расстояниях до 300 м.

Для пространственных обобщений SWE перспективным подходом является метод дистанционного зондирования естественного гамма-излучения земной поверхности, степень поглощения которого зависит от снеготаяния [9, 10]. В 1960 – 1970 годы данный метод также использовался при маршрутных снеготаяниях на экспериментальных водосборах Государственного гидрологического института [11]. Но наибольшее развитие получил метод авиационной гамма-съемки², который пока применяется в России лишь эпизодически [12].

В последнее время для измерения SWE получили развитие методы микроволнового дистанционного зондирования, включая активные и пассивные типы [13, 14]. Наиболее бурно развиваются методы спутниковой микроволновой радиометрии [15]. Для оценки запасов влаги в снеге предприняты также попытки использовать методы спутниковой гравиметрии, для этого привлекаются данные, полученные с помощью спутниковой миссии GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) [16, 17].

Каждый из представленных выше методов имеет свои достоинства и недостатки. Дистанционные спутниковые методы, несмотря на привлекательность и масштабность, пока уступают в точности измерения наземным. Подробные обзоры использования различных методов и точности данных, воспроизводимых современными технологиями для оценки запаса воды в снежном покрове, можно найти в работах [8, 18 – 21]. Для более детального исследования процессов снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова разработан ряд методов непосредственного измерения данных характеристик. Как правило, для этой цели используются элементарные водонепроницаемые площадки, как стационарные, так и переносные [1], а также лизиметры различных конструкций [22 – 27].

Для изучения динамики формирования и таяния снежного покрова в 1950–1960 годы применяли стационарные установки гамма-просвечивания, позволяющие измерять SWE с точностью до 2 мм [1]. Полученные с помощью лизиметров результаты натурных измерений могут служить информационной базой для тестирования точечных математических моделей снеготаяния. Проблема зачастую заключается в плохом соответствии между таянием снега на поверхности и водой, поступающей к основанию снежного покрова на единицу площади, т. е. водоотдачей. Перемещение воды с поверхности снежного покрова к его основанию носит сложный характер: таяя вода движется как по полувертикальным изолированным каналам, так и вдоль стратиграфических особенностей, препятствующих вертикальному потоку. В результате, измеряемая водоотдача из снежного покрова подвержена значительным вариациям и находится в зависимости от площади лизиметров незакрытого типа. По данным работы [24] коэффициенты вариации водоотдачи из снега

² Методические рекомендации по оценке запасов воды на поверхности водосборов в период весеннего снеготаяния на основе авиационных гамма-съемок. Ленинград, 1986. 37 с.

для лизиметров площадью 2 м^2 составляли $0,1-1,0$, для лизиметров площадью $6 \text{ м}^2 - 0,1-0,3$, для лизиметров площадью $10 \text{ м}^2 - 0,02-0,08$. Изменчивость ежемесячного оттока из лизиметров площадью 10 м^2 обычно находилась в пределах 4% друг от друга.

Высокая степень вариации водоотдачи из снежного покрова на небольших площадях (2 м^2 или менее), характерная для незакрытых лизиметров таяния снега, может быть проблемой для разработчиков моделей таяния снега. Использование лизиметров закрытого типа искажает процессы снеготаяния и водоотдачи и приводит к большим погрешностям – до 30% [1].

Несмотря на постоянное совершенствование методов измерения характеристик снежного покрова, наибольшее распространение получили расчетные методы. В настоящее время разработан широкий класс моделей формирования и таяния снежного покрова – от простых регрессионных моделей до очень сложных моделей с распределенными параметрами. Выбор модели для расчетов зависит от объема исходной информации и необходимой степени детальности воспроизведения процессов, протекающих в пределах снежной толщи. Обзор многих методов расчета таяния снега дан в работе [28].

Простейшие из моделей основаны на использовании уравнений, включающих температурный коэффициент стаивания:

$$M = b (T_a - T_b), \quad (1)$$

где M – количество тающего снега, мм/сут;

T_a – среднесуточная температура, °С;

T_b – пороговая температура, °С (пороговая температура T_b обычно устанавливается равной 0 °С , но в особых случаях могут использоваться другие значения);

b – температурный (градусно-дневной) коэффициент таяния снега (мм/(°С·сут), в иностранной литературе обычно используется обозначение DDF).

Установлено, что DDF снега значительно варьирует в разных регионах, изменяясь от 1 до $10 \text{ мм}/(\text{°С}\cdot\text{сут})$.

В концептуальную модель таяния снега (1) внесено множество улучшений, в результате которых учтено влияние на коэффициент стаивания различных факторов, включая состояния снега, плотности, лесного покрова, загрязнителей поверхности снега, топографии и т. д. Например, в исследовании [29] для расчета изменения DDF в разные сезоны использовали плотность снега, в работе [30] смоделировано сезонное изменение между минимальным и максимальным значениями DDF за год с применением синусоидальной функции. Применяя в качестве входных переменных данные о среднесуточной температуре воздуха, давлении пара, направлении ветра и величине суммарной солнечной радиации, авторы исследования [31] проанализировали эффективность различных регрессионных моделей и установили, что если учитывается только одна метеорологическая переменная, наиболее информативной является среднесуточная температура воздуха. Наилучшие же результаты дает добавление в уравнение (1) таких переменных, как среднесуточное давление пара, скорость ветра и суммарное количество солнечной радиации.

Улучшение модели, основанной на температурном коэффициенте стаивания, идет также по пути изменения ее структуры и появлении пространственно-распределенной модели «градус – день». В работе [32] исследуемый бассейн разделен сеткой с ячейками размером 20×20 м и разработана модель распределенного почасового таяния снега. Модель использует коротковолновое излучение ясного неба с поправкой на температуру воздуха и рельеф местности для улучшения оценки таяния. Авторы исследования [33] создали распределенную почасовую модель таяния снега с разрешением 30 м, используя коэффициенты стаивания и расчеты коротковолнового излучения ясного неба, которые учитывали местный наклон.

При использовании в модели в явном виде элементов полного теплового баланса поверхности снега она расценивается как физическая модель энергетического баланса. Существует широкий диапазон таких моделей, различающихся в зависимости от того, какой из элементов измеряется прямо и какие эмпирические уравнения используются для оценки остальных элементов. Значительный вклад в разработку данного класса моделей внесли Кузьмин и Андерсон [1, 34].

Общая форма модели энергетического баланса при таянии снега имеет вид:

$$L_S M_S = R_S + Q_E + Q_S + Q_G + Q_P, \quad (2)$$

где L_S – удельная теплота таяния снега;

M_S – количество тающего снега;

R_S – радиационный баланс поверхности снега;

Q_E – скрытый тепловой поток, вызванный испарением со снега;

Q_S – явный турбулентный тепловой поток;

Q_G – тепловой поток из почвы;

Q_P – тепло, передаваемое в снежную толщу дождем.

Процесс таяния, когда снег достаточно толстый, можно лучше оценить, разделив его на множество слоев. В работе [35] использован метод конечных разностей для расчета многослойной модели снега, автор учитывает множество параметров снега, в т. ч. и потоки жидкой воды через разные слои.

Создание моделей, основанных на использовании теплового баланса, начинается с интегрирования уравнений, описывающих баланс массы и энергии. Вместе с тем, в моделях с распределенными параметрами процессы, протекающие в пределах снежного покрова, рассматриваются детально. В эти модели вводятся дополнительные уравнения, отражающие отдельные свойства снежного покрова. Один из обычных способов упрощения этих уравнений предполагает разграничение между низкотемпературным сухим снегом и зрелым влажным снегом. Далее модели можно разделить на те, в которых решается уравнение теплового потока в сухом снеге [36, 37], и модели, основанные на уравнении движения воды в зрелом снеге [38, 39]. Недостаток такого подхода заключается в том, что на его основе трудно реализовать переход между двумя этими уравнениями, особенно если имеет место несколько границ, разделяющих сухой и зрелый снег и изменяющихся в пространстве и во времени.

Моррис и Годфри [40, 41], используя результаты, полученные Колбеком [38] на основе анализа термодинамики влажного снега, разработали модель с распределенными параметрами, в которой отсутствует резкий переход между низкотемпературным и зрелым снегом, а уравнения теплового потока и движения воды решаются применительно к температурам, меньшим или равным 0 °С. Существует несколько успешных моделей в области водно-тепловой связи между мерзлым грунтом и снегом [42–44]. Процессы метаморфизма снега были учтены в численной модели [45], которая детально описывает трансформацию профилей температуры, плотности и содержания жидкой влаги в снежном покрове в зависимости от погодных условий. Проведено сравнение смоделированных характеристик снежного покрова с наблюдениями в полевых условиях. Модель показала себя очень эффективной при моделировании эволюции стратиграфии снежного покрова в течение всего зимнего сезона.

Недостатком представленных выше моделей формирования и таяния снежного покрова является неполнота описания физических явлений, вовлеченных в данные процессы. Нами предлагается использовать физически обоснованную математическую модель вертикального тепло-влагообмена в системе атмосфера–снежный покров–почва, которая описывает большинство значимых процессов, протекающих в снежной толще. Данная модель является составной частью общей модели гидрологического цикла в точке водосбора [46, 47].

Для описания происходящих в снежном покрове процессов использовалась система трех дифференциальных уравнений в частных производных. Первое уравнение является уравнением сохранения энергии в снежной толще, записанным в универсальном виде, пригодном 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 [46]. Второе уравнение описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания–таяния, конденсации – испарения и в процессе оседания. Третье уравнение данной системы описывает поток жидкой влаги в талом снеге при снеготаянии. Уравнения турбулентной диффузии в прилегающем к снегу слое воздуха и теплового баланса его поверхности служат в качестве верхних граничных условий при решении уравнений тепло-влажнопереноса в снежной толще и расчета интенсивности снеготаяния. Подробное описание алгоритма численной реализации модели и определение всех параметров и характеристик дано в работе [46].

В качестве исходной информации для математического моделирования использовали среднесуточные значения метеоэлементов: температура, осадки, влажность почвы, скорость ветер, влажность воздуха и облачность.

Тестирование модели

На наш взгляд, тестирование физически обоснованной математической модели, каковой является вышеописанная модель формирования снежного покрова, должно быть многоуровневым. Проверке на адекватность описания природных процессов должны подвергаться все ее блоки. В работе [48] подобный подход был осуществлен при моделировании испарения с поверхности

снега. Однако процессы снеготаяния и водоотдачи являются еще более неоднородными в пространстве и времени, чем испарение. Как было показано выше, лизиметрические исследования указывают на значительные вариации измеренных величин водоотдачи [24]. Поэтому нами для тестирования использовались наблюдения на водонепроницаемых стоковых площадках, проводимых на Валдайском филиале ГГИ в период с 1968 по 1978 гг. [49]. Наиболее полный ряд наблюдений представлен на площадке длиной 10 м и шириной 2 м. На рис. 1 приведены результаты сопоставления смоделированных и измеренных среднесуточных величин водоотдачи из снега за период весеннего половодья.

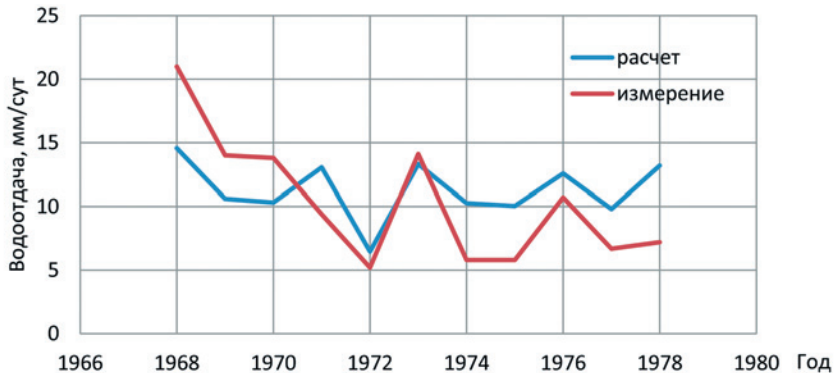


Рис. 1. Многолетняя динамика рассчитанных и измеренных среднесуточных значений водоотдачи из снега на водонепроницаемых стоковых площадках Валдайского филиала Государственного гидрологического института.

Fig. 1. Many-year dynamics of the pre-calculated and measured average daily values of water output from snow cover at the water-proof flow site of the State Hydrological Institute Valdai Branch.

Сопоставление данных показывает, что имеются значительные погрешности расчета данной характеристики снеготаяния. Коэффициент корреляции между расчетными и измеренными величинами составляет всего 0,62. Данный факт объясняется невозможностью смоделировать все реальные условия снеготаяния, используя лишь среднесуточную метеорологическую информацию по станции Валдай, и отсутствие экспериментальной информации о потоках солнечной радиации. Тем не менее, модель довольно точно воспроизводит динамику многолетних изменений водоотдачи из снега, что, в общем, подтверждает возможность модели адекватно описывать основные закономерности метеозависимости процесса снеготаяния.

Выполнены также сопоставления модельных и измеренных значений суточных слоев водоотдачи для стоковых площадок Подмосковной водобалансовой станции. Данные измерений получены на основе использования метода прямой снегосъемки¹. На рис. 2 приведено сравнение графиков хода суммарного слоя водоотдачи на стоковой площадке № 7 во время весеннего снеготаяния 1963 г. Коэффициент корреляции между расчетными и измеренными среднесуточными данными водоотдачи для этого случая равен 0,89, т. е. довольно высокий. Однако укажем на то, что нами выбран лучший вариант сопоставления, который был получен для упомянутой стоковой площадки. На дру-

гих площадках погрешности расчета выше. Это еще раз подтверждает факт значительной пространственной неоднородности водоотдачи и существенную роль локальных природных условий исследуемого участка водосбора в этом процессе.

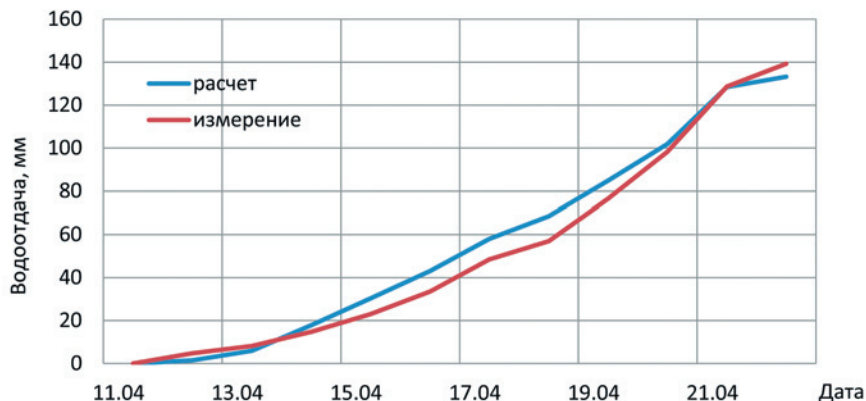


Рис. 2. Динамика суммарного слоя водоотдачи на Подмосковной водобалансовой станции, весна 1963 г.

Fig. 2. The dynamic of the total water output layer at the Moscow water balance station, spring 1963.

Влияние метеофакторов и свойств снежного покрова

Временную и пространственную изменчивость характеристик снеготаяния в основном определяют вариации таких метеорологических переменных, как влажность и температура воздуха, осадки, скорость ветра, потоки длинноволновой и коротковолновой радиации. В конечном итоге именно их изменчивость и приводит к климатическим изменениям многих гидрологических характеристик, в т. ч. и параметров снеготаяния.

Для лучшего понимания особенностей влияния метеорологических переменных на процессы снеготаяния выполнен ряд исследовательских работ [1, 50–52]. В статье [50] смоделированы условия таяния при различных температурах воздуха и потоков коротковолнового и длинноволнового излучения. Показано, что снег может таять при температуре воздуха -10°C и оставаться замороженным при температуре $+10^{\circ}\text{C}$. В работе [51] представлен анализ обширных экспериментальных данных, полученных в одном из регионов Китая, о влиянии метеофакторов на свойства снега. Результаты исследований показали, что температура воздуха, температура снега и солнечная радиация имеют значительную положительную корреляцию с содержанием жидкой воды в снеге, а рассчитанные значения коэффициентов корреляции превышают 0,9.

В исследовании [52] изучены изменения метеорологических условий и характеристик снеготаяния на северо-западе Канады с 1999 по 2019 гг. Наиболее значительное влияние на весеннее таяние снега оказало изменение температуры и альбедо. При этом отмечен рост температуры и относительной влажности воздуха в период весеннего таяния снега. В то же время отсутствовали тенденции в изменении скорости ветра, потоков коротковолнового и длинноволнового излучения. Поэтому данные характеристики не оказали влияние на тренды

снеготаяния. При этом уменьшение количества осадков к концу зимы привело к серьезным изменениям в продолжительности и скорости таяния снега.

В работе [1] дана количественная оценка изменения суточной интенсивности снеготаяния в зависимости от приращения отдельных метеофакторов (табл. 1). Нами также выполнена подобная оценка чувствительности представленной выше физико-математической модели к влиянию различных метеорологических переменных на суточную интенсивность таяния снега (табл. 1). Полученные обобщения близки к результатам исследования [1]. Выполненные расчеты могут быть использованы как для оценки чувствительности величины снеготаяния к климатическим изменениям, так и для выявления погрешностей моделирования, связанных с неточностью задания метеоэлементов.

Таблица 1. Влияние приращения температуры воздуха (T), скорости ветра (u), давления водяного пара (e), нижней облачности (N_n), общей облачности (N_o) и альbedo снега (A) на изменение среднесуточной интенсивности снеготаяния
Table 1. Impact of the air temperature increase (T), wind velocity (u), water vapor pressure (e), lower cloudiness (N_n), total cloudiness (N_o), snow albedo (A) on the snow melt average daily intensity change

Фактор	Приращение фактора	Изменение интенсивности снеготаяния [1]	Изменение интенсивности снеготаяния (модель)
T , °C	+1	1,5 – 1,7	1,9
u , м/с	+1	-0,7 – 2,5	0,3
e , мб	+1	1,9 – 2,1	1,8
N_n , балл	+0,1	0,3	0,1
N_o , балл	+0,1	-0,8	-0,7
A , доли	+0,01	- 0,6	-0,5

Как отражено в табл. 1, рост температуры атмосферы приводит к заметному росту величины интенсивности снеготаяния. Изменение скорости ветра не столь однозначно влияет на снеготаяние. Данная метеорологическая характеристика определяет величину явных и скрытых турбулентных потоков тепла, связанного с испарением. При направлении потока тепла от атмосферы к снежному покрову рост скорости ветра приводит к росту величины снеготаяния, при направлении потоков тепла и пара от поверхности снега в атмосферу увеличение скорости ветра вызывает обратный эффект. Рост парциального давления пара уменьшает величину испарения и потока скрытого тепла от поверхности снега, что в итоге увеличивает интенсивность снеготаяния.

Рост альbedo снега лимитирует долю поглощенной снежным покровом коротковолновой радиации и однозначно уменьшает скорость снеготаяния (табл. 1). А вот рост облачности неоднозначно влияет на величину снеготаяния: с одной стороны, облачность уменьшает поток коротковолновой радиации, а с другой – увеличивает длинноволновое излучение атмосферы. Поэтому в зависимости от соотношения этих составляющих теплового баланса поверхности снега могут наблюдаться разнонаправленные тенденции изменения скорости снеготаяния в зависимости от облачности.

Поток солнечной радиации, наряду с температурой воздуха, является основным фактором, определяющим характеристики снеготаяния. Для задания радиационных характеристик нами использовались расчетные методы и данные об облачности. Набор параметров для расчета характеристик солнечной радиации включает солнечное склонение, широту в расчетной точке, альбедо снега. Задаются также угол наклона и угол поворота поверхности склона в расчетном пункте. В рамках данной работы проведено исследование роли экспозиции снежного склона на процесс снеготаяния. На рис. 3 приведены графики смоделированной водоотдачи из снежного покрова (с учетом суточного хода) за весенний период для метеоусловий Москвы (1953 г.) при различных углах наклона северных (отрицательный угол) и южных (положительный угол) склонов. Очевидно, что экспозиция склона и его угол наклона играют решающую роль при определении сроков снеготаяния, а также его интенсивности. На южных склонах интенсивность, начало и конец снеготаяния значительно опережают подобные характеристики для северных склонов. Особенно актуален данный факт в условиях пересеченного рельефа или горной местности, для которых период весеннего снеготаяния может существенно растянуться во времени.

Наряду с оценкой влияния метеоусловий на величину снеготаяния также исследована роль отдельных свойств снежного покрова в этом процессе. На наш взгляд, наиболее значимыми по эффекту воздействия на процесс снеготаяния являются коэффициент теплопроводности и водоудерживающая способность снега. Первая характеристика связана с теплофизикой таяния снега, вторая – с его водными свойствами. Обе эти характеристики зависят от структуры и плотности снежного покрова.

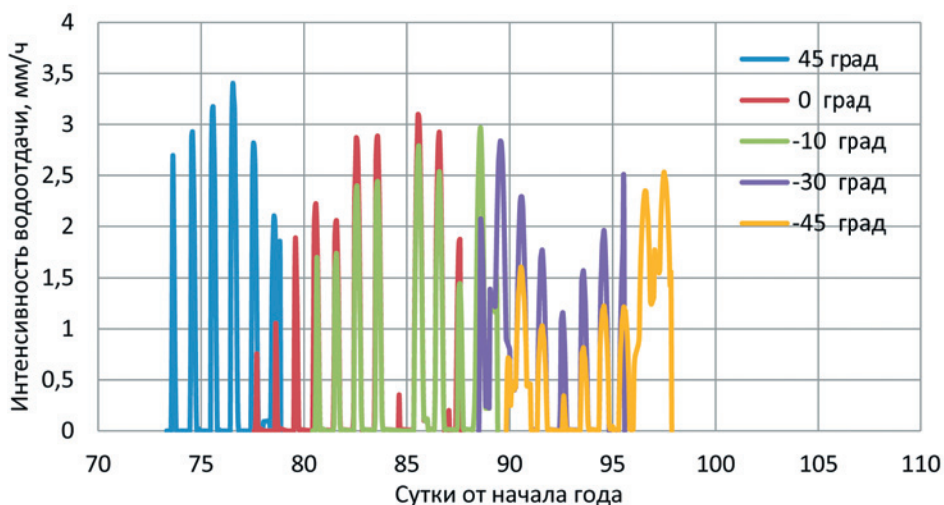


Рис. 3. Динамика часовых значений интенсивности водоотдачи в зависимости от экспозиции и угла наклона заснеженного склона, Москва, 1953 г.

Fig. 3. The dynamics of water output intensity hour values depending on the exposition and the snow-covered slope tilt angle, Moscow, 1953.

Расчеты показывают, что увеличение теплопроводности снега приводит к росту испарения [1], а это, как было показано выше, способствует уменьшению интенсивности снеготаяния. Однако при более высокой теплопроводности снега нагревание снежной толщи в весенний период происходит быстрее, следствием чего может стать его более ускоренное таяние. Таким образом, численные эксперименты показали неоднозначность влияния теплопроводности снега на интенсивность снеготаяния.

На перераспределение потоков тепла между атмосферой и снегом оказывает влияние и подстилающий почвенный покров. В ходе работы исследовано влияние коэффициента теплопроводности почвы на скорость снеготаяния. Результаты также неоднозначны. На начальном этапе снеготаяния более высокая теплопроводность почвы способствует более быстрому ее прогреванию и, соответственно, прогреванию снега. По нашим расчетам это приводит к более раннему началу снеготаяния и процесса водоотдачи, в последующие сроки влияние теплопроводности на интенсивность таяния снега практически отсутствует. Соответственно, на последнем этапе снеготаяние заканчивается раньше при более высокой теплопроводности почвы.

Как показали численные эксперименты, наиболее явное влияние на снеготаяние, в первую очередь на величину водоотдачи из снежного покрова, оказывает его водоудерживающая способность (рис. 4).

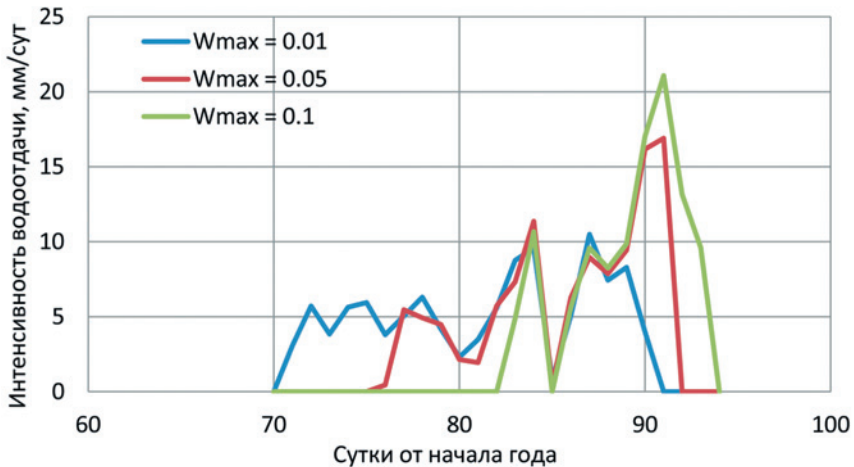


Рис. 4. Динамика суточных значений интенсивности водоотдачи в зависимости от водоудерживающей способности снега (W_{\max}), Москва, 1953 г.

Fig. 4. The dynamics of the water output intensity hour values depending on the snow water-retaining ability (W_{\max}), Moscow, 1953.

Рост данной характеристики способствует смещению сроков начала и окончания водоотдачи на более позднее время, иногда на несколько суток. При этом удерживаемая снегом жидкая вода может участвовать в процессах повторного замерзания – таяния, что также изменяет картину снеготаяния.

Кроме ошибок в расчетах, связанных с неточным заданием численных значений метеорологических характеристик, могут возникать ошибки рас-

чета интенсивности снеготаяния из-за осреднения данных характеристик за некоторый интервал времени. В нашем случае использованы среднесуточные значения метеоэлементов. Для исследования этого вопроса были проведены численные расчеты снеготаяния без учета суточного хода и с учетом такового для метеоусловий Нижнедевицкой водобалансовой станции. Результаты расчетов динамики снеготаяния показывают, что исключение учета суточного хода метеоданных приводит к уменьшению среднесуточных и максимальных величин снеготаяния. В зависимости от характера изменений метеорологических переменных в течение суток занижение максимальных значений водоотдачи может достигать 50 %.

Влияние климатических изменений

Учитывая экологические и социально-экономические последствия для водных ресурсов, эксплуатации и проектирования водохозяйственных систем, строительного проектирования, зимнего туризма, экологии и многих других аспектов, понимание влияния изменения климата на снежный покров имеет важнейшее значение. В связи с этим в последние десятилетия были проведены многочисленные исследования влияния текущих и прогнозируемых климатических изменений на характеристики снежного покрова. Остановимся на некоторых из них.

В рамках международного проекта ESM – SnowMIP в работе [53] с помощью разработанной модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP была проведена оценка изменения снегозапасов SWE для 10 снегомерных площадок. В сценариях использовались два прогностических периода: 2036–2060 гг. и 2075–2099 гг. Полученные результаты показали, что в течение XXI в. на всех площадках ожидается уменьшение величины снегозапасов и продолжительности залегания снежного покрова, при этом преимущественное сокращение мощности снежного покрова и длительности его залегания происходит в наиболее теплых районах.

В работе [54], на основе модельных расчетов, сделан вывод о том, что на изменение снегозапасов в различных районах земного шара в основном влияют изменения температуры и осадков. Регионы, где повышается уровень SWE, ограничены северной Сибирью и северными районами Северной Америки в самый холодный период. В исследовании [55] анализ рядов наблюдений показал, что весенний снежный покров на арктических землях с конца 1980-х годов отступил в среднем на 5 дней раньше по сравнению с предыдущими двадцатью годами. Однако с конца 1980-х годов это отступление становится незначительным.

В исследовании [56] ряды снежного покрова смоделированы по всей территории Пиренеев с использованием данных, полученных из региональной климатической модели HIRHAM, как для контрольного периода (1960–1990 гг.), так и для конца XXI в. (2070–2100 гг.). По данным моделирования толщина и продолжительность снежного покрова в Пиренеях резко сократятся в течение следующего столетия, особенно в центральном и восточном секторах. Величина этих воздействий будет соответствовать заметному высотному градиенту: максимальный накопленный SWE может уменьшиться до 78 %, а сезон со снежным

покровом сократиться до 70 % при 1500 м над уровнем моря. Величина воздействий быстро уменьшается с увеличением высоты: характеристики снежного покрова останутся в основном одинаковыми в самых высоких секторах.

Климатические изменения уже оказывают значительное влияние на снежный покров в Европейских Альпах. В исследованиях, проведенных в Швейцарии, Франции, Австрии, Италии и Германии, отмечено общее уменьшение глубины снега и продолжительности снежного покрова с конца 1980-х годов по всей территории Европейских Альп [57, 58]. Прошлые и будущие тенденции таяния снега в Швейцарских Альпах проанализированы в работе [58]. В период с 1958 по 2019 гг. даты таяния снега наступали на $2,8 \pm 1,3$ дня раньше в среднем за десятилетие. Наибольший сдвиг в сторону более ранних дат таяния снега отмечен в конце 1980-х и начале 1990-х годов, после этого тенденции становятся незначительными.

Таяние снега является основным источником пресной воды во многих регионах Азии, которая является родиной «третьего полюса» в мире – самого большого объема пресной воды за пределами полярных ледяных щитов. Тающие снежные покровы и ледники этого региона питают некоторые из крупнейших рек Азии, от которых зависит снабжение водой более миллиарда человек. Однако, согласно новому исследованию [59], изменение климата сокращает поступление воды от таяния снега во многие реки Азии, угрожая водной безопасности миллионов людей. В связи с этим, количественная оценка таяния снега и его изменчивости в условиях потепления климата крайне необходима для управления водными ресурсами.

С использованием данных об осадках и температуре с высоким пространственным разрешением (приблизительно 1 км) в работе [60] рассчитаны месячные объемы таяния снега в Китае с площади 1 км² за период 1951–2017 гг. Для этого применена простая модель температурного индекса. Сценарии осадков и температуры, разработанные на основе пяти моделей CMIP5, использованы для прогнозирования будущего таяния снега. Результаты расчетов показывают, что среднегодовое таяние снега в Китае с 1951 по 2017 гг. значительно усилилось на Тибетском нагорье и сократилось в северной, центральной и юго-восточной частях страны. Во всем Китае наблюдалась тенденция к уменьшению таяния снега, но эти результаты не были статистически значимыми.

Для анализа влияния климатических условий на процессы снеготаяния нами использовались результаты расчетов по представленной выше математической модели формирования и таяния снежного покрова. Для моделирования привлечены данные наблюдений на метеостанциях Кострома, Ивдель, Москва (ВДНХ), Валдай, Тамбов, Воронеж за период с 1952 по 2020 гг. Проанализированы расчетные тренды таких характеристик снеготаяния, как сроки начала и окончания водоотдачи из снега и ее продолжительности, средняя и максимальная суточная интенсивность водоотдачи и ее объем. Выполнена оценка изменений данных характеристик за период 1978–2020 гг. по отношению к предшествующему периоду 1952–1977 гг. с определением их значимости по критерию Стьюдента.

В табл. 2 представлены результаты математического моделирования характеристик снежного покрова, связанных с процессами весеннего снеготаяния для метеоусловий вышеупомянутых станций, расположенных в бассейне Волги (за исключением ст. Ивдель). Остановимся подробнее на анализе изменчивости каждой из характеристик.

Таблица 2. Средние расчетные характеристики снеготаяния для различных станций за период 1952–2020 гг. и их изменения (Δ) за период 1978–2020 гг. по сравнению с предшествующим 1952–1977 гг.

Table 2. Average pre-calculated snowmelting characteristics for different stations over the 1952–2020 period and their changes (Δ) over the 1978–2020 period in comparison with the earlier 1952–1977 period

Характеристика		Валдай	Ивдель	Москва	Кострома	Воронеж	Тамбов
Начало водоотдачи с начала года, сутки	средняя	84,4	92,9	79,1	84,2	69,3	75,1
	Δ	0,3	-0,3	-5,5	-4,3	-5,6	-9,3
Окончание водоотдачи с начала года, сутки	средняя	105,3	107,0	98,2	101,8	85,0	91,4
	Δ	3,8	1,6	-3,7	-2,3	-3,5	-7,1
Продолжительность водоотдачи, сутки	средняя	20,9	14,1	19,1	17,6	15,7	16,3
	Δ	2,1	1,7	2,1	2	2,1	2,5
Объем водоотдачи, мм	средняя	267	139	223	197	148	143
	Δ	69	13	14	29	-9	-13
Средняя скорость водоотдачи, мм/ч	средняя	0,46	0,59	0,47	0,55	0,51	0,56
	Δ	-0,05	-0,01	-0,17	-0,04	-0,09	-0,10

Начало и конец снеготаяния. Анализ сроков начала и конца снеготаяния, а в нашем случае водоотдачи из снежного покрова, показывает, что они для всех станций сдвигаются на более ранний период года. При этом для половины станций тренды статистически значимы, за исключением Костромы, Ивделя и Валдая. Наиболее ярко эти тенденции проявляются для ст. Тамбов (рис. 5). Результаты моделирования соответствуют данным, опубликованным в работах [53–58]. Полученные закономерности являются следствием потепления воздуха в весенний период. Для бассейна Волги рост средней весенней температуры за 1978–2020 гг. по сравнению с периодом 1952–1977 гг. лежит в пределах 0,5 – 1,0 °С [61].

Продолжительность водоотдачи из снежного покрова. Судя по результатам моделирования, приведенным в табл. 2, данная характеристика имеет тенденцию к небольшому росту. Однако все расчетные тренды статистически не значимы. Продолжительность водоотдачи из снега в значительной степени определяет длительность весеннего половодья. В работе [61] нами было показано, что на 57 % частных водосборов Средней Волги (из 65 исследованных) наблюдается статистически значимое падение продолжительности половодья за последние 30 лет по сравнению с предыдущим периодом. Значимый рост продолжительности отмечен всего на 8 % водосборов, на остальной части

тренды были не значимы. Для Нижней Волги, наоборот, характерен рост продолжительности половодья – 60 % значимых трендов. И только на 8 % наблюдалось значимое падение продолжительности, т. е. весенние паводки для этой части бассейна Волги стали носить более затяжной характер.

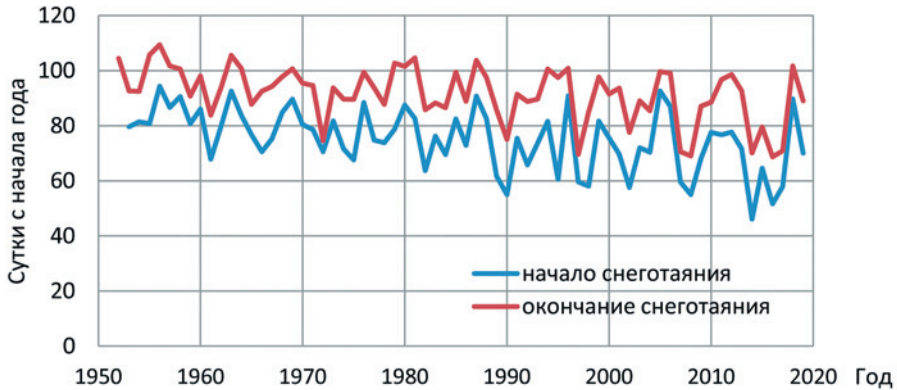


Рис. 5. Динамика сроков начала и окончания снеготаяния для ст. Тамбов.
Fig. 5. The dynamics of the snowmelt dates starting and termination dates for the Tambov station.

Продолжительность снеготаяния зависит от ряда характеристик. Основными из них являются запас воды в снежном покрове в предвесенний период и интенсивность снеготаяния. Удлинение сроков снеготаяния, с одной стороны, может указывать на рост снегозапасов, с другой – на уменьшение средней интенсивности водоотдачи. В табл. 2 представлены результаты расчета объема водоотдачи в весенний период: в четырех случаях из шести водоотдача выросла, а на двух, более южных станциях наблюдается ее падение. Объем водоотдачи связан с осадками зимнего и весеннего периода. Как следует из анализа метеоданных, количество осадков холодного периода 1978–2020 гг. по сравнению с периодом 1952–1977 гг. увеличилось практически во всех частях бассейна Волги [61], за исключением некоторых районов бассейна Оки и Нижней Волги. Росту объема водоотдачи также способствует уменьшение испарения со снега в весенний период [48].

С другой стороны, практически повсеместно в бассейне Волги наблюдается рост количества оттепелей в зимний период, который приводит к уменьшению снегозапасов и объема водоотдачи весной [62]. Сочетание вышеназванных факторов в конечном итоге определяет объем водоотдачи из снега в весенний период в каждом конкретном случае и, соответственно, продолжительность снеготаяния.

Интенсивность водоотдачи из снега. Скорость таяния снега зависит от баланса тепловых потоков, поступающих на его поверхность. Судя по результатам моделирования (табл. 2), средняя интенсивность водоотдачи в период 1978–2020 гг. по сравнению с 1952–1977 гг. уменьшилась. При этом, тренды статистически значимы в половине случаев. Казалось бы, потепление климата приводит к однозначному росту скорости таяния снежного покрова весной. Так, например, в работе [52] для условий Западной Арктики (Канада) в период

с 1999 по 2019 гг. зафиксирован положительный тренд скорости снеготаяния при сравнении одинаковых десятидневных интервалов времени. Однако следует учитывать и другие факторы, например, рост температуры в весенний период приводит, как было показано выше, к более ранним срокам таяния снега. Следствием этого является ситуация, когда ранняя водоотдача из снега начинается при более низких потоках прямой солнечной радиации, что, несомненно, влияет на скорость снеготаяния.

Рассмотрим подробнее данную ситуацию для метеоусловий Тамбова, для которых был получен статистически значимый тренд снижения средней скорости водоотдачи за период снеготаяния. Согласно данным табл. 2, средняя скорость водоотдачи за период 1978–2020 гг. снизилась на 16 % по сравнению с периодом 1952–1977 гг., при этом водоотдача начиналась в среднем на 9 суток раньше. Расчеты показывают, что среднесуточные потоки прямой солнечной радиации при подобном смещении сроков снеготаяния в марте (период снеготаяния в Тамбове) уменьшаются также на 16 %, что понижает интенсивность водоотдачи. Отметим также то обстоятельство, что тренд роста потоков прямой солнечной радиации в весенний период зависит от даты начала снеготаяния. При более ранних сроках водоотдачи (например, в марте) тренд изменения потока радиации гораздо круче, чем при позднем таянии снега (например, в мае). Эта закономерность приводит к тому, что для южных районов смещение сроков снеготаяния на более ранний период оказывает более значимое воздействие на снижение интенсивности снеготаяния, чем для северных территорий.

Смещение сроков начала снеготаяния влияет не только на потоки солнечной радиации, поступающие на поверхность снега, но и на температурные условия при снеготаянии. На рис. 6 приведены многолетние тренды сумм положительных и отрицательных среднесуточных температур воздуха за период весеннего снеготаяния для условий Тамбова.

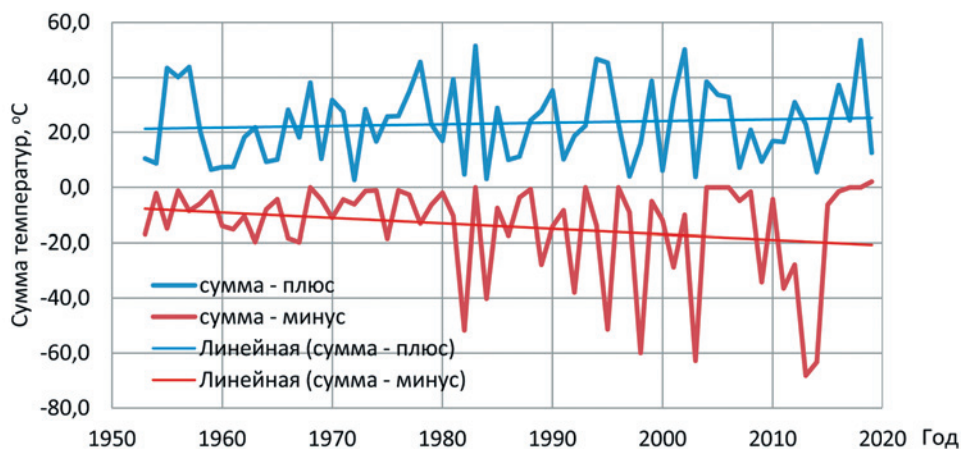


Рис. 6. Динамика сумм положительных и отрицательных среднесуточных температур воздуха за период весеннего снеготаяния для ст. Тамбов.

Fig. 6. The dynamics of positive and negative average daily air temperatures over the spring snow melting period for the Tambov station.

Как следует из данных рис. 6, одновременно с потеплением и смещением сроков таяния снега наблюдается заметный тренд роста сумм среднесуточных отрицательных температур воздуха за период снеготаяния, т. е. температурные условия становятся менее устойчивыми и растет вероятность повторного замерзания талой воды в снеге и, соответственно, удлинения продолжительности снеготаяния, снижения его интенсивности. При этом рост сумм положительных температур во время снеготаяния незначителен.

Отметим также то обстоятельство, что в последние десятилетия для условий бассейна Волги заметно снизилась скорость ветра [63], а это, как было показано выше, в отдельных случаях уменьшает турбулентный поток тепла в приповерхностном слое снежного покрова и является дополнительным фактором снижения скорости снеготаяния.

Выполненный выше анализ факторов, влияющих на интенсивность таяния снежного покрова, типичен не только для станции Тамбов. Основные его элементы в той или иной степени характерны и для других территорий России. С учетом близости средних многолетних значений интенсивности водоотдачи (табл. 2) и схожести характера ее изменчивости во времени построен график динамики усредненных величин для станций, включенных в наш анализ (рис 7).

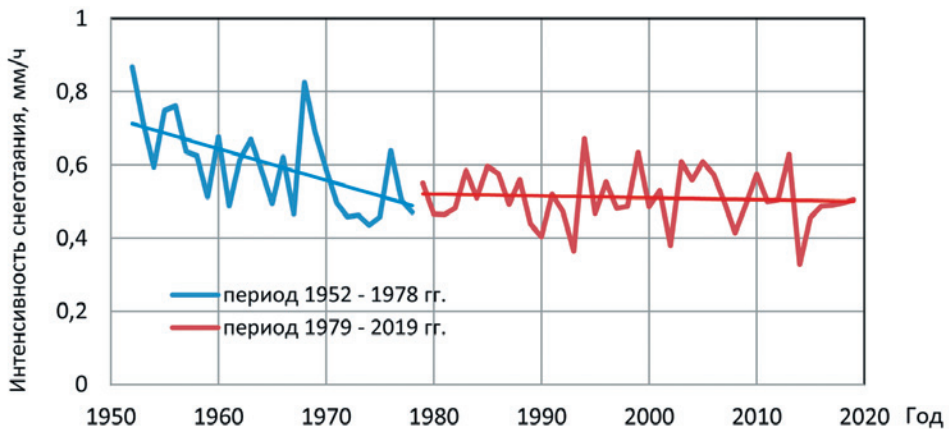


Рис. 7. Динамика средних многолетних величин интенсивности снеготаяния.

Fig. 7. He dynamics of average many-year values of the snow melting intensity.

Таким образом, в период 1952–1978 гг. произошло основное уменьшение интенсивности водоотдачи из снежного покрова. В последующие десятилетия величина данной характеристики снеготаяния оставалась практически постоянной.

ВЫВОДЫ

В представленной работе выполнен детальный обзор методов наблюдения за снеготаянием в различных странах и регионах мира. Результаты исследований указывают на значительную пространственную и временную изменчивость и актуальность изучения данной характеристики в современных условиях потепления климата.

Разработана физико-математическая модель формирования и таяния снежного покрова. Сопоставление с результатами наблюдений показало высокую сходимость расчетных характеристик с экспериментальными данными. На основе математической модели проведены детальные численные эксперименты по оценке влияния основных метеофакторов и физических свойств снега на скорость таяния и водоотдачи из снежного покрова. При этом исследовано влияние на величину снеготаяния таких основных факторов ее формирования, как температура и влажность воздуха, скорость ветра, поток солнечной радиации, плотность и альbedo снега, экспозиция склона, на котором залегают снежный покров.

Выполнена оценка изменений различных характеристик снеготаяния за период 1979–2020 гг. по отношению с предшествующему периоду 1952–1978 гг. Из данных наблюдений и расчетов следует, что сроки начала и конца снеготаяния сдвигаются на более ранний период. Средняя интенсивность водоотдачи из снежного покрова в течение весеннего периода в последние десятилетия на одних анализируемых станциях увеличивается, а на других уменьшается. Уменьшение величины водоотдачи из снега в основном вызвано сдвигом снеготаяния на более ранние сроки и уменьшением при этом потоков солнечной радиации, приходящих на снежный покров.

В период значительных климатических изменений возникает проблема долгосрочного прогноза изменений характеристик снеготаяния. Данный прогноз невозможен без надежных оценок изменения климатических характеристик. Современные климатические модели, по мнению климатологов, могут наиболее достоверно предсказать тренд температуры воздуха. У других климатических характеристик точность предвычисления гораздо ниже. Исходя из этого, мы можем с достаточной долей вероятности предположить, что прогноз характеристик снеготаяния затруднен без учета динамики радиационных составляющих тепловых потоков.

В представленной работе впервые на основе натурных наблюдений и математического моделирования проведено комплексное исследование влияния всех основных факторов окружающей среды, определяющих климатические изменения характеристик снеготаяния. Получены общие закономерности, объясняющие тенденции изменения данных характеристик, наблюдающиеся в последние десятилетия. В перспективе необходимо уделить больше внимания изучению региональных особенностей процессов снеготаяния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Гидрометеиздат, 1961. 350 с.
2. Gerhard Krinner, Chris Derksen, Richard Essery, Mark Flanner, Stefan Hagemann... ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geoscientific Model Development*. 2018. No. 11. P. 5027–5049.
3. Menard Cecile B., Essery Richard, Krinner Gerhard, Arduini Gabriele, Bartlett Paul... Scientific and human errors in a snow model intercomparison // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2020. Vol. 102. No. 1. P. 61–79.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчеты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // *Лед и Снег*. 2019. № 59 (2). С. 167–181.

5. Nolin, A. W. and Daly, C.: Mapping «At Risk» Snow in the Pacific Northwest // *Journal of Hydrometeorology*. 2006. No.7. P. 1164–1171.
6. Deems J.S., Painter T.H. Lidar measurement of snow depth: accuracy and error sources // *Proceedings 2006 International Snow Science Workshop: Telluride, Colorado, USA, International Snow Science Workshop*. 2006. P. 330–338.
7. Prokop A., Schirmer M., Rub M., Lehning M., Stocker M.A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes // *Annual Glaciology*. 2008. Vol. 49. P. 210–216.
8. Ryan W.A., Doesken N.J., Fassnacht S.R. Evaluation of ultrasonic snow depth sensors for US snow measurements // *Journal of Atmospheric Oceanology Technology*. 2008. Vol. 25. P. 667–684.
9. Коган Р.М., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Основы гамма-спектроскопии природных сред. М.: Атомиздат, 1969, 520 с.
10. Loijens, U.S. Comparison of water equivalent of snow cover determined from airborne measurement of natural gamma radiation and from a snow course network // *Proceedings of Eastern Snow Conference, 1974, Ottawa, Ontario*. P. 112–122.
11. Зотимов Н.В. Исследование наземного метода измерения снегозапасов с использованием гамма-излучения земли // *Труды ГГИ*. 1968. Вып. 152. С. 25–36.
12. Воробьев В.А., Банщикова Л.С. О дистанционном мониторинге снежного покрова: к 60-летию разработки методов аэрогамма-съемки в России // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2022. Т. 8. № 4. С. 413–423.
13. Ulaby F.T., Stiles W.H. The active and passive microwave response to snow parameters: 2. Water equivalent of dry snow // *Journal of Geophysical Researches Oceans*. 1980. No. 85. P.1045–1049.
14. Singh K.K., Mishra V.D., Garg R.K. Microwave response of seasonal snow-cover measured by using a ground-based radiometer at 6.93 and 18.7 ghz frequencies and at dual polarization // *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 2007. Vol. 35. P. 243–251.
15. Швецов А.А., Беликович М.В., Большаков О.С., Рыскин В.Г., Фейгин А.М. Федосеев Л.И., Коробовский А., Аверченко А.В. Дистанционное зондирование снежного покрова в миллиметровом диапазоне длин волн // *Известия вузов. Радиофизика*. 2017. Т. 110. № 3. С. 231–240.
16. Ткаченко Н.С., Лыгин И.В. Применение спутниковой миссии GRACE для решения геологических и географических задач // *Вестник Московского университета*. 2017. Сер. 4. Геология. № 2. С. 3–7.
17. Schmidt R. and Coauthors. GRACE observations of changes in continental water storage // *Global Planetary Change*, 2006. No. 50. P.112–126.
18. Чурюлин Е.В., В.В. Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
19. Тихонов В.В., Соколова Ю.В., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. О возможности восстановления снегозапаса снежного покрова по данным спутниковой микроволновой радиометрии // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18. № 5. С. 47–64.
20. Wrzesien, M.L., Durand M.T., Pavelsky T.M., Howat I.M., Margulis, S.A., Huning, L.S. Comparison of methods to estimate snow water equivalent at the mountain range scale: A case study of the California Sierra Nevada // *Journal of Hydrometeorology*. 2017. No. 18. P. 1101–1119.
21. Taheri M. and Mohammadian A. An Overview of Snow Water Equivalent: Methods, Challenges and Future Outlook // *Sustainability*. 2022. No. 14. 11395. P. 1–45.
22. Урываев П.А. Водоотдача из снега в поле и в лесу // *Метеорология и гидрология*. 1955. № 4. С. 34–45.
23. Kattelmann R. Spatial variability of snow-pack outflow at a site in Sierra Nevada, USA // *Annals of Glaciology*. 1989. Vol. 13. P.124–128.
24. Kattelmann R. Snowmelt lysimeters in the evaluation of snowmelt models // *Annals of Glaciology*. 2000. Vol. 31. P. 405–410.
25. Tekeli A.E., Sorman A.A., Sensoy A., Sorman A.U. Design, Installation of a Snowmelt Lysimeter and Analysis for Energy Mass Balance Model Studies In Turkey. 60th // *Eastern Snow Conference Sherbrooke. Québec. Canada*. 2003. P. 43–57.

26. Rücker A., Zappa M., Boss S., Freyberg J. An optimized snowmelt lysimeter system for monitoring melt rates and collecting samples for stable water isotope analysis // *Journal of Hydrological Hydromechanics*. 2019. No. 67. P. 20–31.
27. Webb R.W., Williams M.W., Erickson T.A. The spatial and temporal variability of meltwater flow paths: insights from a grid of over 100 snow lysimeters // *Water Resources Research*. 2018. Vol. 54. No. 2. P. 1146–1160.
28. Gang Zhou, Manyi Cui, Junhong Wan and Shiqiang Zhang. A Review on Snowmelt Models: Progress and Prospect // *Sustainability*. 2021. Vol. 13. No. 20. P. 1–27.
29. Martinec J., Rango A. Parameter values for snowmelt runoff modelling // *Journal of Hydrology*. 1986. No. 84. P. 197–219.
30. Anderson E.A., Monroe J.C. National Weather Service River Forecast System // *Journal of Hydrology Division*. 1973. Vol.100. P. 621–630.
31. Zuzel J.F., Cox L.M. Relative importance of meteorological variables in snow melt // *Water Resources Research*. 1975. Vol. 11. P. 174–176.
32. Cazorzi F., Fontana G.D. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index // *Journal of Hydrology*. 1996. No.181. P. 169–187.
33. Hock R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation // *Journal of Glaciology*. 1999. No. 45. P. 101–111.
34. Anderson E.A. Development and testing of snow pack energy balance equations // *Water Resources Research*. 1968. No. 4. P. 19–37.
35. Anderson E.A. A point of energy and mass balance model of snow cover. NOAA // *Technical Reports NWS*. 1976. No. 19. P.138–144.
36. Кучмент Л.С., Демидов В.Е., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. М.: Наука, 1983. 216 с.
37. Yen Y.C. Effective thermal conductivity of ventilated snow // *Journal of Geophysical Research*. 1962. No. 67. P. 1091–1098.
38. Colbeck S.C. A theory of water percolation in snow // *Journal of Glaciology*. 1972. No. 11(63). P. 369–385.
39. Wankiewicz A. A review of water movement in snow // *Proceedings modeling of snow cover runoff*. US Army CRREL. Hanover, 1978. NH. P. 222–252.
40. Morris E.M., Godfray J. The European hydrological system snow routine // *Proceedings modeling of snow cover runoff*. US Army CRREL, Hanover, 1978. NH. P. 269–278.
41. Morris E.M. Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting // *Annual of Glaciology*. 1983. No. 4. P. 198–203.
42. Harlan R.L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil // *Water Resources Research*. 1973. No. 9. P. 1314–1323.
43. Flerchinger G.N., Hanson C.L. Modeling Soil Freezing and Thawing on a Rangeland Watershed // *Trans Asia Pacific*. 1989. No. 32. P. 1551–1554.
44. Gelfan A. Physically based model of heat and water transfer in frozen soil and its parameterization by basic soil data, predictions in ungauged basins // *Promises Program*. 2006. No. 303. P. 293–304.
45. Brun E., David P., Sudul M., Brunot G. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting // *Journal of Glaciology*. 1992. Vol. 38. No. 128. P. 13–22.
46. Калюжный И.Л., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе. СПб: Нестор-История, 2012. 615 с.
47. Лавров С.А. Физико-математическая модель гидрофизических процессов формирования стока в течение климатического года. Модель «ГГИ – ГИДРОФИЗИКА» // *Метеорология и гидрология*. 2023. № 12. С. 57–68.
48. 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.
49. Шутов В.А. Результаты наблюдения за водоотдачей из снега на водонепроницаемых площадках // *Труды ГГИ*. 1986. Вып. 308. С.142–151.
50. Kuhn M. Micro-meteorological conditions for snow melt // *Journal of Glaciology*. 1987. Vol. 33. No. 113. P. 24–26.

51. Qiang Fu, Peng Li, Tianxiao Li, Song Cui, Dong Liu, Peiru Yan and Hongguang Chen. Analysis of characteristic snow parameters and associated factors in a cold region in northeast China // *Water Science & Technology: Water Supply*. 2018. P. 1–8.
52. Matthew Y.T. Tsui. Changing Snowmelt Conditions in the Western Canadian Arctic // *Theses and Dissertations (Comprehensive)*. 2022. P.1–97.
53. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Сценарные прогнозы изменения снегозапасов в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // *Водные ресурсы*. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113.
54. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20km-mesh Global Atmospheric Model // *SOLA*, 2005. Vol. 1. P. 093–096.
55. Foster J.L., Cohen J., Robinson D.A., Estilow T.W. A look at the date of snowmelt and correlations with the Arctic Oscillation // *Annals of Glaciology* 2013. Vol. 54(62). P. 196–204.
56. López-Moreno J.I. Goyette S. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients // *Journal of Hydrology*. 2009. Vol. 374. Iss. 3–4. P. 384–396.
57. Christoph Marty. *Climate Change and Snow Cover in the European Alps. The Impacts of Skiing on Mountain Environments*, 2013. P. 30–44.
58. Vorkauf M., Marty Chr., Kahmen A., Hiltbrunner E. Past and future snowmelt trends in the Swiss Alps: the role of temperature and snowpack Climatic Change. 2021. Vol. 165. No. 44. P. 1–19.
59. Kraaijenbrink P.D.A., Stigter E.E., Yao T. Walter W. Immerzeel Show. Climate change decisive for Asia's snow meltwater supply // *Nature Climate Change*. 2021. Vol. 11. P. 591–597.
60. Yong Yang, Rensheng Chen, Guohua Liu, Zhangwen Liu, and Xiqiang Wang. Trends and variability in snowmelt in China under climate change // *Hydrology Earth System Sciences*, 2022. Vol. 26. P. 305–329.
61. Лавров С.А., Калюжный И.Л. Влияние климатических изменений на сток весеннего половодья и факторы его формирования в бассейне Волги // *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2016. № 6. С. 42–60. DOI: 10.35567/1999-4508-2016-6-4.
62. Лавров С.А., Калюжный И.Л. Физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек бассейна Волги в условиях изменения климата // *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2012. № 4. С. 74–84. DOI: 10.35567/1999-4508-2012-4-7.
63. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Захарова О.К., Кокорев В.А., Ренева С.А., Стрельченко Ю.Г. Гидрометеорологические условия волжского региона и современные изменения климата // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 5. С. 33–42.

REFERENCES

1. Kuzmin P.P. Snow cover melting process. *Gidrometeoizdat*, 1961. 350 p. (In Russ.).
2. Gerhard Krinner, Chris Derksen, Richard Essery, Mark Flanner, Stefan Hagemann... *ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. Geo/scientific Model Development*. 2018. No. 11. P. 5027–5049.
3. Menard Cecile B., Essery Richard, Krinner Gerhard, Arduini Gabriele, Bartlett Paul... Scientific and human errors in a snow model intercomparison. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2020. Vol. 102. No. 1. P. 61–79.
4. Gusev E.M., Nasonova O.N. Calculations of the snow cover formation based on the SWAP model of the ground/atmosphere interaction. *Ice and Snow*. 2019. No. 59 (2). P. 167–181 (In Russ.).
5. Nolin A.W. and Daly C.: Mapping «At Risk» Snow in the Pacific Northwest. *Journal of Hydrometeorology*. 2006. No.7. P. 1164–1171.
6. Deems J.S., Painter T.H. Lidar measurement of snow depth: accuracy and error sources. *Proceedings 2006 International Snow Science Workshop*. Telluride, Colorado, USA, International Snow Science Workshop, 2006. P. 330–338.
7. Prokop A., Schirmer M., Rub M., Lehning M., Stocker M. A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes. *Annual Glaciology*. 2008. Vol. 49. P. 210–216.

8. Ryan W.A., Doesken N.J., Fassnacht S.R. Evaluation of ultrasonic snow depth sensors for US snow measurements. *Journal of Atmosphere Oceanology Technology*. 2008. Vol. 25. P. 667–684.
9. Kogan R.M., Nazarov I.M., Fridman S.D. Basic gamma-spectroscopy of natural environments. M.: Atomizdat, 1969, 520 p. (In Russ.).
10. Loijens, U.S. Comparison of water equivalent of snow cover determined from airborne measurement of natural gamma radiation and from a snow course network. *Proceedings of Eastern Snow Conference*, 1974. Ottawa, Ontario. P. 112–122.
11. Zotimov N.V. Studies of the on-ground method of snow resources measurement with the use of the Earth gamma-radiation. *Proceedings of State Hydrological Institute*. 1968. Iss. 152. P. 25–36 (In Russ.).
12. Vorobyov V.A., Banshchikva L.S. About the snow cover remote monitoring: to commemorate 60th anniversary of the air/gamma/survey methods invention in Russia. *Fundamental and applied climatology*. 2022. Vol. 8. No. 4. P. 413–423 (In Russ.).
13. Ulaby F.T., Stiles W.H. The active and passive microwave response to snow parameters: 2. Water equivalent of dry snow. *Journal of Geophysical Researches Oceans*. 1980. No. 85. P. 1045–1049.
14. Singh K.K., Mishra V.D., Garg R.K. Microwave response of seasonal snow-cover measured by using a ground-based radiometer at 6.93 and 18.7 ghz frequencies and at dual polarization. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 2007. Vol. 35. P. 243–251.
15. Shvetsov A.A., Belikov M.V., Bolshakov O.S., Ryskin V.G., Feygin A.M., Fedoseyev L.I., Korabovskiy A., Avershenko A.V. Snow cover remote sensing in the wavelength millimeter range. *Latest news of institutions of higher education. Radio/physics*. 2017. Vol. 110. No. 3. P. 231–240 (In Russ.).
16. Tkachenko N.S., Lygin I.V. Application of GRACE satellite mission for solving of geological and geographical tasks. *Moscow University newsletter*. 2017. Series 4. Geology. No. 2. P. 3–7 (In Russ.).
17. Schmidt R. and Coauthors. GRACE observations of changes in continental water storage. *Global Planetary Change*, 2006. No. 50. P.112–126.
18. Churyulin E.V., Kopeykin V.V., Rozinkna I.A., Frolova N.L., Churtulina A.G. Analysis of the snow cover characteristics based on satellite and model data for different watersheds on the European territory of the Russian Federation. *Hydro/meteorological studies and forecasts*. 2018. No. 2 (368). P. 120–143 (In Russ.).
19. Tikhonov V.V., Sokolova Y.V., Boyarskiy D.A., Komarova N.Y. About possibilities of the snow cover snow resource restoration according the satellite microwave radiometry data. *Current problems of the Earth remote sensing from cosmos*. 2021. Vol. 18. No. 5. P. 47–64 (In Russ.).
20. Wrzesien, M.L., Durand M.T., Pavelsky T.M., Howat I.M., Margulis, S.A., Huning, L.S. Comparison of methods to estimate snow water equivalent at the mountain range scale: A case study of the California Sierra Nevada. *Journal of Hydrometeorology*. 2017. No. 18. P. 1101–1119.
21. Taheri M. and Mohammadian A. An Overview of Snow Water Equivalent: Methods, Challenges and Future Outlook. *Sustainability*. 2022. No.14. 11395. P. 1–45.
22. Uryvayev P.A. Water output from snow in the field and in the forest. *Meteorology and hydrology*. 1955. № 4. C. 34–45.
23. Kattelmann R. Spatial variability of snow-pack outflow at a site in Sierra Nevada, U.S.A. *Annals of Glaciology*. 1989. Vol. 13. P.124–128.
24. Kattelmann R. Snowmelt lysimeters in the evaluation of snowmelt models. *Annals of Glaciology*. 2000. Vol. 31. P. 405– 410.
25. Tekeli A.E., Sorman A.A., Sensoy A., Sorman A.U. Design, Installation of a Snowmelt Lysimeter and Analysis for Energy Mass Balance Model Studies In Turkey. 60th. *Eastern Snow Conference Sherbrooke*. Québec, Canada, 2003. P. 43–57.
26. Rucker A., Zappa M., Boss S., Freyberg J. An optimized snowmelt lysimeter system for monitoring melt rates and collecting samples for stable water isotope analysis. *Journal of Hydrological Hydro-mechanics*. 2019. No. 67. P. 20–31.
27. Webb R.W., Williams M.W., Erickson T.A. The spatial and temporal variability of meltwater flow paths: insights from a grid of over 100 snow lysimeters. *Water Resources Research*. 2018. Vol. 54. No. 2. P. 1146–1160.
28. Gang Zhou, Manyi Cui, Junhong Wan and Shiqiang Zhang. A Review on Snowmelt Models: Progress and Prospect. *Sustainability*. 2021. Vol. 13. No. 20. P. 1–27.

29. Martinec J., Rango A. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*. 1986. No. 84. P. 197–219.
30. Anderson E.A., Monroe J.C. National Weather Service River Forecast System. *Journal of Hydrology Division*. 1973. Vol. 100. P. 621–630.
31. Zuzel J.F., Cox L.M. Relative importance of meteorological variables in snow melt. *Water Researches*. 1975. Vol. 11. P. 174–176.
32. Cazorzi F., Fontana G.D. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*. 1996. No. 181. P. 169–187.
33. Hock R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*. 1999. No. 45. P. 101–111.
34. Anderson E.A. Development and testing of snow pack energy balance equations. *Water Resources Researches*. 1968. No. 4. P. 19–37.
35. Anderson E.A. A point of energy and mass balance model of snow cover. NOAA. *Technical Reports NWS*. 1976. No. 19. P. 138–144.
36. Kuchment L.S., Demidov V.E., Motovilov Y.G. Formation of the river runoff. M.: Nauka, 1983. 216 p. (In Russ.).
37. Yen Y.C. Effective thermal conductivity of ventilated snow. *Journal of Geophysical Researches*. 1962. No. 67. P. 1091–1098.
38. Colbeck S.C. A theory of water percolation in snow. *Journal of Glaciology*. 1972. No. 11(63). P. 369–385.
39. Wankiewicz A. A review of water movement in snow. *Proceedings modeling of snow cower runoff*. US Army CRREL. Hanower, 1978. NH. P. 222–252.
40. Morris E.M., Godfray J. The European hydrological system snow routine. *Proceedings modeling of snow cower runoff*. US Army CRREL, Hanower, 1978. NH. P. 269–278.
41. Morris E.M. Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting. *Annals of Glaciology*. 1983. No. 4. P. 198–203.
42. Harlan R.L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resources Researches*. 1973. No. 9. P. 1314–1323.
43. Flerchinger G.N., Hanson C.L. Modeling Soil Freezing and Thawing on a Rangeland Watershed. *Trans Asia Pacific*. 1989. No. 32. P. 1551–1554.
44. Gelfan A. Physically based model of heat and water transfer in frozen soil and its parameterization by basic soil data, predictions in ungauged basins. *Promises Program*. 2006. No. 303. P. 293–304.
45. Brun E., David P., Sudul M., Brunot G. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*. 1992. Vol. 38. No. 128. P. 13–22.
46. Kalyuzhnyi I.L., Lavrov S.A. Hydro/physical processes at a catchment. SPb: Nestor-Istoriya, 2012. 615 p. (In Russ.).
47. Lavrov S.A. Physical/mathematical model of hydro/physical processes of the runoff formation during a climate year. “GGI –GIDROFIZIKA” model. *Meteorology and hydrology*. 2023. No. 12. P. 57–68 (In Russ.).
48. Lavrov S.A. Influence of meteorological factors, snow properties and climate 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 (In Russ.).
49. Shutov V.A. Result of observations of water outcome from snow at waterproof sites. *Proceedings of GGI*. 1986. Iss. 308. P. 142–151 (In Russ.).
50. Kuhn M. Micro-meteorological conditions for snow melt. *Journal of Glaciology*. 1987. Vol. 33. No. 113. P. 24–26.
51. Qiang Fu, Peng Li, Tianxiao Li, Song Cui, Dong Liu, Peiru Yan and Hongguang Chen. Analysis of characteristic snow parameters and associated factors in a cold region in northeast China. *Water Science & Technology: Water Supply*. 2018. P. 1–8.
52. Matthew Y.T. Tsui. Changing Snowmelt Conditions in the Western Canadian Arctic. *Theses and Dissertations (Comprehensive)*. 2022. P. 1–97.
53. Gusev E.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Shurkhno E.A. Scenario forecasts of the snow resources change due to possible climate change in different regions of the terrestrial globe. *Water resources*. 2021. Vol. 48. No 1. P. 100–113 (In Russ.).

54. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20km-mesh Global Atmospheric Model. *SOLA*, 2005. Vol. 1. P. 093–096.
55. Foster J.L., Cohen J., Robinson D.A., Estilow T.W. A look at the date of snowmelt and correlations with the Arctic Oscillation. *Annals of Glaciology*. 2013. Vol. 54(62). P. 196–204.
56. López-Moreno J.I. Goyette S. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*. 2009. Vol. 374. Iss. 3–4. P. 384–396.
57. Christoph Marty. Climate Change and Snow Cover in the European Alps. The Impacts of Skiing on Mountain Environments, 2013. P. 30–44.
58. Vorkauf M., Marty Chr., Kahmen A., Hiltbrunner E. Past and future snowmelt trends in the Swiss Alps: the role of temperature and snowpack Climatic Change. 2021. Vol. 165. No. 44. P. 1–19.
59. Kraaijenbrink P.D.A., Stigter E.E., Yao T. Walter W. Immerzeel Show. Climate change decisive for Asia's snow meltwater supply. *Nature Climate Change*. 2021. Vol. 11. P. 591–597.
60. Yong Yang, Rensheng Chen, Guohua Liu, Zhangwen Liu, and Xiqiang Wang. Trends and variability in snowmelt in China under climate change. *Hydrology Earth System Sciences*, 2022. Vol. 26. P. 305–329.
61. Lavrov S.A., Kalyuzhnyi I.L. Influence of the climate change on the spring high-water runoff and its formation factors in the Volga River basin. *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2016. No. 6. P. 42–60. DOI: 10.35567/1999-4508-2016-6-4 (In Russ.).
62. Lavrov S.A., Kalyuzhnyi I.L. Physical processes and regularities of formation of winter and spring runoff of the Volga River basin rivers under the conditions of the climate change. *Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management*. 2012. No. 4. P. 74–84. DOI: 10.35567/1999-4508-2012-4-7 (In Russ.).
63. Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Zhiltsova E.L., Zakharova O.K., Kokorev V.A., Reneva S.A., Strelchenko Y.G. Hydro/meteorological conditions of the Volga region and contemporary climate change. *Meteorology and hydrology*. 2011. № 5. P. 33–42 (In Russ.).

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