

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190

Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях

© 2018 г. А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes

A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin, G.A. Chernyakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received August 15, 2017

Accepted December 20, 2017

Keywords: *climatic changes, field, forest, snow cover, snow storage, wind speed.*

Summary

In 1966-2010, snow surveys were simultaneously performed in forests and fields on the Russian plain territory. This made it possible to analyze characteristics of snow storages on fields and in forests as well as a dynamics of them under the present-day climate changes. Data of 81 weather stations located on the territory were used. According to data of these stations for the period 2001–2010 we obtained the following estimates for the maximal snow storage values, on average: for 20 stations located on the European territory of Russia to the north of 60° N – 167 mm in forests and 162 on fields; for 44 stations to the south of 60° N – 118 and 116 mm, respectively; for 10 stations in the south of West Siberia – 125 and 107 mm; and for 7 stations in the East Siberia – 64 and 70 mm. As one can see the last region is characterized by the opposite relation between forest and field conditions. Comparison of these values with similar data for the period 1966-2000 demonstrated that maximal snow storages decreased in forests by 7% but in fields they increased by 2%. The ratio of the maximum snow storage in the forest to their value in the field (i.e. a coefficient of snow reserve) for the periods 1981–1990, 1991–2000, and 2001–2010 are 1.15; 1.11 and 1.03, respectively. One of the reasons for the equalization of snow storage in forest and field may be changes of intensity and duration of snowstorms. In the calendar winters of 2001-2010, the average number of observations at weather stations with wind speeds over 10 m/s decreased relative to 1966-2010: in the European part of Russia - by factor of 8.9 times, and in Western and Eastern Siberia – by 2.0 and 1.9 times, respectively. In the European part of Russia, the number of observation periods when wind speed from 6 to 10 m/s was observed decreased by 1.9 times.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 183–190. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190

Поступила 15 августа 2017 г.

Принята к печати 20 декабря 2017 г.

Ключевые слова: *климатические изменения, коэффициент снегонакопления, лес, поле, скорость ветра, снегозапасы, снежный покров.*

Проведено сравнение снегозапасов в лесу и в поле за десятилетия с 1981 по 2010 г. Для метеостанций с наибольшей изменчивостью коэффициента снегозапасов на Европейской части России, в Западной и Восточной Сибири установлены изменения по десятилетиям числа наблюдений на метеостанциях со скоростями ветра в диапазоне 6–10 м/с и более.

Введение

Снежный покров влияет на многие природные процессы и явления, а также на хозяйственную деятельность человека. Среди параметров, опре-

деляющих свойства снежного покрова, наиболее важны высота, плотность снега и снегозапасы. Высота и плотность снежного покрова совместно с его стратиграфией влияют на термическое сопротивление снежного покрова и термический режим

почв [1–4], а снегозапасы во многом определяют весенний сток, влажность грунта, вызывают опасные гидрологические явления [5]. Для выяснения параметров снежного покрова проводят регулярные снегосъёмки в лесу и в поле, понимая, что это соотношение не может оставаться неизменным при климатических изменениях. Оно зависит от многих параметров: ветрового переноса снега, интенсивности снеготаяния во время зимних оттепелей; разнице в испарении с поверхности снега.

Массовые измерения показывают, что в лесу запасы воды в снеге, скапливающиеся к началу снеготаяния, больше, чем в поле. Процесс накопления снега в лесу — сложная функция многих факторов, прежде всего его таксационных характеристик (породный состав лесонасаждений, полнота, ярусность, возраст, сомкнутость лесного полога), а также метеорологических условий периода снегонакопления. Для оценки влияния таксационных характеристик леса на снегозапасы в исследовании [6] проанализированы результаты снегосъёмок 50 гидрометеорологических станций, расположенных в различных физико-географических условиях. По этим данным для лесов с разными таксационными характеристиками был определён коэффициент снегонакопления K_d — отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле.

Наибольшие снегозапасы отмечены в лиственных взрослых лесах средней густоты. Коэффициент снегонакопления в таких лесах изменяется от 1,30 до 1,70 при среднем значении 1,50. Лишь в густых лиственных лесах он достигает 1,90. Густой взрослый хвойный лес задерживает снег почти так же, как и молодой лиственный лес средней густоты; значение K_d изменяется от 1,20 до 1,60 при среднем значении соответственно 1,43 и 1,40 [6]. Яблоневые взрослые сады средней густоты, сосновый молодой лес и сад редкой густоты показывают значения K_d равные 1,37; 1,30 и 1,30 соответственно. Наименьшим значением (1,20) характеризуются смешанные леса редкой и средней густоты.

Строгой зональной закономерности в изменении коэффициента снегонакопления K_d нет. Это обусловлено тем, что коэффициент снегонакопления в определённой степени зависит от таксационных характеристик леса, в распределении которых по территории также отсутствует какая-либо закономерность. Из анализа материалов снегосъёмок следует, что амплитуда колебания коэффициента снегонакопления K_d по территории

невелика и за редким исключением превышает 1,10–2,40. Почти в 75% случаев значения данного коэффициента не выходят за пределы 1,30–2,00, что позволяет при расчёте аккумуляции снега в лесу использовать его среднее значение, равное 1,60 [6]. Среди факторов, отрицательно влияющих на снегонакопление в лесу, — задержка снега кронами деревьев с последующим его испарением.

В работе [7] рассмотрены соотношения между выпавшими осадками и снегозапасами для различных типов подстилающей поверхности. Наибольшие снегозапасы характерны для мелколиственного леса, для которого K_d принималось равным единице. Получены значения K_d и для других ландшафтов: зарастающих сельхозугодий, мозаике сельхозугодий и лесов — 0,95; безлесной территории, болот, горных тундр — 0,91; смешанного леса — 0,85; тёмнохвойного леса — 0,76; соснового леса — 0,76; урбанизированных земель — 0,85. Влияние климатических изменений на снегозапасы на территории Предбайкалья анализируется в работе [8], авторы которой отмечают, что устойчивые изменения максимальных снегозапасов в лесу чаще всего положительны. Так, наибольший рост снегозапасов на лесных участках характерен для Южно-сибирской горно-таёжной области — 10–21 мм за 10 лет. При небольшом числе устойчивых тенденций снегозапасы увеличились до 4–8 мм за 10 лет на полевых участках Среднесибирской таёжной области. В южной части Предбайкалья, на территории Иркутско-Черемховской равнины, наблюдается тенденция уменьшения снегозапасов в лесу с 3,2 см за 10 лет на станции Бохан до 8,9 см за 10 лет на станции Тулун и в поле — с 1,1 см за 10 лет до 5,9 см за 10 лет соответственно [9]. При этом максимальные снегозапасы зафиксированы в лесу.

Для междуречья Оби и Иртыша в условиях Васюганья коэффициент снегонакопления K_d для лесостепи составляет 1,25–1,50, а для тайги — 1,15–1,25 [10]. По данным 10-летних снегомерных съёмок на отрогах Васюганского болота (1994–2004 гг.) коэффициент снегонакопления в лесоболотной группе микроландшафтов изменялся в пределах 1,14–1,16; в группе рямов (средний и мелкий) и грядово-мочажинном комплексе — в пределах 1,25–1,27 [11]. На коэффициент снегонакопления K_d влияет также снежность зимы [6]. Так, для группы залесённых водосборов Нижнедевицкой водно-балансовой станции (расположена в верхней части водосбора р. Девица,

правобережного притока р. Дон) коэффициент K_d для малоснежной зимы равен 1,70, средней по снежности — 1,40, многоснежной — 1,15.

В работе [12] при анализе изменчивости снегозапасов на заболоченных водосборах левобережья средней Оби установлено, что независимо от типа атмосферной циркуляции (циклонического или антициклонического) снегозапасы за зиму на полевых участках всегда меньше, чем в лесу или на болотном массиве. На этот же факт указывается и в исследовании [13], в котором по данным 22 полевых и 24 лесных снегомерных маршрутов на водосборе Воткинского водохранилища в зимы с 2012/13 по 2014/15 гг. максимальные снегозапасы в поле составили 150–170 мм, что приблизительно на 40 мм ниже, чем в лесу.

Тенденции изменения снегозапасов в лесу и в поле отмечают и в работе [14]. Для России установлена тенденция увеличения максимальных за зиму снегозапасов с 1976 по 2015 г. по данным маршрутных наблюдений в поле. Средний для России снегозапас по данным маршрутных снегосъёмок в поле увеличился на 2,12 мм за 10 лет. При этом наблюдается рост снегозапасов в поле в центральных районах Европейской части России, в северных и южных районах Западной Сибири, на Камчатке, Сахалине и в Приморье. Однако по данным маршрутных наблюдений в лесу на территории России преобладают тенденции уменьшения максимального за зиму снегозапаса. При этом в Прикамье, Восточной Сибири и на севере Якутии выделяются отдельные области с положительными значениями коэффициентов линейного тренда снегозапасов в лесу. Наиболее обширная зона положительных коэффициентов линейного тренда охватывает южные районы Хабаровского края, Приморье и Сахалин. Приведённые данные показывают, что при климатических изменениях из-за разницы в росте снегозапасов в лесу и в поле коэффициент снегонакопления будет меняться. И изменения эти имеют пространственно-временной характер.

Цель настоящей работы — определить динамику соотношения снегозапасов в лесу и в поле при климатических изменениях. Отметим, что снегонакопление в лесу зависит от таксационных характеристик леса, поэтому анализировать влияние климатических изменений на коэффициент снегонакопления можно только для одного и того же снегомерного маршрута в лесу. Сравнивать снегонакопление в лесу и в поле необходимо для

одной метеостанции, так как в этом случае влияние изменчивости атмосферных осадков на небольшой территории над лесом и полем будет минимальным. Материалы маршрутных снегомерных съёмок, начиная с 1966 г., а также координаты и названия метеорологических станций России, содержащие индекс ВМО, приведены на сайте института ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>).

Влияние климатических условий на снегозапасы в лесу и в поле

Рассмотрим влияние климатических условий на снегозапасы в лесу и в поле на равнинной территории России. В 2000–2010 гг. для многих регионов были характерны аномально высокие среднегодовые температуры воздуха [15]. Выявлены региональные особенности скорости потепления климата и вычислены тренды среднегодовой температуры воздуха за периоды 1965–2000 и 2000–2010 гг., что позволило проследить современные тенденции изменения климата. Практически эти же временные интервалы (1966–2000 и 2001–2010 гг.) рассмотрены в работе [16] для оценки средних многолетних значений толщины и плотности снежного покрова в разные месяцы. Причём из-за проблемы выбора исключались метеостанции, на которых маршрутные снегосъёмки выполнялись как в лесу, так и в поле. Однако для многих практических задач (сельское и лесное хозяйство, функционирование растений и животных, более точный учёт альбедо поверхности и величин стока и т.п.) представляет интерес анализ влияния климатических изменений на соотношение снегозапасов в поле и в лесу.

Рассмотрим *динамику снегозапасов в лесу и в поле*. Для этого выберем метеостанции, для которых имеются маршрутные снегосъёмки и в поле, и в лесу. Из 517 метеостанций с маршрутными снегосъёмками, представленных на сайте ВНИИГМИ-МЦД, 81 метеостанция имеет данные маршрутных снегосъёмок одновременно и в лесу, и в поле. При этом большая часть метеостанций (64) расположена в Европейской части России, 10 — в Западной Сибири и 7 — в Восточной Сибири. На рис. 1 показано распределение снегозапасов в лесу и в поле в период 2001–2010 гг. для метеостанций со снегосъёмками и в лесу, и в поле. Диапазон изменения снегозапасов по цветовой шкале для леса и поля и в целом характер распределения снегоза-

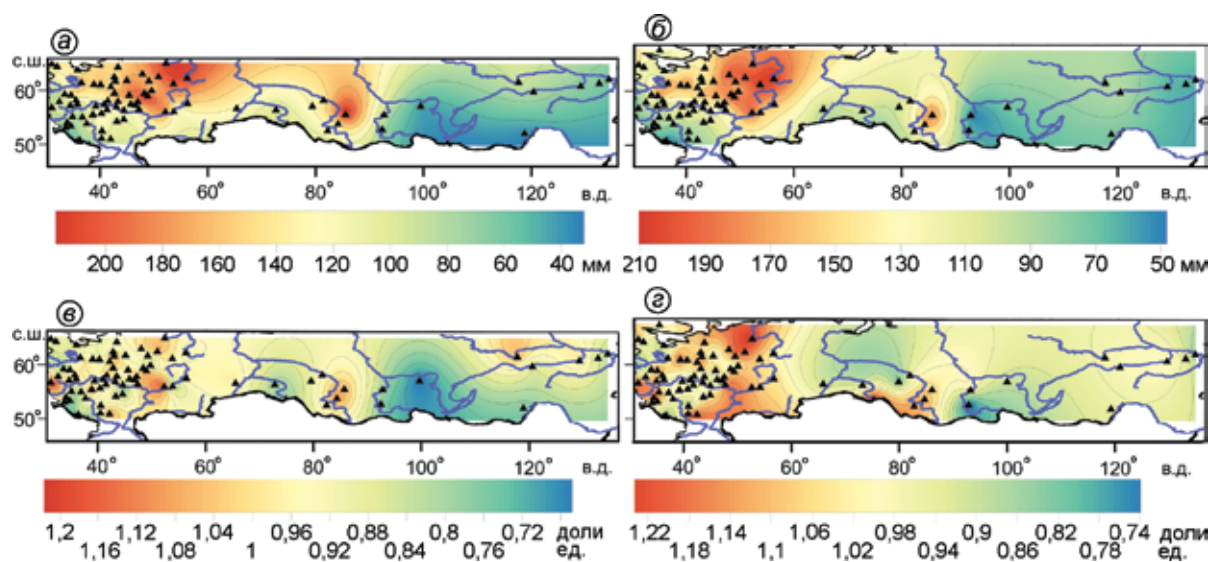


Рис. 1. Снегозапасы в лесу (а) и поле (б) за 2001–2010 гг. и отношение снегозаписа за период 2001–2010 гг. к периоду 1966–2000 гг. в лесу (в) и поле (г).

Треугольники – места расположения метеостанций

Fig. 1. Snow storage in the forest (а) and in the field (б) for 2001–2010 and ratio of snow storage for 2001–2010 to 1966–2000 in the forest (в) and in the field (г)

Triangles are the location of weather stations

пасов сохраняются. Однако в восточной части Европейской части в поле произошёл более значительный рост снегозапасов в период 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг.

Для рассмотренных 64 метеостанций на территории Европейской части России диапазон изменения снегозапасов в лесу за 2001–2010 гг. составляет 43–216 мм, а в поле – 47–212 мм. Наибольшие снегозапасы, порядка 180–200 мм, приходятся на районы центра Европейской части России, западнее рек Печора и Кама. Средние значения максимальных снегозапасов для рассмотренных 64 метеостанций в лесу составляют 133 мм, а в поле – 131 мм (для 81 метеостанции эти величины равны 125 и 124 мм соответственно). При этом для 20 метеостанций, расположенных севернее 60° с.ш., снегозапасы в лесу и в поле составляют 167 и 162 мм соответственно. Для 44 метеостанций, находящихся южнее 60° с.ш., снегозапасы значительно ниже: в лесу – 118 мм, в поле – 116 мм. Для 10 станций юга Западной Сибири снегозапасы в лесу и поле составляют 125 и 107 мм соответственно. Семь метеостанций Восточной Сибири показали обратную зависимость: 64 и 70 мм соответственно. Для всех рассмотренных метеостанций отношение снегозапасов в лесу за 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. составляет 0,93, тогда как для поля – 1,02

(см. рис. 1, а и б). Таким образом, за указанные периоды снегозапасы в лесу уменьшились на 7%, тогда как в поле они увеличились на 2%.

Сравнение снегозапасов в лесу и в поле

Определим отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле (коэффициент снегонакопления $K_{\text{л}}$) за разные периоды. В 2001–2010 гг. этот коэффициент изменяется от 0,65 до 1,65 (рис. 2). Отношение величины $K_{\text{л}}$ за период 1981–1990 гг. к периоду 2001–2010 гг. составляет 0,8–1,45, а за период 1991–2000 гг. к периоду 2001–2010 гг. – 0,9–1,4. Наибольшие изменения за эти периоды произошли на юге Европейской части России, в бассейне р. Ангара и на юге Западной Сибири. В центральной части Европейской России и в Западной Сибири изменения небольшие. Для Европейской России за период 2001–2010 гг. среднее значение $K_{\text{л}} = 1,02$ (по отдельным станциям различие может быть более 40%), для Западной Сибири – 1,18, для Восточной Сибири – 0,89. Отношение $K_{\text{л}}$ за периоды 2001–2010 гг. к 1966–2010 гг. составило в среднем для метеостанций Европейской России, Западной Сибири и Восточной Сибири 0,91; 0,93 и 0,90 соответственно (см. рис. 2, б).

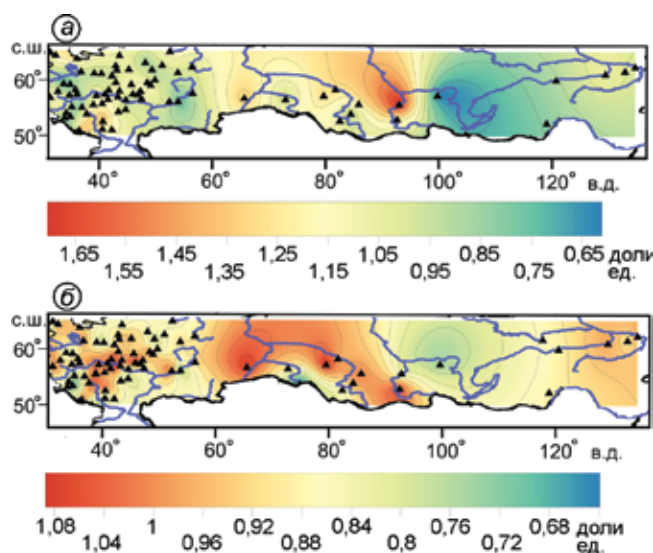


Рис. 2. Отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле K_d за 2001–2010 гг. (а) и отношение величины K_d за период 2001–2010 гг. к периоду 1966–2000 гг. (б)

Fig. 2. The ratio of snow storage in the forest to their value in the field K_d for 2001–2010 (a) and ratio of quantity K_d for period 2001–2010 to 1966–2000 (b)

Средние значения коэффициента снегонакопления K_d для всех рассмотренных метеостанций за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. были равны 1,15; 1,11 и 1,03 соответственно. Для периода 1966–2000 гг. $K_d = 1,12$. Это показывает снижение величины K_d в 1981–1990 и 1991–2000 гг. относительно периода 2001–2010 гг. в 1,11 и 1,07 раза соответственно. Для 24 метеостанций из 81 величина K_d за период 1981–1990 гг. превышает 20%. На этих метеостанциях среднее значение коэффициента K_d за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составило соответственно 1,41; 1,31 и 1,15. Значит, до 2000 г. по сравнению с 2001–2010 гг. значительно больше снега аккумулировалось в лесу (см. рис. 2). В результате снегозапасы и в лесу, и в поле при современных климатических изменениях значительно сблизились.

Рассмотрим, с чем связано снижение снегозапасов в лесу и небольшой рост в поле. В работе [17] при анализе влияния погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков по Северной Евразии за периоды 1958–1984 и 1985–2010 гг. отмечается, что практически на всей территории России со временем поправки к измеренным осадкам уменьшаются. Среди возможных причин этого — ослабление зимних скоростей ветра в Арктике. Так, в Томской области за

последнее время среднее число дней с метелями уменьшилось в 3–6 раз [18].

Влияние климатических изменений на скорость ветра

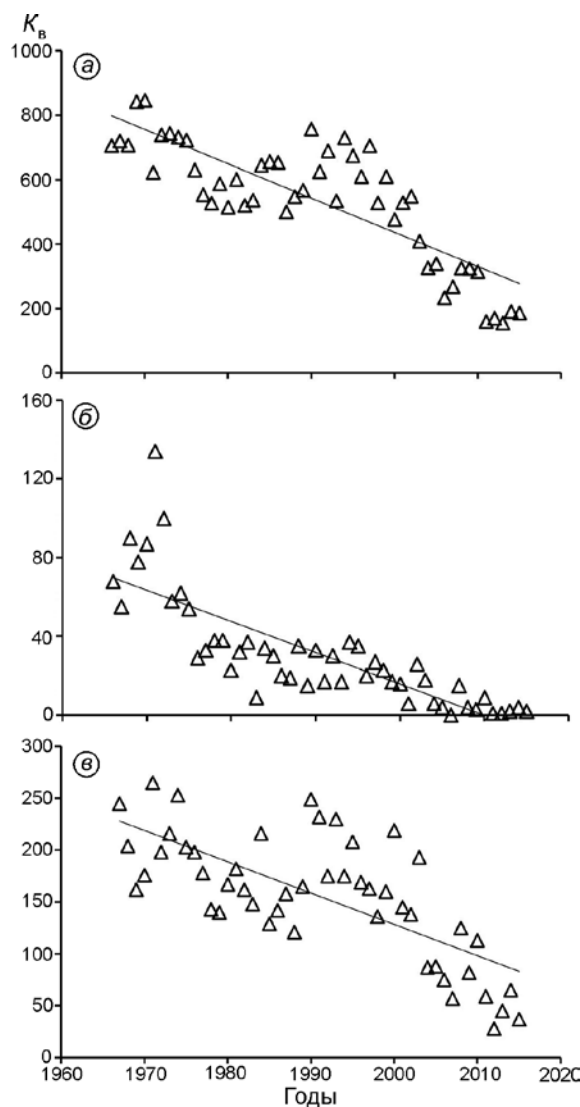
Потепление климата приводит к изменению скорости ветра. Скорость ветра влияет на метелевый перенос снега и его структуру при выпадении на поверхность земли [19]. При скоростях ветра 6–10 м/с возникает *низовая метель*, т.е. перенос снега ветром с поверхности снежного покрова в слое высотой несколько метров. При *общей метели* (скорость ветра 10–20 м/с) происходит интенсивный перенос снега ветром в приземном слое атмосферы, достаточно развитый по вертикали, что не позволяет установить, выпадает снег из облаков или переносится только снег, поднятый с поверхности снежного покрова. При общей метели максимальный снегоперенос в несколько раз больше, чем при низовой метели. Подчеркнём, что основной перенос снега происходит при низовой метели, так как число таких метелей на порядок больше числа общих метелей. На метеостанциях скорость ветра измеряется в установленные сроки наблюдений восемь раз за сутки. Данные по значениям скорости ветра приведены на сайте института ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>). Мы будем оценивать число наблюдений за год и за три зимних месяца, когда скорости ветра находятся в диапазоне 6–10 м/с и когда скорости ветра превышают значения 10 м/с. Число таких наблюдений обозначим K_v .

Определим, как часто менялась скорость ветра на метеостанциях со значительным изменением отношения снегозапасов в лесу к их значению в поле (коэффициент K_d) (за исключением метеостанции Тайга) за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. (таблица). На всех рассмотренных метеостанциях число наблюдений K_v при скорости ветра за год более 10 м/с в 2001–2010 гг. снижается относительно периода 1966–2000 гг.: в Европейской части России — в 6,4 раза, в Западной и Восточной Сибири — в 2,1 и 1,4 раза соответственно (см. таблицу). Величина K_v при средней скорости ветра за год 6–10 м/с снижается в Европейской части России в 2 раза, а в Западной Сибири — в 1,4 раза и растёт в Восточной Сибири в 1,1 раза. Наибольшее снижение величины K_v зафиксировано на метеостанциях Европейской России.

Метеостанции, выбранные для анализа динамики скорости ветра, значения коэффициента K_d и число наблюдений за год и календарную зиму при разной скорости ветра

Номер и название метеостанции	Широта	Долгота	Коэффициент $K_{\text{л}}$	Число наблюдений за год при скорости ветра, м/с		Число наблюдений за зиму при скорости ветра, м/с	
	градусы			6—10	более 10	6—10 м/с	более 10 м/с
Европейская часть России							
22408. Калевала	65,22	31,17	1,36*/1,08	257/100	7/4	70/23	2/1
23405. Усть-Цильма	65,43	52,27	1,48/1,21	639/362	41/9	185/110	13/3
28418. Сарапул	56,47	53,73	0,97/0,71	302/173	29/3	100/51	10/1
34202. Готня	50,80	35,77	1,15/0,90	453/239	65/12	145/82	27/3
34321. Валуйки	50,22	38,10	1,64/1,26	184/51	36/0	56/22	17/0
Западная Сибирь							
29923. Ребриха	53,07	82,30	1,29/1,10	445/417	151/76	133/134	66/35
29570. Красноярск (опытное поле)	56,03	92,75	2,25/1,79	241/109	17/1	94/48	9/0
29541. Тайга	56,07	85,62	1,23/1,24	464/315	57/28	166/119	22/13
Восточная Сибирь							
29393. Червянка	57,65	99,53	0,81/0,60	164/176	16/14	28/31	3/2
24944. Олекминск	60,40	120,42	1,01/0,89	156/172	10/4	23/33	1/0

*В числителе – данные за 1966–2000 гг., в знаменателе – за 2001–2010 гг.



Тенденция снижения числа наблюдений при скорости ветра более 10 м/с сохраняется для всех рассмотренных метеостанций за календарную зиму (декабрь–февраль): в Европейской части России – в 8,9 раза, в Западной и Восточной Сибири – в 2 и 1,9 раза соответственно. Число наблюдений на метеостанциях со средней скоростью ветра 6–10 м/с за календарную зиму снизилось в Европейской России в 1,9 раза, а в Западной Сибири – в 1,3 раза. Для метеостанций Восточной Сибири величина K_b увеличилась в 1,3 раза при её небольших значениях. Зимняя и годовая скорости ветра в диапазоне 6–10 м/с в Восточной Сибири в несколько раз меньше, чем в Западной Сибири и в Европейской России. Причём при скоростях ветра более 10 м/с это различие ещё больше. Из 720 наблюдений за три зимних месяца в Восточной Сибири только 1–3 наблюдения получены при скорости более 10 м/с. На Европейской части России и в Западной Сибири скорости ветра сравнимы. Типичная картина изменения числа наблюдений K_b со скоростями ветра 6–10 м/с и более 10 м/с с 1966 по 2015 г. за год и календарную зиму представлена на рис. 3.

Рис. 3. Число сроков наблюдений K_b на метеостанции № 23405 (Усть-Цильма, Европейская часть России) за скоростью ветра за год (а, б) и календарную зиму (в) при скоростях ветра 6–10 м/с (а, в) и более 10 м/с (б) за период с 1966 по 2015 г.

Fig. 3. Amount of observations terms K_b at weather station № 23405 (Ust-Tsilma, European Russia) over wind speed for a year (a, б) and calendar winter (в) under wind speed of 6–10 m/s (a, в) and more than 10 m/s (б) for period 1966 to 2015

Заключение

Выполненные исследования показали, что на равнинной территории России средние значения коэффициента снегонакопления K_d (отношение снегозапаса в лесу к его значению в поле) для всех метеостанций со снегосъёмками в лесу и в поле за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составляют 1,15; 1,11 и 1,03 соответственно. Для 24 метеостанций из 81, на которых проводились маршрутные снегосъёмки и в лесу, и в поле, коэффициент снегонакопления K_d за период 1981–1990 гг. превышает 20%. Для этих метеостанций средние значения K_d за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составили 1,41; 1,31 и 1,15 соответственно. Эти данные говорят о том, что до 2000 г. значительно больше снега аккумулировалось в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг. Причина заключается в уменьшении числа метелей. Так, на метеостанциях Европейской части России, где фиксируется наибольшее изменение снегозапасов, число наблюдений со скоростями ветра в диапазоне 6–10 м/с уменьшилось за календарную зиму в 2001–2010 гг. в 1,9 раза по сравнению с периодом 1966–2000 гг., тогда как за это же время в Западной Сибири оно снизилось в 1,3 раза. Ещё больше уменьшилось число наблюдений скорости ветра более 10 м/с: в Европейской части России в 8,9 раза, в Западной и Восточной Сибири – в 2,0 и 1,9 раза соответственно. Наиболь-

шие изменения в перераспределении снегозапасов в лесу и в поле произошли в 2001–2010 гг.

Благодарности. Обработка и анализ архивных материалов выполнялись в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам» (рег. № 01201352474 (0148-2014-0006), а картографирование и оценка снегозапасов – при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11 «Влияние современных изменений климата на формирование аномалий снежного покрова, осадков и термического режима грунта в регионах Северной Евразии».

Acknowledgements. Analysis and processing of archival materials was carried out within the framework of fundamental scientific project «Assessments of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with the identification of data on reference glaciers» (reg. № 01201352474 (0148-2014-0006), and mapping with the support of the Fundamental Research Program of the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences № 11 «Influence of modern climate changes on the formation of snow cover anomalies, precipitation and thermal regime of soil in the regions of Northern Eurasia».

Литература

References

1. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 52–59.
2. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112.
3. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 52–60. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-52-60.
4. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
1. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (4): 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59. [In Russian].
2. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2016, XX (3): 105–112. [In Russian].
3. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 52–60. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-52-60. [In Russian].
4. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (3): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
5. *Sneg: Spravochnik*. Handbook of Snow. Eds.: D.M. Gray, D.H. Male. Translated from English under the editorship of V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].

5. Снег: Справочник / Ред.: Д.М. Грей, Д.Х. Мэйл / Пер. с англ. под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 751 с.
6. Мишон В.М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России: Дис. на соиск уч. степ. д-ра геогр. наук. Воронеж: Воронежский гос. пед. ун-т, 2007. 65 с.
7. Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105–114.
8. Максютова Е.В. Многолетние колебания толщины снежного покрова и максимальных снегозапасов на территории Предбайкалья // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 40–47. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-40-47.
9. Максютова Е.В., Густокашина Н.Н. Изменение характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины // География и прир. ресурсы. 2009. № 4. С. 87–92.
10. Бураков Д.А., Авдеева Ю.В., Петров А.И., Адамович А.А., Ромаско В.Ю., Игловская Н.В., Перепечина И.В. Гидролого-математические модели в прогнозах речного стока сибирских рек // География и окружающая среда. СПб.: Наука, 2003. С. 242–253.
11. Петров А.И., Инишев Н.Г., Дубровская Л.И. Закономерности формирования снегозапасов на заболоченном водосборе южно-таежной зоны Западной Сибири // Вестн. Томского гос. ун-та. Сер. естеств. наук. 2012. № 360. С. 182–187.
12. Дубровская Л.И., Патрушева Н.Е. Анализ изменчивости снегозапасов на заболоченных водосборах левобережья средней Оби // Географический вестник. 2013. Вып. 2 (25). С. 40–45.
13. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Моделирование пространственного распределения снегозапасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 29–41.
14. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М.: изд. Росгидромета, 2016. 68 с.
15. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 33–36.
16. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 72–80.
17. Гройсман П.Я., Богданова Е.Г., Алексеев В.А., Черри Ж.Е., Булыгина О.Н. Влияние погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков и их тренды по Северной Евразии // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 29–43. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-29-43.
18. Борисова А.В., Журавлев Г.Г. Динамика метелей Томской области // Климатология и гляциология Сибири: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск: изд. ЦНТИ, 2012. С. 47–49.
19. Дюнн А.К. В царстве снега. Новосибирск: Наука, 1983. 161 с.
6. Mishon V.M. Theoretical and methodological foundations of resources of surface waters assessment in zones of insufficient and unstable humidification at European territory of Russia. Doctoral thesis in Geography. Voronezh: Voronezh State Pedagogical University, 2007. 65 p. [In Russian].
7. Shutov V.A., Kalyuzhny I.L. Analysis of spatial distribution of winter precipitation and snow storage in the catchment of Belaya river. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1997, 1: 105–114. [In Russian].
8. Maksyutova E.V. Long-term fluctuations of snow cover thickness and maximum snow storage in the Baikal area. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (2): 40–47. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-40-47. [In Russian].
9. Maksyutova E.V., Gustokashina N.N. Change in characteristics of climate of the cold period in the territory of Irkutsk-Cheremkhovo Plain. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2009, 4: 87–92. [In Russian].
10. Burakov D.A., Avdeeva Yu.V., Petrov A.I., Adamovich A.A., Romasko V.Yu., Iglovskaya N.V., Perepechina I.V. Hydrological-mathematical models in runoff forecasts of Siberian rivers. *Geography and Environment*. St. Petersburg: Nauka, 2003: 242–253. [In Russian].
11. Petrov A.I., Inishev N.G., Dubrovskaya L.I. Patterns of formation of snow storages on wetlands basins of south taiga zone of Western Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Seriya estestvennykh nauk*. Herald of Tomsk State University. Series of Natural Sciences. 2012, 360: 182–187. [In Russian].
12. Dubrovskaya L.I., Patrusheva N.E. Analysis of snow storage variability on wetlands basins of the left bank in middle Ob. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2013, 2 (25): 40–45. [In Russian].
13. Pyankov S.V., Shikhov A.N. Modeling the spatial distribution of snow cover on a large catchment area using satellite data. *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (4): 29–41. [In Russian].
14. *Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2015 god*. A report on climate features on the territory of the Russian Federation in 2015. Moscow: Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Roshydromet), 2016: 68 p. [In Russian].
15. Malkova G.V., Pavlov A.V., Skachkov Yu.B. Assessment of permafrost stability under contemporary climatic changes. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2011, XV (4): 33–36. [In Russian].
16. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 72–80. [In Russian].
17. Groisman P.Y., Bogdanova E.G., Alexeev V.A., Cherry J.E., Bulygina O.N. Impact of snowfall measurement deficiencies on quantification of precipitation and its trends over Northern Eurasia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (2): 29–43. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-29-43. [In Russian].
18. Borisova A.V., Zhuravlev G.G. Dynamics of blizzards in Tomsk Oblast. *Klimatologiya i glyatsiologiya Sibiri. Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii*. Proc. of the Intern. science conf. «Climatology and glaciology of Siberia». Tomsk, 2012: 47–49. [In Russian].
19. Dyunn A.K. *V tsarstve snega*. In the Realm of Snow. Novosibirsk: Nauka, 1983: 161 p. [In Russian].