

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ВЫСОТУ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСУ И ПОЛЕ В ПЕРВОЙ ДЕКАДЕ XXI ВЕКА

А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков

*Институт географии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия; alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

По данным метеостанций равнинной территории России проведено сравнение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова, измеренной по постоянной рейке и по маршрутной снегосъемке. Показано, что их значения могут отличаться в 0.6–1.9 раза. Построены карты максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле. Сравнение высоты снежного покрова за 2001–2010 гг. с периодом 1966–2000 гг. показало ее рост в поле на 7 % и снижение в лесу на 4 %. Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. составило 1.22 и 1.06 соответственно. Климатические изменения привели к уменьшению высоты снежного покрова в марте относительно ее максимальных значений.

Климатические изменения, высота снежного покрова, лес, поле

IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON SNOW DEPTH IN FOREST AND FIELD AREAS IN THE FIRST DECADE OF THE XXI CENTURY

A.V. Sosnovskiy, N.I. Osokin, G.A. Chernyakov

*Institute of Geography, RAS,
29, Staromonetniiy per., Moscow, 119017, Russia; alexandr_sosnovskiy@mail.ru*

Long-term mean maximum snow depths measured daily at a permanently mounted snow stake and along snow survey transects at Russian plainland weather stations differ by a factor of 0.6 to 1.9. Mapped maximum snow depths in forest and field areas show a 7 % increase at field sites but a 4 % decrease at forest sites in 2001–2010 relative to those in 1966–2000. The average ratio of mean maximum snow depths in the forest to the respective values in the field is 1.22 for 1966–2000 and 1.06 for 2001–2010. Climate change leads to reduction of March monthly snow depths relative to the long-term mean maximum values.

Climate change, snow depth, forest, field

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является защитной оболочкой деятельного слоя земной поверхности в районах с отрицательными температурами воздуха. Он оказывает огромное влияние на климат, гидротермический режим почв и грунтов, гидрологию рек и озер, жизнь растений и животных и многие другие процессы [Формозов, 1990; Осокин и др., 2006; Павлов, 2008]. Современные климатические изменения оказывают значительное воздействие на параметры снежного покрова и, следовательно, на указанные процессы и явления. В работе [Шерстюков, 2008] отмечено, что температура почв и грунтов в Сибири зависит главным образом от высоты снежного покрова. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова рассмотрено в ряде работ. Так, в [Шерстюков, 2009] отмечено, что наибольший рост толщины снежного покрова за 1991–2005 гг. относительно 1961–1990 гг. характерен для восточной части Европейской территории России (ЕТР), Западной и Восточной Сибири, Приморья и Камчатки. Незначительные отрицательные аномалии наблюдаются на небольших участках в западной части ЕТР, в Забайкалье, верховье Лены и на Чукотке. Статис-

тический анализ характеристик снежного покрова в Северной Евразии в базовый период (1951–1980 гг.) и период потепления (1989–2006 гг.) дан в работе [Шмакин, 2010]. При этом максимумы снеготолщин наблюдаются на Восточно-Европейской равнине – в Предуралье и бассейне р. Мезень, а минимумы – в Забайкалье и на юге Восточно-Европейской равнины. Наибольшая аккумуляция снега на севере Европы характерна для низовьев Печоры. В континентальной части Северной Евразии максимальная толщина снега – в среднем течении Енисея. В последние десятилетия наиболее значительный рост толщины снега отмечен на востоке ЕТР и в Западной Сибири. Очаги снижения толщины снежного покрова приурочены к низовьям Лены (до 12 см), северу Амурской области, югу Якутии (до 13 см) и юго-востоку Западной Сибири. В работе [Осокин, Сосновский, 2014] представлены карты распределения среднемесячных (ноябрь, январь, март) и максимальных толщины и плотности снежного покрова на территории России. Сравнение толщины снежного покрова за периоды 2001–2010 и 1966–2000 гг. показало, что в ноябре из-за потепления

климата толщина снежного покрова стала меньше на 40 % на северо-востоке Европейской территории России, в центральных районах Западной Сибири, а также на северо-востоке Сибири. При этом максимальная толщина снежного покрова за 2001–2010 гг. увеличилась до 40 % на севере Тюменской области, в ряде районов юга ЕТР и Западной Сибири. Вместе с тем на севере Якутии, в районах восточнее р. Лена, а также в центральных районах Восточной Сибири максимальная толщина снега снизилась на 5–15 %. В центральных районах ЕТР и отдельных районах юга Сибири и Дальнего Востока максимальная толщина снежного покрова увеличилась на 5–15 %.

Снежный покров характеризуется рядом параметров, среди которых наиболее важные – высота и плотность снежного покрова. Для их определения проводятся измерения высоты снежного покрова на метеостанциях по постоянной рейке и в ходе снегомерных работ на маршрутах в поле и лесу. Материалы маршрутных снегомерных съемок начиная с 1966 г., а также координаты и названия метеорологических станций России, содержащих индекс ВМО (номер метеостанции, утверждаемый Всемирной метеорологической организацией – ВМО), приведены на сайте института ВНИИГМИ–МЦД [ВНИИГМИ–МЦД, 2013]. Наблюдения за снежным покровом по регламенту маршрутных снегомерных съемок осуществляются через каждые 10 дней в течение холодного периода и каждые 5 дней в период интенсивного снеготаяния. Длина маршрута составляет 1 или 2 км (в поле и лесу). Каждые 10 м в лесу или 20 м в поле измеряется высота снежного покрова и каждые 100 м в лесу или 200 м в поле измеряется плотность снежного покрова. Измерения проводятся зимой три раза в месяц: 10-го, 20-го и в последний день каждого месяца. Весной перед началом и в период снеготаяния производятся учащенные снегомерки в каждый последний день пятидневки (5, 10, 15, 20, 25-го и последний день месяца).

По данным измерений высоты и плотности снежного покрова можно оценить его теплозащитную способность – одну из важных теплофизических характеристик снежного покрова. Теплозащитная способность снежного покрова определяется его термическим сопротивлением, равным отношению высоты к коэффициенту теплопроводности снега [Осокин и др., 2013а]. Коэффициент теплопроводности зависит от плотности снега, его структуры, температурного режима [Осокин и др., 2013б]. В большинстве формул зависимость коэффициента теплопроводности снега дается только от его плотности. Причем ряд из них дают прямо пропорциональную зависимость теплопроводности снега от его плотности [Павлов, 2008; Осокин и др., 2013а].

Современные изменения плотности снежного покрова на территории России рассмотрены в работах [Осокин, Сосновский, 2014; Zhong et al., 2014]. Изменения плотности снежного покрова, как правило, небольшие по сравнению с изменением высоты снежного покрова. Рост максимальной плотности снежного покрова в период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. на большей части территории ЕТР и Западной Сибири, как правило, не превышает 6 % [Осокин, Сосновский, 2014]. Поэтому основным динамическим параметром, определяющим термическое сопротивление снежного покрова, является его высота. При определении высоты снежного покрова возникает ряд проблем, так как измерения в лесу и поле могут значительно различаться.

Ветровой перенос снега является основной причиной различий в высоте снежного покрова в лесу и поле. Причем в разных регионах эта величина может значительно различаться. Поэтому возникает проблема выбора высоты снежного покрова для рассматриваемой территории. Другая проблема оценки адекватности информации о высоте снежного покрова – выбор между измерениями по рейке на метеостанциях и в ходе маршрутных снегомерок.

Так, в работе [Максютова, Густокашина, 2009] при анализе изменения характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины рассмотрены средние многолетние разности между показателями изменений по постоянной рейке и снегомерок на станциях Тулун и Бохан. Эти разности в лесу увеличиваются в феврале–марте на ст. Тулун от 31 до 40 %, на ст. Бохан – от 50 до 200 %. В поле различия между результатами наблюдений по постоянной рейке и снегомерок на ст. Тулун существенно ниже (2–15 %). На ст. Бохан уменьшение разностей происходит до конца февраля с 17 до 6 %, а затем к третьей декаде марта контрасты возрастают до 56 %. Таким образом, наряду с различием значений высоты снежного покрова, измеренных по постоянной рейке и снегомерок в разные месяцы, их значения различаются по измерениям по постоянной рейке и снегомерок в лесу и в поле.

Цель работы – оценить влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в первой декаде XXI в. в лесу и поле и сравнить данные измерений высоты снежного покрова по рейке на метеостанциях и в ходе маршрутных снегомерок.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО РЕЙКЕ И МАРШРУТНОЙ СНЕГОСЪЕМКЕ

Начало современного потепления приходится на 60–70-е гг. XX в. Данные систематических

маршрутных снегосъемок на сети метеостанций приведены с 1966 г. Поэтому архивные данные для всех метеостанций были обработаны за период 1966–2014 гг. Метеостанции с переносом местоположения после 1966 г. исключались. Использовались данные в основном равнинных метеостанций. Для 93 % метеостанций высота расположения над уровнем моря не превышала 300 м. При построении карт использовались средние многолетние значения высоты снежного покрова.

Значение высоты снежного покрова, измеренное по рейке на метеостанции, может сильно отличаться от значений, измеренных в ходе маршрутных снегосъемок. Однако в большинстве работ анализ высоты снежного покрова проводится по измерениям по рейке. Основное влияние на разницу в этих измерениях оказывает месторасположение метеостанции и ветровой режим территории, что особенно заметно при смене места расположения метеостанции. Так, метеостанция в пос. Баренцбург на архипелаге Западный Шпицберген сменила место расположения в 1984 г. Это сразу сказалось на значении высоты снежного покрова, измеренном после 1984 г. Средняя многолетняя максимальная толщина снежного покрова за период с 1973 по 1983 г. составила 72 см (рис. 1), что в 2.4 раза меньше, чем за период с 1984 по 2013 г. [Осокин, Сосновский, 2016]. Такое различие не было связано с изменением количества твердых осадков.

Среднее годовое количество твердых осадков за период с 1973 по 2013 г. составило 420 мм. Количество твердых осадков снижалось на 0.5 мм/год и за 40 лет составило 20 мм, что не пре-

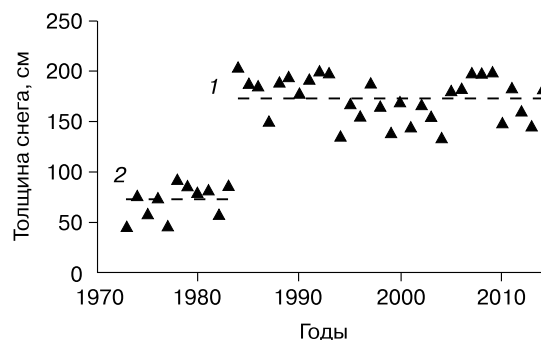


Рис. 1. Максимальная толщина снежного покрова по данным метеостанции Баренцбург на архипелаге Западный Шпицберген.

Тренды: 1 – 1984–2014 гг.; 2 – 1973–1983 гг.

высило 5 % от среднего годового значения и существенно меньше годовых колебаний. Поэтому расхождение в высоте снежного покрова вызвано только переносом места расположения метеостанции в 1984 г. При средней плотности снежного покрова в период максимального снегонакопления 350 кг/м^3 средняя толщина снежного покрова составит порядка 120 см, что в 1.7 больше, чем до переноса места расположения метеостанции, и в 1.4 раза меньше, чем после переноса.

Таким образом, в измерении толщины снежного покрова по рейке большую роль играют месторасположение метеостанции и локальный ветровой режим. Лишены недостатков, связанных с местом расположения метеостанции, измерения высоты снежного покрова на маршрутных снего-

Таблица 1. Метеостанции, для которых значения средней многолетней (1966–2014 гг.) максимальной высоты снежного покрова, измеренные по рейке и снегосъемке, отличаются более чем на 25 %

Номер станции	Название	Широта	Долгота	Высота над ур. моря, м	Отношение "рейка/снегосъемка"
22113	Мурманск	68°58'	33°03'	57	0.54
22165	Канин Нос	68°39'	43°18'	48	2.11
22471	Мезень	65°52'	44°13'	14	1.25
23219	Хоседа-Хард	67°05'	59°23'	82	1.43
23256	Тазовск	67°28'	78°44'	26	1.63
23274	Игарка	67°28'	86°34'	20	0.72
23330	Салехард	66°32'	66°41'	15	1.25
25138	Островное	68°07'	164°10'	98	0.69
25356	Эньмувеем	66°23'	173°20'	78	0.70
29282	Богучаны	58°23'	97°27'	131	0.68
29605	Татарск	55°13'	75°58'	110	1.30
30385	Усть-Нюкжа	56°35'	121°29'	430	0.74
30673	Могоча	53°45'	119°44'	624	0.73
31439	Богородское	52°23'	140°28'	33	0.59
32061	Александровск-Сахалинский	50°54'	142°10'	30	0.73
32287	Усть-Хайрюзово	57°05'	156°42'	5	1.51
34163	Октябрьский городок	51°38'	45°27'	202	1.50
34391	Александров Гай	50°09'	48°33'	23	1.50

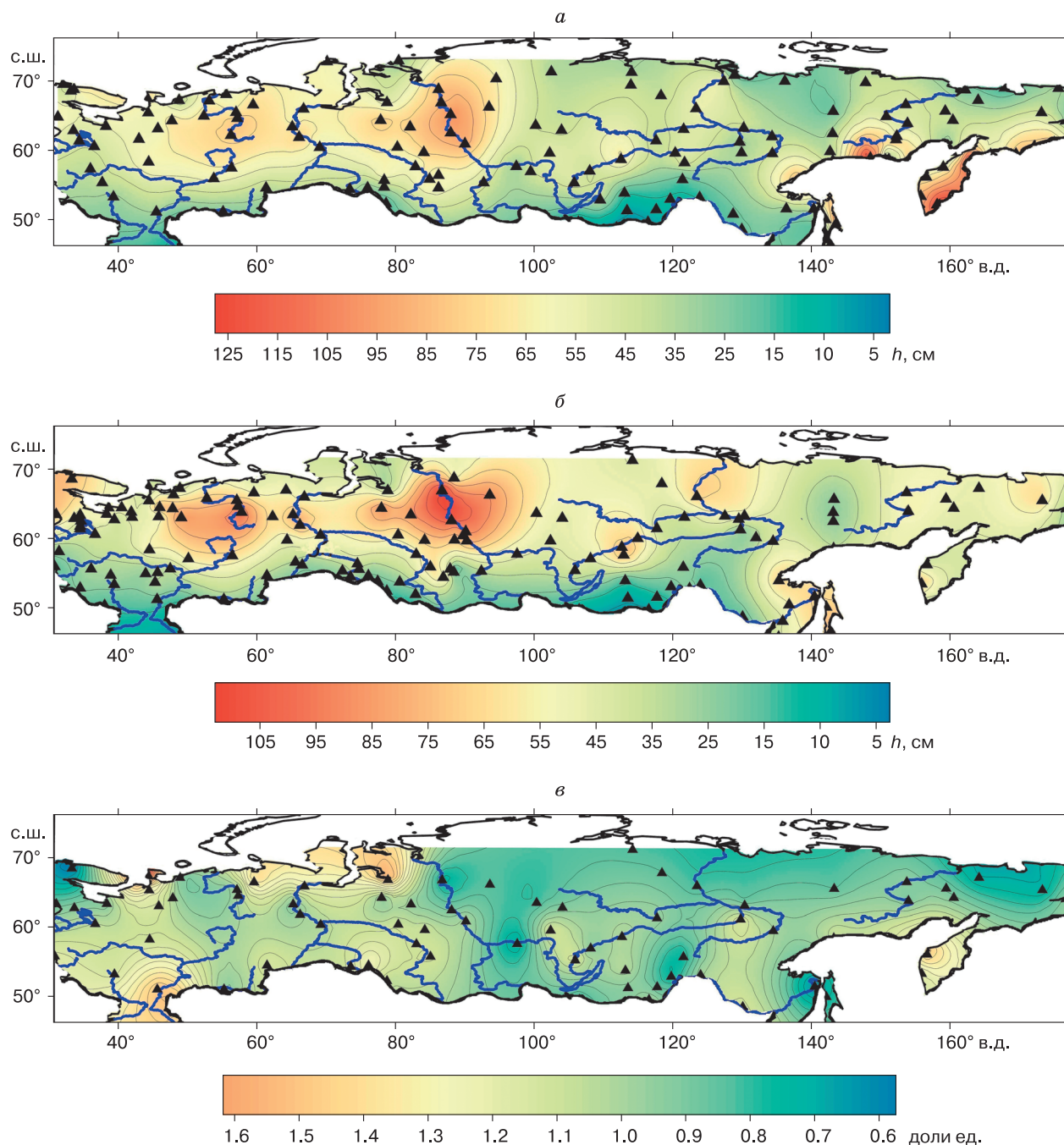


Рис. 2. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова (h) за период 1966–2014 гг.

a – измеренная по постоянной рейке; *б* – измеренная по маршрутной снегосъемке; *в* – отношение значений высоты снежного покрова, измеренных по рейке и по маршрутной снегосъемке.

съемках. На рис. 2, *a*, *б* приведены значения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова за период 1966–2014 гг. по рейке и по маршрутным снегосъемкам соответственно. При этом были выделены метеостанции, на которых проводились измерения высоты снежного покрова обоими способами. Для этих метеостанций рас-

считано отношение высоты снежного покрова по рейке к ее значению на маршрутных снегосъемках (см. рис. 2, *в*). Диапазон изменения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова по рейке составляет по цветовой шкале 5–125 см (см. рис. 2, *a*), тогда так на маршрутных снегосъемках диапазон значений несколько ниже –

5–105 см (см. рис. 2, б). Однако отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова по рейке к ее значениям по снегосъемке имеет значительно больший разброс – от 0.6 до 1.6 (см. рис. 2, в). Причем в районах западнее Енисея, за исключением бассейна р. Печора, высота снежного покрова по рейке на 10–30 % больше, чем по данным маршрутных снегосъемок. Восточнее р. Енисей, за исключением отдельных южных районов Сибири, высота снежного покрова по рейке на 10–20 % ниже, чем по снегосъемке. Из 79 станций, где были проведены измерения высоты снежного покрова по рейке и снегосъемке, для 32 станций отличия этих значений составляет более 15 % и для 18 станций – более 25 %. В табл. 1 приведены метеостанции и их координаты, для которых значения средней многолетней (за период 1966–2014 гг.) максимальной высоты снежного покрова по рейке отличаются более чем на 25 % от ее значений по снегосъемке. Из табл. 1 видно, что на метеостанциях, расположенных восточнее 80° в.д., за исключением одной метеостанции на п-ове Камчатка, высота снежного покрова по рейке значительно ниже, чем по данным снегосъемок. Интересно отметить, что среднее значение высоты снежного покрова по рейке и снегосъемке для рассмотренных 79 метеостанций приблизительно совпадают – 52 и 53 см соответственно.

ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСУ И ПОЛЕ

Рассмотрим влияние климатических условий на высоту снежного покрова в лесу и поле на равнинной территории России. В работе [Малкова и др., 2011] отмечается, что в период 2000–2010 гг. для многих регионов характерны аномально высокие среднегодовые температуры воздуха. Были выявлены региональные особенности скорости потепления климата, вычислены тренды среднегодовой температуры воздуха за 1965–2000 и 2000–2010 гг., что позволило проследить современные тенденции изменения климата. Практически эти же временные интервалы (1966–2000 и 2001–2010 гг.) были рассмотрены в работе [Осокин, Сосновский, 2014] для оценки средних многолетних значений высоты и плотности снежного покрова за разные месяцы. При этом (из-за проблемы выбора) исключались метеостанции, на которых проводились маршрутные снегосъемки как в лесу, так и в поле. Однако для многих практических задач (сельское и лесное хозяйство, функционирование растений и животных, более точный учет альбедо поверхности и величин стока и т. п.) представляет интерес анализ влияния климатических изменений на высоту снежного покрова раздельно в поле и лесу.

Среднее многолетнее значение высоты снежного покрова в лесу и поле для метеостанций рав-

нинной территории России за период 2001–2010 гг. представлено на рис. 3, а и б соответственно. Среднее многолетнее максимальное значение высоты снежного покрова в поле изменяется от 10 см в Забайкалье до 80 см в центральной части ЕТР, тогда как в лесу эта величина изменяется от 10 см в Забайкалье до 120 см в бассейне среднего течения р. Енисей и до 90 см в бассейне р. Печора. При этом если наибольшие значения снежного покрова в лесу, равные 100–120 см, приурочены к районам среднего течения р. Енисей (см. рис. 3, а), то в поле районов с максимальной высотой снежного покрова 70–80 см несколько больше: центральные и северо-восточные районы ЕТР, районы среднего течения р. Енисей, междуречье верхнего течения Вилюя и Лены, юго-запад п-ова Камчатка, о. Сахалин (см. рис. 3, б). Наименьшие значения высоты снежного покрова в лесу и поле приходится на Забайкалье и южные районы Восточной Сибири.

Рассмотрим отношение максимальных высот снежного покрова в поле и лесу за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. Максимальная высота снежного покрова в поле за 2001–2010 гг. выросла относительно периода 1966–2000 гг. на 35–55 % на северо-востоке ЕТР, северо-западе Западной Сибири и на юге Забайкалья. В центральных районах ЕТР и восточнее р. Лена произошло уменьшение на 5–15 %. В лесу наибольший рост максимальной высоты снежного покрова за указанные периоды приходится на юг Восточной Сибири, а наибольшее снижение (на 10–20 %) отмечается на юго-западе ЕТР, в Западной Сибири и восточнее р. Лена. Диапазон изменения этого отношения для поля по цветовой шкале составил 0.8–1.6, а для леса – от 0.7 до 1.5.

В среднем для равнинной территории России, по данным маршрутных снегосъемок, в поле высота снежного покрова за указанные периоды возросла на 9 %. Это достаточно условная величина, так как площадь территории около каждой метеостанции, занятой лесом и полем, различна, но может быть рассмотрена как сравнительная характеристика изменения высоты снежного покрова. Для леса произошло снижение максимальной высоты снежного покрова на 5 % за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. Более точно эта величина характеризует соотношение изменения высоты снежного покрова за рассматриваемые периоды для метеостанций, на которых проводились маршрутные снегосъемки как в лесу, так и в поле. Для этих метеостанций средние значения отношения максимальной высоты снежного покрова за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. показали рост на 7 % в поле и снижение на 4 % в лесу, что достаточно близко к предыдущим значениям. Максимальная средняя многолетняя высота снежного покрова в лесу за

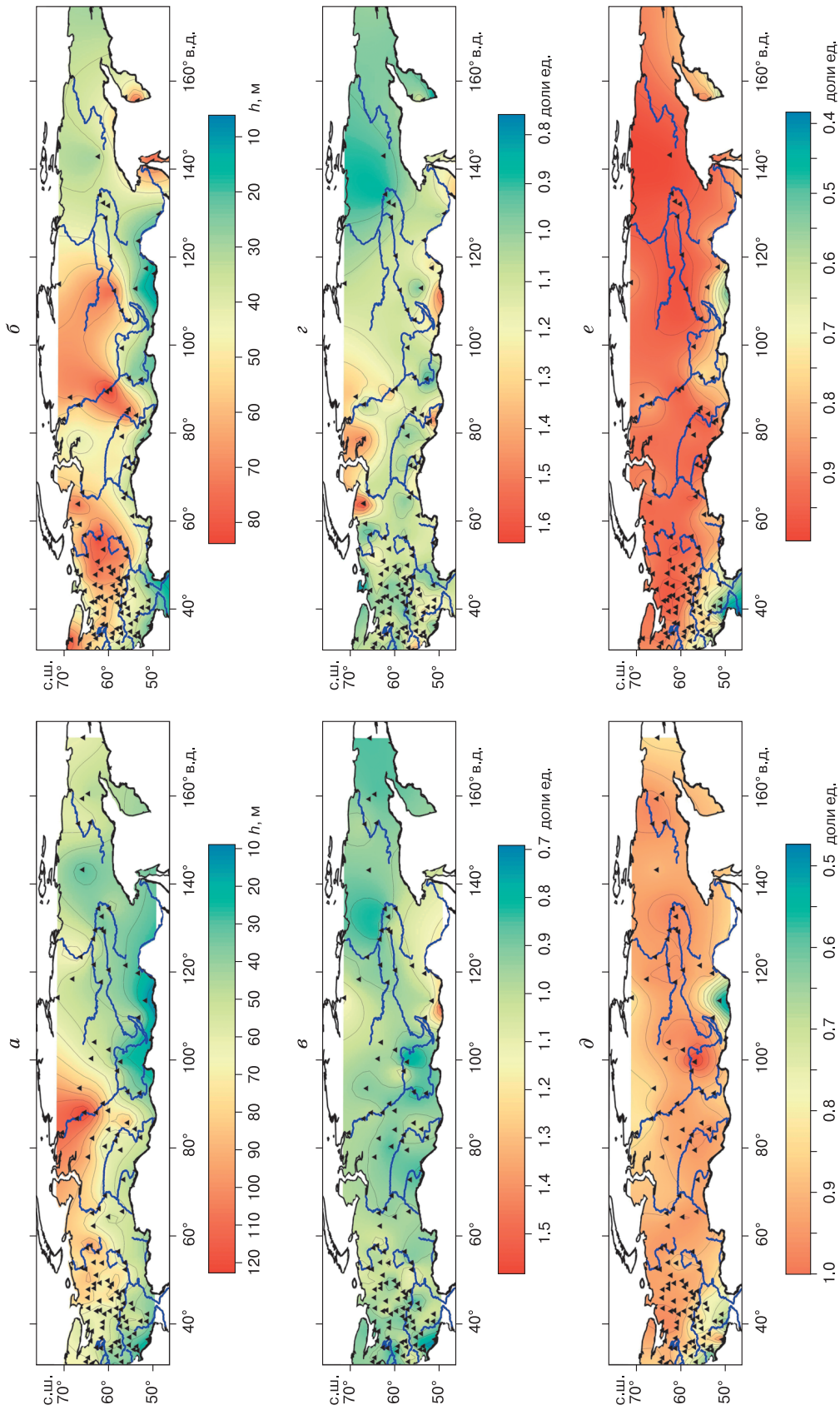


Рис. 3. Средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова в лесу (*a*) и в поле (*b*) за период 2001–2010 гг. и сравнение с периодом 1966–2000 гг. (*c* – в лесу, *z* – в поле), отношение максимальных значений высоты снежного покрова в марте к их максимальному значению за период снегонакопления в 2001–2010 гг. (*d* – в лесу, *e* – в поле).

2001–2010 гг. выросла относительно периода 1966–2000 гг. на 50 % на юге Забайкалья (при небольших абсолютных значениях). В районах восточнее р. Лена, в Западной Сибири и на западе ЕТР произошло уменьшение на 10–20 %.

Для описания состояния снежного покрова часто анализируются его параметры за март, что позволяет получить распределение высоты снежного покрова на один момент времени, когда на большей части территории России влияние таяния снежного покрова небольшое. Однако клима-

тические изменения привели к увеличению числа оттепелей и количества жидких осадков в ряде районов России. Вследствие этого наблюдается уменьшение высоты снежного покрова в марте. На рис. 3, *д, е* представлено отношение средней многолетней высоты снежного покрова в марте к максимальным значениям за период 2001–2010 гг. на равнинной территории России. Высота снежного покрова в марте в лесу в отдельных районах бассейна рек Ангара и Лена сравнима с максимальными значениями, что может быть обусловлено не-

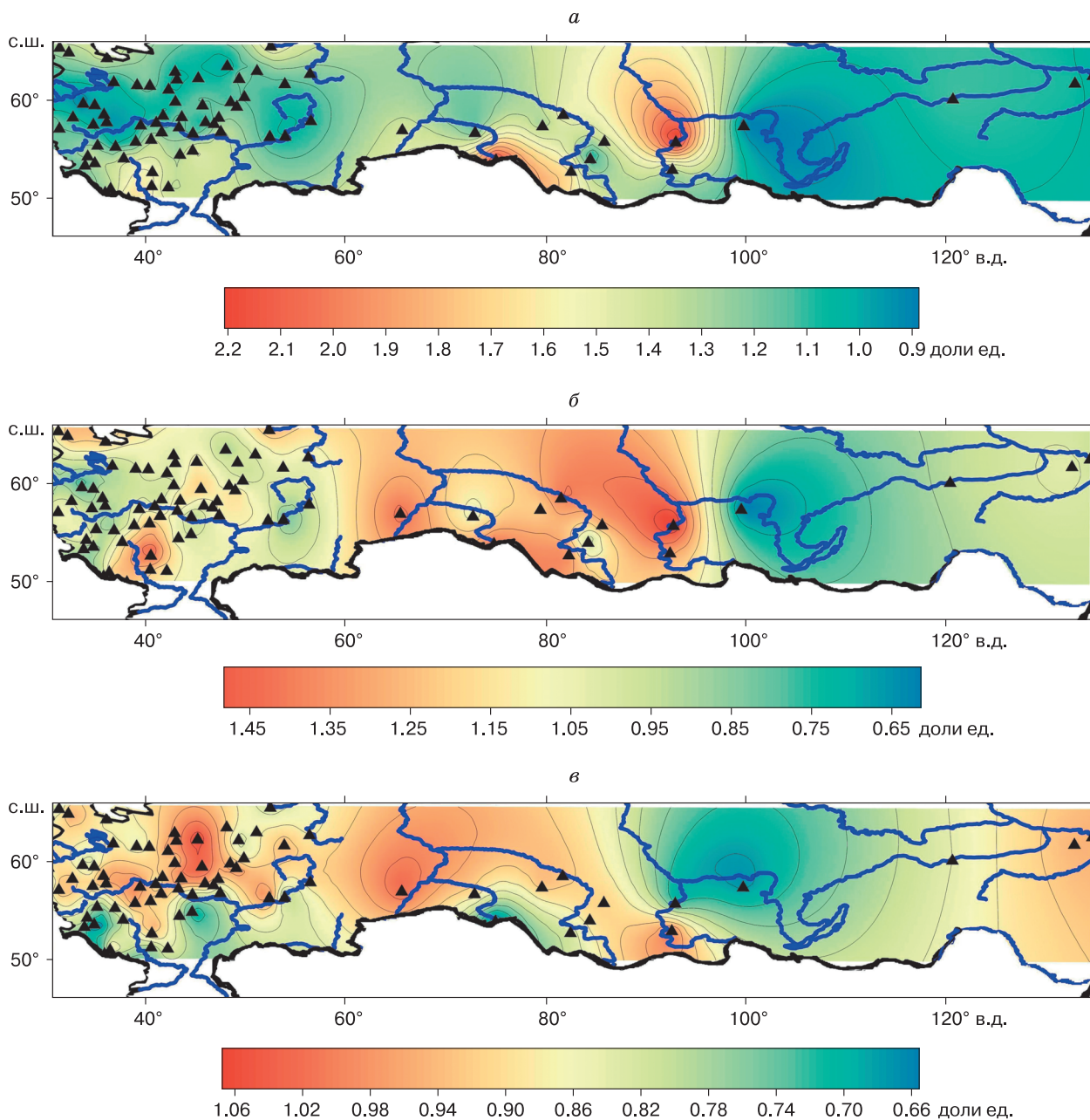


Рис. 4. Отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле:

a – 1966–2000 гг.; *б* – 2001–2010 гг.; *в* – сравнение значений за 2001–2010 гг. с периодом 1966–2000 гг.

большими твердыми осадками в весенний период и существенной сублимацией снега (см. рис. 3, д). Для южных районов ЕТР и Забайкалья высота снежного покрова в марте в лесу может быть в 2 раза ниже максимальных значений, еще большей (в 2.5 раза) будет эта разница для указанных районов в поле (см. рис. 3, е). Причем за период с 1996–2000 по 2001–2010 гг. эта разница увеличилась почти на четверть. На большей части территории России высота снежного покрова в поле в марте на 5–10 % ниже максимальных значений. Отношение высоты снежного покрова в марте к максимальной толщине показывает влияние климатических изменений, обусловленных как более ранним таянием снежного покрова, так и ростом числа оттепелей и количества жидких осадков.

Рассмотрим отношение средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле для метеостанций равнинной территории России. Из 517 метеостанций с маршрутными снегосъемками, представленных на сайте ВНИИГМИ–МЦД, 75 метеостанций имеют маршрутные снегосъемки как в поле, так и в лесу. Это позволяет провести сравнительный анализ данных. За период 1966–2000 гг. диапазон изменения отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле по цветовой шкале составляет 0.9–2.2 (рис. 4, а). Причем наибольшие значения этого отношения приурочены к юго-востоку ЕТР, междуречью Оби и Енисея и югу Западной Сибири. Менее существенные различия наблюдаются в северо-западной и северо-восточной части ЕТР,

где высота снежного покрова в лесу на 20–40 % больше, чем в поле. Для центральных районов ЕТР разница максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за период 2001–2010 гг. не превышает 15 %. Причем в отдельных районах Якутии высота снежного покрова в поле может превышать ее значение в лесу. Это обусловлено небольшой скоростью ветра, при которой снос снега с полей незначителен, а в лесу часть снега аккумулируется на деревьях.

В 2001–2010 гг. диапазон изменения отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле сместился в сторону меньших значений – по цветовой шкале он составил 0.65–1.45 (см. рис. 4, б). При этом основные закономерности распределения районов с наибольшими и наименьшими значениями сохранились. Средние значения отношения высот за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. составили 1.22 и 1.06 соответственно.

Отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к его значению в поле за 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. представлено на рис. 4, в. Это отношение находится в диапазоне 0.66–1.06, следовательно, до 2000 г. на равнинной территории России больше снега выпадало в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг. Наибольшие изменения за эти периоды произошли на юге ЕТР, в бассейне Ангары и юге Западной Сибири. В центральной части ЕТР и Западной Сибири изменения небольшие.

Таблица 2. Метеостанции, для которых значения средней многолетней (2001–2010 гг.) максимальной высоты снежного покрова, измеренные в лесу и поле, отличаются более чем на 20 %

Номер станции	Название	Широта	Долгота	Высота над ур. моря, м	Отношение “лес/поле”	
					1966–2000 гг.	2001–2010 гг.
22511	Юшкозеро	64.75	32.10	95	1.31	1.28
22529	Колежма	64.20	35.90	4	1.43	1.24
23405	Усть-Цильма	65.43	52.27	78	1.60	1.30
26094	Тихвин	59.65	33.55	61	0.87	0.72
26264	Струги Красные	58.27	29.10	127	0.86	0.69
27066	Никольск	59.53	45.47	142	1.19	1.24
27252	Николо-Полома	58.35	43.40	149	1.18	1.21
27532	Владимир, АМСГ	56.10	40.35	167	1.41	1.25
27935	Мичуринск	52.88	40.48	148	1.57	1.53
28367	Тюмень, АМСГ	57.12	65.43	104	1.40	1.44
28418	Сарапул	56.47	53.73	135	1.04	0.79
28799	Черлак	54.17	74.80	114	2.21	1.42
29128	Парабель	58.70	81.50	59	1.52	1.42
29313	Пудино	57.57	79.43	96	1.27	1.20
29393	Червянка	57.65	99.53	219	0.89	0.60
29541	Тайга	56.07	85.62	250	1.42	1.31
29570	Красноярск, опытное поле	56.03	92.75	277	2.32	1.60
34238	Анна	51.48	40.42	152	1.59	1.21
34321	Валуйки	50.22	38.10	111	1.67	1.25

В табл. 2 приведены значения отношения средних многолетних максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. При этом представлены метеостанции, на которых различие высот за период 2001–2010 гг. превышает 20 %.

Сравнивая значения отношения средних многолетних максимальных высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. можно отметить, что в первую декаду XXI в. они снизились (см. табл. 2). Так, для рассмотренных метеостанций с аномально большим отклонением этого отношения (20 %) среднее значение уменьшилось с 1.41 до 1.20, тогда как для всех метеостанций эти изменения составили, как указано выше, от 1.22 до 1.06. Возможной причиной этого является изменение ветрового режима на территории России. В работе [Гройсман и др., 2014] при анализе влияния погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков по Северной Евразии за периоды 1958–1984 и 1985–2010 гг. отмечено, что практически на всей территории России со временем поправки к измеренным количествам осадков уменьшаются. Среди возможных причин этого называется ослабление зимних скоростей ветра в Арктике. На изменение ветрового режима в Томской области указано в работе [Борисова, Журавлев, 2012], где отмечено, что среднее число дней с метелями уменьшилось в последние годы в 3–6 раз.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ показал, что для метеостанций равнинной территории России средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова, измеренная по рейке, отличается от значений этой величины по снегосьемке в 0.6–1.9 раза. Основное влияние на их отличие оказывает местоположение метеостанции, что показано на примере метеостанции Баренцбург (архипелаг Западный Шпицберген). В районах западнее Енисея, за исключением бассейна р. Печора, высота снежного покрова по рейке на 10–30 % больше, чем по данным маршрутных снегосьемок. Восточнее р. Енисей, за исключением отдельных южных районов Сибири, высота снежного покрова по рейке на 10–20 % ниже, чем по снегосьемке. Измерения высоты снежного покрова двумя методами проведены на 79 станциях, отличие в значениях высоты снежного покрова по рейке и снегосьемке более 15 % отмечено для 41 % станций и более 25 % для 23 % станций.

Анализ карт распределения средней многолетней максимальной высоты снежного покрова в лесу и поле за период 2001–2010 гг. и сравнение их значений с периодом 1966–2000 гг. показали, что для метеостанций равнинной территории Рос-

сии максимальная высота снежного покрова в поле за период 2001–2010 гг. увеличилась на 35–55 % на северо-востоке ЕТР, северо-западе Западной Сибири и на юге Забайкалья, в центральных районах ЕТР и восточнее р. Лена уменьшилась на 5–15 %. В лесу наибольший рост максимальной высоты снежного покрова за указанные периоды приходится на юг Восточной Сибири, а наибольшее снижение – на юго-запад ЕТР, Западную Сибирь и район восточнее р. Лена. Сравнение средней максимальной высоты снежного покрова за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. по метеостанциям со снегосьемками в лесу и поле показало, что для равнинной территории России рост высоты снежного покрова в поле составил 7 %, тогда как в лесу произошло снижение на 4 %.

Получены отношение максимальной высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле и изменение этого отношения за период 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. В 1966–2000 гг. диапазон отношения высоты снежного покрова в лесу к ее значению в поле составляет 0.9–2.2, в 2001–2010 гг. этот диапазон – 0.65–1.45. Наибольшие значения отношения отмечены для юго-востока ЕТР, междуречья Оби и Енисея и юга Западной Сибири. Менее значительные отличия наблюдаются в северо-западной и северо-восточной части ЕТР. Для центральных районов ЕТР разница между максимальной высотой снежного покрова в лесу и поле в 2001–2010 гг. не превышает 15 %.

Средние значения отношения высот снежного покрова в лесу и поле за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. по метеостанциям равнинной территории России со снегосьемками в лесу и поле составили 1.22 и 1.06 соответственно. Для метеостанций с различием этого отношения более 20 % среднее значение уменьшилось от 1.41 до 1.20. Это показывает, что в целом до 2000 г. больше снега выпадало в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг.

Показано, что на части равнинной территории России климатические изменения привели к уменьшению высоты снежного покрова в марте относительно его максимальных значений. Для южных районов ЕТР и Забайкалья высота снега в марте в лесу может быть в 2 раза ниже максимальных значений, в поле – в 2.5 раза. На большей части равнинной территории России в марте высота снежного покрова в поле ниже максимальных значений на 5–10 %, в лесу в отдельных районах бассейна рек Ангара и Лена она сравнима с максимальными значениями. Отношение высоты снежного покрова в марте к максимальной толщине показывает влияние климатических изменений, обусловленных более ранним таянием снега и ростом количества жидких осадков и оттепелей.

Обработка и анализ архивных материалов выполнены 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)), картографирование и оценка изменчивости высоты снежного покрова – 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”.

Литература

- Борисова А.В., Журавлев Г.Г.** Динамика метелей Томской области // Климатология и гляциология Сибири: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск, ЦНТИ, 2012, с. 47–49.
Borisova, A.V., Zhuravlev, G.G., 2012. Dynamics of windblown snow in the Tomsk region, in: Climatology and Glaciology of Siberia, Proc. Intern. R&D Workshop, CSTI, Tomsk, pp. 47–49. (in Russian)
- ВНИИГМИ–МЦД** [сайт]. – URL: <http://www.meteo.ru> (дата обращения: 21.03.2013).
РИНМИ–WDC, 2013. – URL: <http://www.meteo.ru> (submit date: 21.03.2013).
- 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 // Лед и снег, 2014, т. 54, № 2, с. 29–43.
Groisman, P.Ya., Bogdanova, E.G., Alekseev, V.A., Cherri, Zh.E., Bulygina, O.N., 2014. Effect of uncertainty in snowfall measurements on estimates of total atmospheric precipitation and their trends in Northern Eurasia. *Led i Sneg* 54 (2), 29–43.
- Максютова Е.В., Густокашина Н.Н.** Изменение характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины // География и природ. ресурсы, 2009, № 4, с. 87–92.
Maksyutova, E.V., Gustokashina, N.N., 2009. Changes in climate parameters during a cold period in the Irkut-Cheremkhovo Plain. *Geografiya i Prirodnye Resursy*, No. 4, 87–92.
- 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.
Malkova, G.V., Pavlov, A.V., Skachkov, Yu.B., 2011. The stability of frozen ground to the current climate change. *Earth's Cryosphere* XV (4), 29–31.
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.** Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр., 2006, № 4, с. 40–46.
Osokin, N.I., Samoilov, R.S., Sosnovskiy, A.V., 2006. Effect of snow depth on permafrost degradation during climate warming. *Izv. RAN, Ser. Geogr.*, No. 4, 40–46.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 72–80.
Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., 2014. Space and time variations in snow depth and density in the territory of Russia. *Led i Sneg* 54 (4), 72–80.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // Лед и снег, 2016, т. 56, № 2, с. 189–198.
Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., 2016. Variations in snow parameters that affect permafrost stability in Svalbard. *Led i Sneg* 56 (2), 189–198.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.** Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013а, т. 53, № 1, с. 93–103.
Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., Nakalov, P.R., Nenashev, S.V., 2013a. Thermal resistance of snow and its effect on ground freezing. *Led i Sneg* 53 (1), 93–103.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.** Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013б, т. 53, № 3, с. 63–70.
Osokin, N.I., Sosnovskiy, A.V., Chernov, R.A., 2013b. Effect of snow stratigraphy on thermal resistance. *Led i Sneg* 53 (3), 63–70.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.
Pavlov, A.V., 2008. Permafrost Monitoring. Academic Publ. House “Geo”, Novosibirsk, 229 pp. (in Russian)
- Формозов А.Н.** Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. 2-е изд. М., Изд-во Моск. ун-та, 1990, 287 с.
Formozov, A.N., 1990. Snow as a factor of environment and its impact on the life of mammals and birds in the USSR. 2nd Edition. Moscow University, Moscow, 287 pp. (in Russian)
- Шерстюков А.Б.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.
Sherstyukov, A.B., 2008. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Earth's Cryosphere* XII (1), 79–87.
- Шерстюков А.Б.** Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск, ВНИИГМИ–МЦД, 2009, 127 с.
Sherstyukov, A.B., 2009. Climate change and their consequences in the zone of permafrost in Russia. RINMI–WDC, Obninsk, 127 pp. (in Russian)
- Шмакин А.Б.** Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лед и снег, 2010, № 1 (109), с. 43–57.
Shmakin, A.B., 2010. Climate parameters of snow in Northern Eurasia and their changes through the recent decades. *Led i Sneg* 1 (109), 43–57.
- Zhong, X., Zhang, T., Wang, K.** Snow density climatology across the former USSR // *The Cryosphere*, 2014, No. 8, p. 785–799.

Поступила в редакцию
18 ноября 2016 г.