

УДК 551.578.42

Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений

© 2015 г. В.В. Попова, П.А. Морозова, Т.Б. Титкова, В.А. Семенов, Е.А. Черенкова, А.В. Ширяева, Л.М. Китаев

Институт географии РАН, Москва
valeria_popova@mail.ru

Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites

V.V. Popova, P.A. Morozova, T.B. Titkova, V.A. Semenov, E.A. Cherenkova, A.V. Shiryaeva, L.M. Kitaev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 июля 2015 г.

Водный эквивалент снега, наблюдения, реанализ, региональная структура, Северная Евразия, современные изменения климата, спутниковые данные, толщина снежного покрова.

North Eurasia, observations, reanalysis, current climate changes, regional structure, space data, snow depth, snow water equivalent.

Рассматриваются данные о зимней аккумуляции снега на территории России из разных источников: наземных наблюдений за толщиной снежного покрова на метеостанциях; водного эквивалента снега по данным маршрутной съёмки, а также реанализа и спутниковых измерений. Выделено три крупных района, отличающихся по характеру колебаний толщины снега и их многолетним тенденциям. Сравнение этих трендов, полученных по данным реанализа и спутниковых измерений, указывает на их существенные расхождения с данными наблюдений.

The paper presents data on winter snow accumulation on the Russian territory obtained from different sources: ground measurements of snow depth on meteorological stations, water snow equivalent calculated from data of route surveys, reanalysis, and satellite observations. Three large regions were isolated which are distinguished by characters of the snow depth fluctuations and their long-term tendencies. Comparison of the trends calculated from data of reanalysis and satellite measurements demonstrated essential disagreement of them with data of *in situ* observations.

Введение

Согласно данным инструментальных наблюдений, темпы роста приземной температуры, как глобальной, так и над Евразией, существенно замедлились в начале XXI в. [3]. Такое замедление на фоне растущих эмиссий парниковых газов в атмосферу не воспроизводится в целом климатическими моделями, что указывает на возможную роль внутренних естественных колебаний климата [8, 28]. На территории Северной Евразии вместе с замедлением темпов роста средней по региону температуры в начале XXI в. (рис. 1) отмечается рост повторяемости аномально холодных зим относительно тёплого предшествующего периода конца XX в., связанного с положительной фазой Северо-Атлантического колебания (NAO) [28]. Причины таких аномалий, как показано в ряде исследований [5, 8, 23], могут быть связаны с сокращением площади арктических морских льдов и повышением температуры поверхности океана на севере Атлантики.

Чувствительность снежного покрова Северной Евразии к процессу глобального потепления достаточно хорошо изучена [2–4, 13–15]. Уста-

новлено, что характеристики снежного покрова могут изменяться неоднозначно. Так, сокращение площади снежного покрова на континенте [13, 15], которое наблюдается, как правило, у западных и южных границ его распространения [7], сопровождается увеличением зимней аккумуляции снега в высоких широтах на значительной территории [2, 11, 17, 25]. На северо-востоке Европы и на севере Сибири рост толщины снежного покрова с начала 1970-х годов связан с теми же циркуляционными механизмами, что и зимние положительные аномалии температуры [8, 26]. В первую очередь – это Северо-Атлантическое колебание, с положительными аномалиями которого с начала 1970-х до середины 1990-х годов (см. рис. 1) было связано усиление западного зонального переноса в атмосфере, сопровождающееся тёплыми и снежными зимами в высоких широтах Европейской территории России (ЕТР) и Сибири. Со второй половины 1990-х годов отмечаются уменьшение межгодовой изменчивости индекса NAO и смена знака его тренда (см. рис. 1), которые указывают на смену режима крупномасштабной циркуляции. Именно с ней связаны приостановка роста зим-

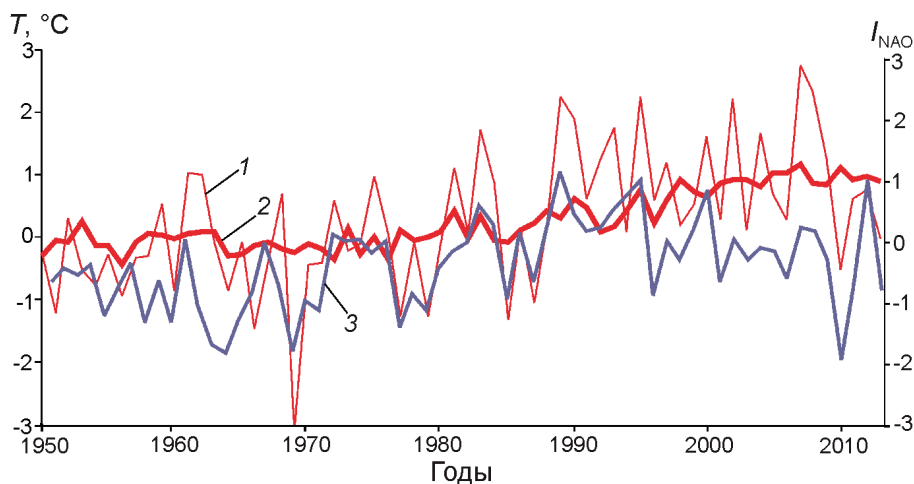


Рис. 1. Изменения приземной температуры на севере Евразии (1) и в Северном полушарии (по данным CRUTEM 4, www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature) (2) и индекса NAO (3) (по данным Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc) в 1950–2013 гг., зима (декабрь–март)

Fig. 1. Variation of surface air temperature over the North Eurasia (1) and Northern Hemisphere (CRUTEM 4, www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature) (2) and NAO index (3) (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc) in 1950–2013, winter (December–March)

ней температуры на севере Евразии в 2000-х годах и даже формирование её отрицательного тренда в начале 2010-х годов, что, очевидно, должно проявляться в тенденциях снегонакопления.

Гидрометеослужба России предоставляет данные наиболее продолжительных регулярных наблюдений за снежным покровом, которые, кроме срочных наблюдений на метеостанциях, содержат данные маршрутных снегомерных съёмов для оценки снеготолщин [23]. Сеть этих наблюдений распространяется на большую часть Северной Евразии. Многолетние ряды различных параметров снежного покрова, полученные с помощью этой сети, анализировались многими исследователями [3, 13–15, 17, 31 и др.]. Оценки трендов, выполненные по 18 климатическим районам [17] в целом за 1966–2010 гг., показали, что максимальная толщина снежного покрова почти на всей территории России, за исключением Северо-Востока, Забайкалья и запада ЕТР, увеличивалась со скоростью около 4% за десятилетие. Рассмотренный 45-летний период с точки зрения климатических изменений неоднороден, о чём свидетельствуют отмеченные ранее изменения тенденций температуры и крупномасштабной атмосферной циркуляции с середины 1990-х годов. Кроме того, пространственные закономерности изменчивости толщины снега существенно отличаются от распределения сред-

них климатических показателей. Для получения надёжных оценок отклика снежной аккумуляции на глобальные климатические изменения необходим учёт пространственно-временных закономерностей её колебаний, в частности выявление границ их естественных районов. Чтобы оценить неопределённости тенденций изменения характеристик снежного покрова и валидацию косвенных данных важно сделать сравнительные оценки трендов толщины снежного покрова и снеготолщин (водный эквивалент снега, ВЭС), как двух разных показателей водообеспеченности территорий за счёт зимней аккумуляции снега, получаемых из независимых источников.

В силу известных ограничений, данных наземных измерений ВЭС не всегда достаточно для получения достоверной картины его распределения и изменения в труднодоступных районах. Возможности восполнения этих ограничений данными реанализа и спутниковых измерений обсуждаются достаточно давно [1, 10, 12, 16, 18, 19 и др.]. Перспективность применения данных дистанционного зондирования снежного покрова не оставляет сомнения и связана прежде всего с их широким пространственным охватом и высоким разрешением, хотя остаётся достаточно много нерешённых проблем, связанных в основном с влиянием растительности и состоянием снежного покрова [19].

Сравнение результатов моделирования толщины снега с данными наземных измерений на территории Центрального Черноземного района показало их удовлетворительное совпадение [1]. Например, при использовании алгоритма комбинирования данных, полученных с помощью радиометров MODIS и AMSR-E в оптическом и микроволновом диапазонах [27], достигнуто согласование спутниковых и наземных данных наблюдения за снежным покровом в 87% случаев.

Несмотря на большое число различных реанализов (данных, реконструированных прогнозными моделями погоды с использованием ассимиляции данных наблюдений) и их постоянное совершенствование, наиболее проблемными характеристиками остаются осадки и параметры снежного покрова. Сравнению результатов реанализов с данными инструментальных наблюдений посвящено немало исследований. При этом в качестве критерия, как правило, рассматривается линейная корреляция с данными наблюдений [10, 23], хотя даже её максимальные значения в отдельных точках (которые пока не превышают 0,7) не гарантируют воспроизведения трендов снегозапасов и их пространственного распределения. Для получения надёжных выводов об адекватном отражении изменчивости снегозапасов реанализом и спутниковыми измерениями необходим анализ воспроизведения ими пространственной структуры этой изменчивости и выявляемых по данным наземных наблюдений продолжительных тенденций.

Данные и методы

В статье рассматриваются данные о толщине снежного покрова, полученные по наблюдениям на метеостанциях, а также данные водного эквивалента снега (ВЭС) из разных источников: наземных наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Перечисленные параметры анализировались в основном для марта, так как в многолетнем среднем рост снежной аккумуляции в этом месяце ещё продолжается на значительной

части территории России, а разрушение снежного покрова не наблюдается севернее 50° с.ш. [6]. Многолетние ряды толщины снежного покрова, максимального для марта и зимы в целом, для 600 станций по территории России за 1950–2013 гг. из архива ВНИИГМИ-МЦД, которые использовались в данной работе, имеют достаточно много пропусков. Поэтому после проведения контроля качества они были интерполированы в регулярную сетку 5° × 5° (методом Kriging в программе Surfer¹). Указанное разрешение примерно соответствует среднему расстоянию между метеостанциями и позволяет проследить региональные закономерности изменений снежной аккумуляции в масштабе субконтинента.

Для выявления региональной структуры аккумуляции снега данные о максимальной толщине снежного покрова для зимы в целом и для марта изучались путём разложения на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), которое велось с применением пакета программ STATISTICA². На основе анализа ЭОФ1 и ЭОФ2 выделены районы, однородные по характеру колебаний исследуемого параметра. Затем для получения оценок связи снежной аккумуляции с современным глобальным потеплением и вариациями крупномасштабной циркуляции рассчитывался средний многолетний ход толщины снега в выделенных районах и выполнялся корреляционный анализ с использованием пошаговой множественной регрессии. Применялись данные о циркуляционных индексах из архива Northern Hemisphere Teleconnection Patterns³ и температуре приземного воздуха CRUTEM 4⁴ для территории 40–75° с.ш. и 20–180° в.д. за 1950–2013 гг.

Данные маршрутной снегосъёмки о водном эквиваленте снега на вторую декаду марта из архива ВНИИГМИ-МЦД за 1966–2011 гг. также были интерполированы в регулярную сетку 5° × 5°. Этой процедуре предшествовало формирование единого массива данных о ВЭС путём приведения данных полевых маршрутов к данным измерений в лесу. Такая процедура логична для исследования многолетних колеба-

¹www.goldensoftware.com/newsletter/issue71-surfer-gridding-methods-part1

²STATISTICA, version 6. www.statsoft.com

³www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc

⁴www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature

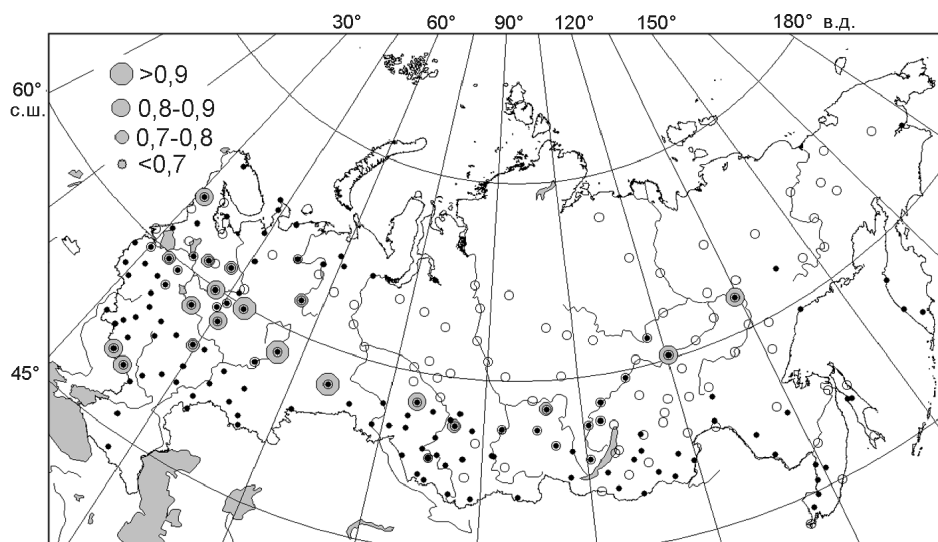


Рис. 2. Коэффициенты корреляции между многолетними колебаниями водного эквивалента снега по данным полевых и лесных маршрутов в 1966–2011 гг. (кружки с серой заливкой, см. легенду).

Кружки без заливки и точки обозначают положение станций с данными лесных и полевых маршрутов соответственно

Fig. 2. Correlation coefficients between inter-annual variation of SWE on the base of field and forest routs in 1966–2011 (indicated by brown circles).

Empty circles and points indicate location of the stations with data of field and forest routs, correspondingly

ний, поскольку разница между аномалиями ВЭС (связанная главным образом с его частичным перехватом в лесу, а также с ветровым перераспределением и более ранним весенним таянием в поле) в среднем мало зависит от факторов временной изменчивости и, следовательно, сохраняется в долевым соотношении. Это подтверждается достаточно высокой корреляцией между рядами ВЭС, полученными по полевым и лесным маршрутам на 22 станциях, где проводятся оба вида съёмки (рис. 2). Только для трёх таких станций, расположенных в условиях сложного рельефа, отмечаются коэффициенты корреляция ниже 0,7, а для большинства из них корреляция выше 0,8. Это позволило установить регрессионную зависимость между рядами полевых и лесных маршрутов и найти переходной коэффициент, в среднем составляющий 0,79. Применение этого коэффициента ($ВЭС_{лес} = 0,79ВЭС_{поле}$) позволило получить комбинированный массив, включающий в себя 217 станций.

Выбор реанализа ERA-Interim, данные которого рассматривались в настоящей работе, основывался на результатах ряда исследований, согласно которым указанный реанализ – наилуч-

ший для представления снежного покрова Евразии. ERA-Interim – последний реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов, он был создан на смену ERA-40, данные которого заканчиваются 2002 г. ERA-Interim имеет более высокое пространственное разрешение по сравнению с ERA-40 и регулярно пополняется текущими оперативными данными [12]. В работах [13, 16, 22] показано, что ERA-Interim лучше других реанализов отображает данные по толщине, плотности и водному эквиваленту снега, а также продолжительности залегания снежного покрова. Несмотря на то, что некоторые проблемы, обнаруженные ранее в продукции предыдущего реанализа, были устранены [16], выполненный в настоящей работе контроль качества выявил локальные «выбросы» в нескольких узлах на 60° с.ш. (95°, 100°, 105°, 110°, 145° в.д.), которые были расценены как ошибки и подверглись отбраковке.

Для оценки изменений ВЭС по спутниковым наблюдениям использовались данные Национального центра обработки данных снега и льда (NSIDC). Массив представляет собой глобальные ежемесячные данные водного эквивалента снега (мм) для Северного полушария⁵, которые

⁵http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0271_ease_grid_swe_climatology.gd.html

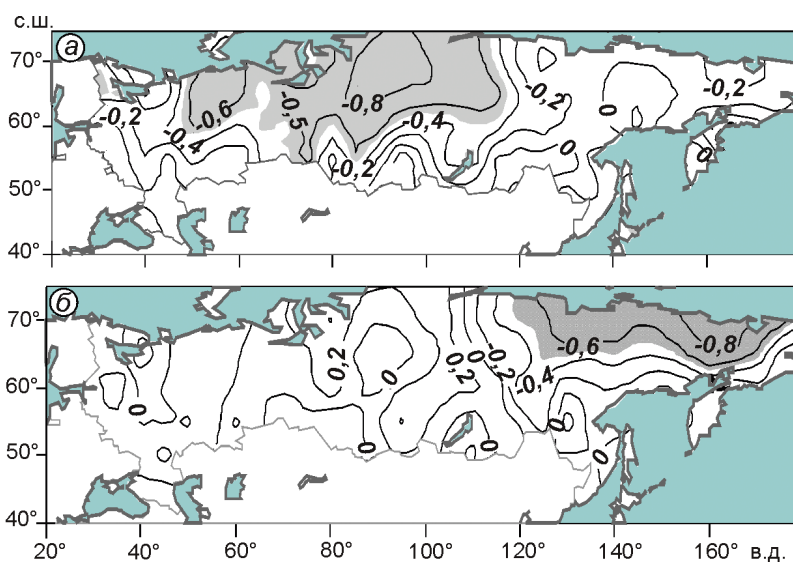


Рис. 3. Поля ЭОФ1 (а) и ЭОФ2 (б) колебаний максимальной за зиму толщины снежного покрова за 1950–2013 гг.

Изолиниями показаны коэффициенты корреляции между толщиной снежного покрова и ГК1 (а) и ГК2 (б). Заливкой обозначены области коэффициентов корреляции $\leq -0,5$

Fig. 3. Patterns of (a) EOF1 and (b) EOF2 of winter maximum snow depth variation in 1950–2013.

Correlation coefficients between maximum snow depth and PC1 (a) and PC2 (b) are shown by isolines. Gray fill indicates areas of the correlation coefficients $\leq -0,5$

охватывают период с ноября 1978 по май 2007 г. и имеют разрешение по сетке 25×25 км. Данные получены с платформы спутника Nimbus-7 NOAA Polar Orbiting Environmental Satellites (POES). Сканирование ВЭС снега происходило по многоканальному микроволновому радиометру SMMR и отдельным специальным датчикам SSM/I. Для всех данных ВЭС, включая наземные наблюдения, реанализ и спутниковые измерения, рассмотрены периоды 1979–1995, 1996–2011, а также 1996–2007 гг., поскольку архив спутниковых данных ограничился 2007 г. Эти периоды соответствуют периодам положительного и отрицательного тренда NAO (см. рис. 1). Для указанных периодов рассчитывались средние значения водного эквивалента (мм) и среднеквадратическое отклонение за 1979–2011 (2007) гг., а также коэффициенты линейного тренда (% за 10 лет) за 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг.

При анализе связи аккумуляции снега с крупномасштабной атмосферной циркуляцией использовались циркуляционные индексы по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns⁶. Кроме связи с хорошо известными ин-

дексами NAO и PNA (Pacific-North America – Тихоокеанский-Североамериканский), установлена связь с индексом Scand (Скандинавский), который отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией с характерным очагом высокого давления с центром над Скандинавией.

Результаты

Пространственные и временные особенности распределения снежной аккумуляции на севере Евразии тесно связаны с теми атмосферными процессами, которые определяют современные изменения приземной температуры [26]. Основные закономерности региональной и частотно-временной структуры толщины снежного покрова иллюстрируют поля ЭОФ1 и ЭОФ2 (рис. 3). ЭОФ1 описывает 19% общей дисперсии, ЭОФ2 – 11%. Соответствующие главные компоненты ГК1 и ГК2 объясняют соответственно около 80 и 10% изменчивости средней толщины снежного покрова по исследу-

⁶www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc

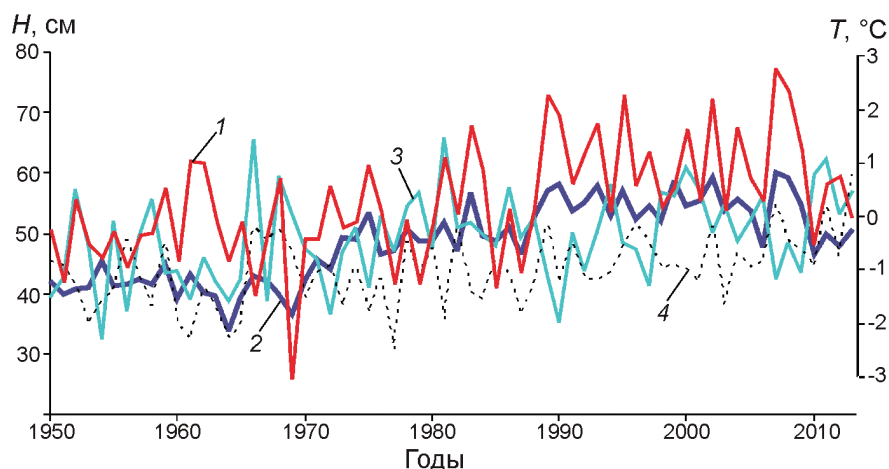


Рис. 4. Изменения температуры приземного воздуха (шкала справа) в среднем по территории Северной Евразии ($40-75^\circ$ с.ш., $20-180^\circ$ в.д.) за декабрь–март (1) и толщину снежного покрова (шкала слева) в марте севернее 55° с.ш. в среднем по секторам $45-120^\circ$ в.д. (2), $30-45^\circ$ в.д. (3), $120-180^\circ$ в.д. (4)

Fig. 4. Variation of surface air over the North Eurasia (and ($40-75^\circ$ с.ш., $20-180^\circ$ в.д.) averaged for December–March (1), right scale, and March maximum snow depth to the North of 55° N in average for the sectors $45-120^\circ$ E (2), $30-45^\circ$ E (3), $120-180^\circ$ E (4), left scale

емой территории. Наиболее чётко региональные закономерности, описываемые ЭОФ1 и ЭОФ2, проявляются для максимальной за зиму толщины снега, но сохраняются для этого параметра и за март. Экстремумы ЭОФ1 и ЭОФ2 практически делят территорию севернее 55° с.ш. на три сектора: центральный ($50-120^\circ$ в.д.), северо-восточный ($120-180^\circ$ в.д.), а также северо-западный ($30-45^\circ$ в.д.), который недостаточно чётко выявляется анализом ЭОФ, что связано с его ограниченностью с запада. Осреднение толщины снежного покрова в марте по выделенным секторам позволяет определить основные тенденции этого параметра на исследуемой территории и его связь с современными изменениями глобального климата, в частности с ходом зимней температуры на севере Евразии (рис. 4). Отметим, что корреляция между рядами толщины снежного покрова, осреднёнными по указанным секторам, отсутствует.

Центральный сектор выделяется наибольшим трендом (17 см за 64 года) и тесной связью со средней по Северной Евразии зимней (декабрь–март) температурой воздуха (корреляция 0,73). Отметим, что связь с температурой отсутствует до 1970-х годов, а в 1971–2013 гг. она достигает 0,82, что хорошо видно на рис. 4. Наблюдаемые в западном и восточном секторах тренды (8–9 см за 64 года) почти в два раза мень-

ше по сравнению с центральным, а корреляция с температурой отсутствует. При этом на фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР ($30-45^\circ$ в.д.) межгодовые вариации, как правило, находятся в противофазе с его колебаниями в центральном секторе и с температурой. Несмотря на удалённость от ЕТР, обращает на себя внимание чередование периодов синхронной и асинхронной связи между снегонакоплением на западе ЕТР и северо-востоке. Вероятно, эти особенности изменений толщины снежного покрова в трёх выделенных районах и их реакция на потепление связаны с определёнными механизмами крупномасштабной циркуляции и их вариациями в течение рассматриваемого периода.

Анализ по методу множественной пошаговой регрессии (табл. 1), выполненный для 1976–2013 гг., указывает на существенный вклад NAO и Scand в колебания снежной аккумуляции в центральном секторе. Общий их вклад составляет 58% (33% принадлежит NAO в январе, 16 и 9% – Scand соответственно в феврале и январе). В западном и северо-восточном секторах связь с макромасштабной циркуляцией проявляется гораздо слабее: в обоих случаях она установлена только для PNA. На северо-востоке колебаниями этого индекса можно объяснить 33% изменчивости толщины снежного покрова (в противофазе). Связь толщины снега на Евро-

Таблица 1. Оценки связи максимальной толщины снежного покрова в марте в трёх секторах на севере Евразии с индексами ведущих мод крупномасштабной атмосферной циркуляции во внетропических широтах Северного полушария по результатам пошаговой множественной регрессии за 1976–2013 гг.

Индекс	R накопленный	R^2 , %		p
		накопленная	индивидуальная	
<i>30–45° в.д.</i>				
$PNA_{\text{март}}$	0,44	20	20	0,01
<i>45–120° в.д.</i>				
$NAO_{\text{январь}}$	0,57	33	33	0,00
$Scand_{\text{февраль}}$	0,70	49	16	0,00
$Scand_{\text{январь}}$	0,76	58	9	0,02
<i>120–180° в.д.</i>				
$PNA_{\text{январь}}$	0,48	23	23	0,00
$PNA_{\text{март}}$	0,57	33	10	0,00

пейской территории России с PNA (достаточно слабая – общая изменчивость чуть выше 20%), по-видимому, может быть обусловлена волновыми механизмами, связанными с распространением волновых возмущений из тихоокеанского региона [24].

Изменение в тенденции глобальной температуры [4] на севере Евразии наблюдается примерно с середины 1990-х годов. Многие исследователи связывают такие изменения с ослаблением зональной циркуляции и усилением межширотного обмена [20, 30]. Принимая во внимание тесную связь аккумуляции снега на большей части Сибири и северо-востоке ЕТР с индексами NAO и Scand, описывающими усиление/ослабление зонального переноса и межширотного обмена, можно предположить, что эти изменения крупномасштабной циркуляции проявляются и в тенденциях изменений таких параметров снежного покрова, как его толщина и снегозапас (или ВЭС).

Чтобы выявить эти тенденции, рассмотрим распределение трендов толщины снежного покрова на территории России в период резкого потепления в 1979–1995 гг. и в период 1996–2013 гг., когда в ходе температуры приземного воздуха в среднем по Северной Евразии (за декабрь–март) и индекса NAO наметился слабый отрицательный тренд (рис. 5). Достаточно чётко проявляется смена тенденций на рубеже середины 1990-х годов: увеличение толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР с 10 до 40 см (до 40–50% нормы за 1979–2013 гг.) и такое же её уменьшение на западе

ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Хотя уменьшение толщины снега в 1996–2013 гг. на севере Сибири и северо-востоке ЕТР не столь существенное по сравнению с её ростом в предшествующие 17 лет, в общих чертах территориальное распределение показанных на рис. 5 тенденций соответствует структуре, установленной для периода 1950–2013 гг. (см. рис. 3 и 4). Этот вывод важен для оценки наблюдаемых тенденций с точки зрения основных закономерностей колебаний аккумуляции снега, обусловленных усилением/ослаблением зонального переноса и межширотного обмена.

Эти закономерности хорошо заметны и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съёмки (рис. 6, а, б), несмотря на более короткие ряды (1979–2011 гг.). В 1979–1995 гг. разнонаправленные тенденции на севере Сибири и западе ЕТР проявлены более отчётливо, чем в 1996–2011 гг., хотя рост ВЭС (по отношению к норме за 1979–2011 гг.) на северо-востоке ЕТР не столь существенный, как в случае толщины снега. В 1996–2011 гг. область роста ВЭС на западе ЕТР практически совпадает с областью тренда толщины снега как по расположению, так и по интенсивности. На крайнем севере ВЭС, в отличие от толщины снега, после 1995 г. сохраняет некоторый рост, что, возможно, связано с разницей в длине рассматриваемых периодов (1996–2011 и 1996–2013 гг.) для ВЭС. Отчасти с этим могут быть связаны и расхождения между тенденциями ВЭС и толщины снега после 1995 г. в горных районах Алтая и Прибай-

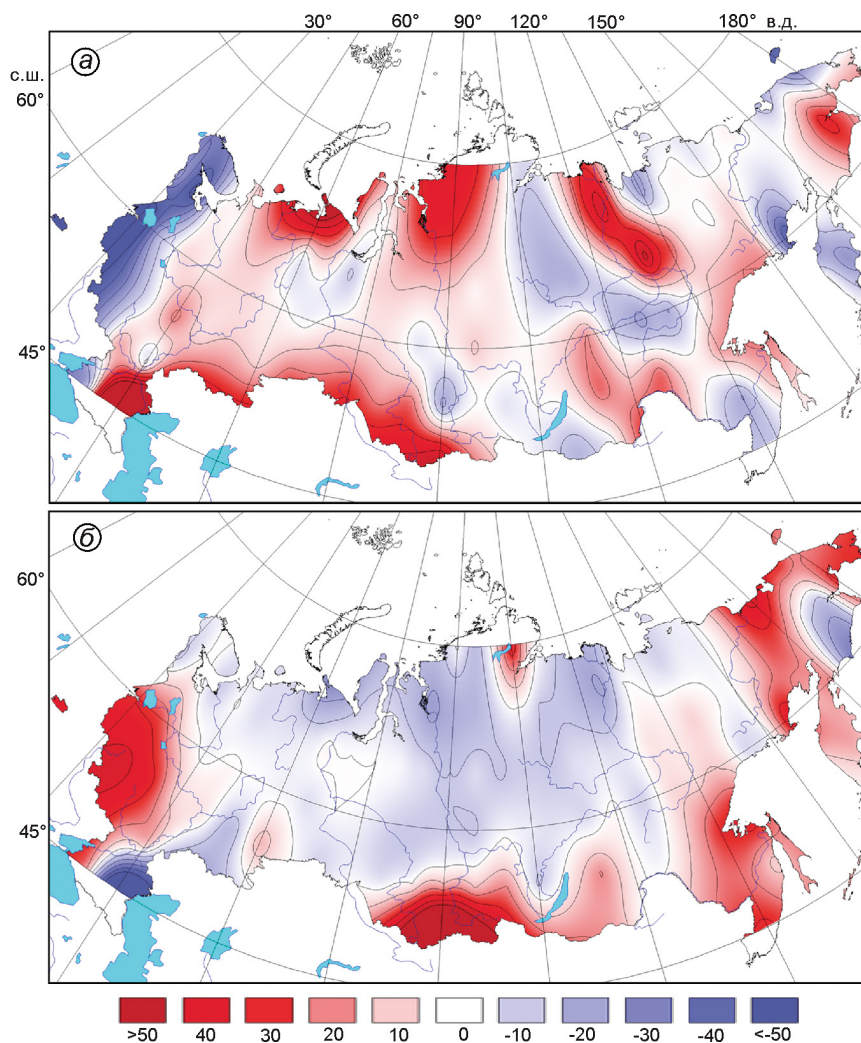


Рис. 5. Тренды максимальной за март толщины снежного покрова (% за 10 лет) в 1979–1995 гг. (а) и в 1996–2013 гг. (б) по данным наземных наблюдений
Fig. 5. Trends of March maximum snow depth (% per 10 years) for 1979–1995 (a) and for 1996–2013 (b) on the base of observational data

калья. Различие в тенденциях между западом и востоком Северного Кавказа, хорошо заметные для толщины снега в 1996–2013 гг., не отмечаются по данным ВЭС, что, вероятно, связано с редкой сетью наблюдений.

Тем не менее, тренды толщины снежного покрова и ВЭС, полученные по данным наземных наблюдений, указывают на общие тенденции в двух ключевых районах севера Евразии и о смене их знака с середины 1990-х годов. Надёжность этих результатов обеспечивается независимостью источников данных о толщине снега и ВЭС. Последнее позволяет сравнить данные наблюдений по ВЭС с реанализом и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведе-

ния ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. На рис. 6, в–е показано распределение трендов ВЭС, полученное по данным реанализа ERA-Interim (см. рис. 6, в, г) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (см. рис. 6, д, е). При этом во все периоды средняя для исследуемой территории величина ВЭС по данным наземных наблюдений (табл. 2) оказывается постоянной (119 мм) и выше, чем показывают реанализ (102/108 мм в 1979–1995/1996–2011 гг.) и спутниковые наблюдения (103/96 мм в 1979–1995/1996–2007 гг.), а соотношение между средним и стандартным отклонением (см. табл. 2) в случае спутниковых данных примерно соответствует данным наблюдений (как до, так и

Рис. 6. Тренды водного эквивалента снега в марте (% за 10 лет) в 1979–1995 гг. (а, в, д), в 1996–2011 гг. (б, з) и в 1996–2007 гг. (е) по данным наблюдений (а, б), реанализа ERA-Interim (в, з) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (д, е). Серой штриховкой (в, з) обозначены ячейки с отбракованными данными

Fig. 6. Trends of March snow water equivalent (% per 10 years) for 1979–1995 (a, v, d), for 1996–2011 (b, z), and for 1996–2007 (e) on the base of observational data (a, b), reanalysis ERA-Interim (v, z) and satellite Nimbus-7 POES measurements (d, e). Gray strokes (v, z) indicate false data

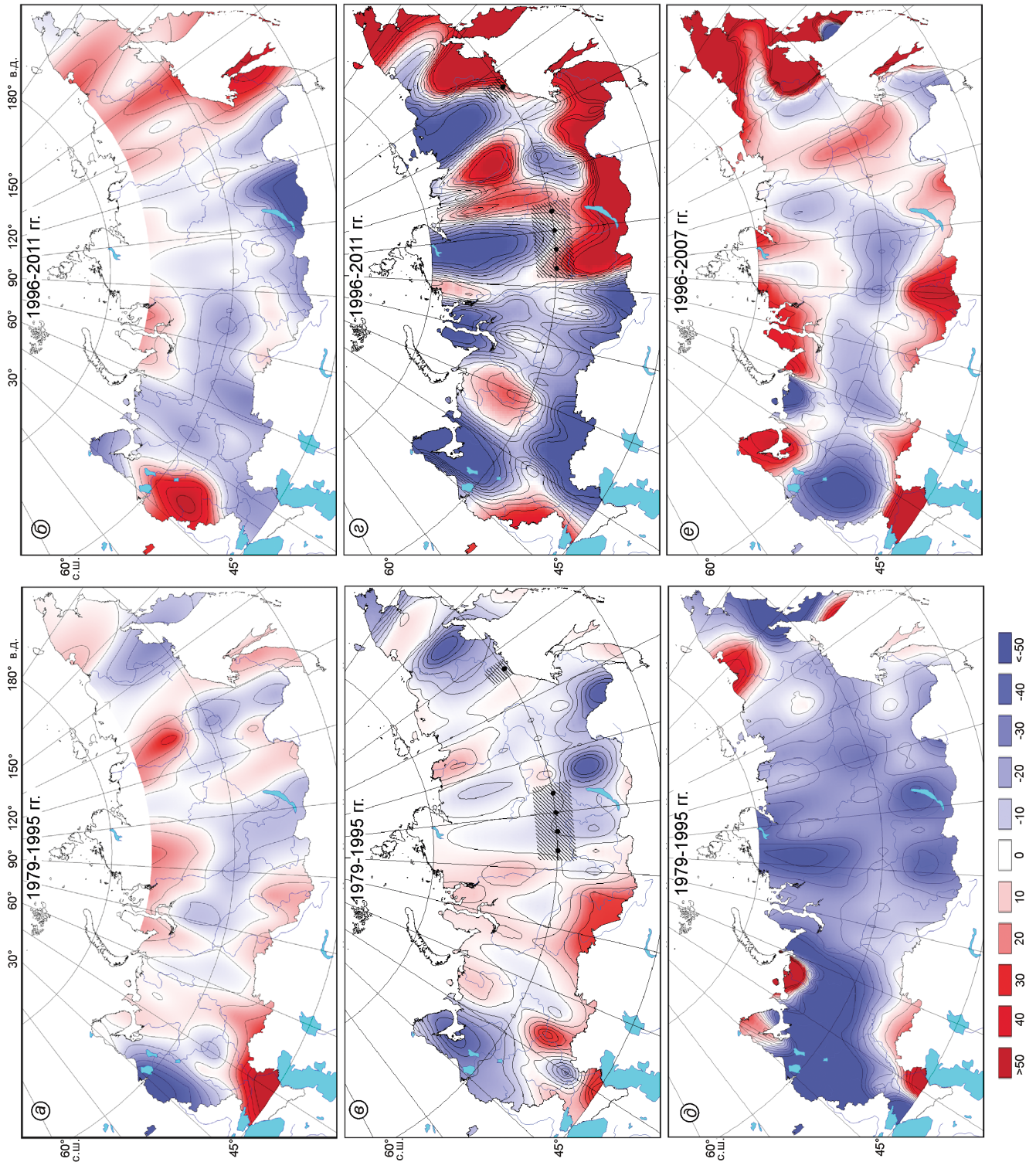


Таблица 2. Оценки среднего и стандартного отклонения ВЭС (мм) в целом на территории России по данным наземных наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Выделены оценки, статистически значимо ($p < 0,05$) отличающиеся от оценок, полученных по данным наблюдений

Источники данных	1979–1995 гг.	1996–2011 гг.	1996–2007 гг.
Наблюдения, ВНИИГМИ-МЦД	119*/25	119/31	119/30
Реанализ ERA-Interim	102/17	108/42	–
Спутниковые измерения Nimbus-7 POES	103/21	–	96/25

*В числителе – среднее значение, в знаменателе – стандартное отклонение. Прочерк означает отсутствие данных

после 1995 г.); в случае реанализа оно занижено в 1979–1995 гг. и завышено в 1996–2011 гг.

Сравнение полей тренда ВЭС (см. рис. 6, а, в) показывает, что пространственная структура тренда за 1979–1995 гг. по данным реанализа во многом соответствует оценкам, полученным по наземным наблюдениям, хотя отмечаются и некоторые региональные расхождения. Противоположные тенденции рассматриваемые поля показывают в Забайкалье (где имеется густая сеть наблюдений) и на Чукотке (где сеть крайне редкая). Для периода 1996–2011 гг. (см. рис. 6, б, г) расхождения трендов по данным наблюдений и реанализа очень существенны, особенно на Азиатской территории, и отмечаются они в районах как с густой, так и с редкой сетью наблюдений. При этом области интенсивного роста водного эквивалента снега в Прибайкалье, Хабаровском крае, Приморье, на Сахалине, а также на Дальнем Востоке достаточно близко совпадают с распределением трендов толщины снега в период после 1995 г. Сравнение трендов, рассчитанных по спутниковым измерениям с наблюдениями и реанализом, показывает, что совпадений почти нет (см. рис. 6, а, б, д, е). Исключение составляют область отрицательного тренда ВЭС на западе ЕТР в 1979–1995 гг. (хотя в отличие от наблюдений и реанализа по спутниковым данным она сливается с общим фоном уменьшения ВЭС практически по всей территории) и слабый рост на севере Западной и Центральной Сибири после 1995 г. Отметим также сходство в распределении тенденций на западе и востоке Се-

верного Кавказа между ВЭС по спутниковым данным и толщиной снежного покрова по наземным данным в 1979–1995 гг.

Обсуждение результатов и выводы

На основе данных наблюдений на 600 метеостанциях, расположенных на территории России, за 1950–2013 гг. выполнен анализ эмпирических ортогональных функций максимальной толщины снежного покрова в марте, а также за зимние месяцы в целом, позволивший выявить основные особенности региональной структуры многолетних колебаний этого параметра. С помощью пространственных структур ЭОФ1 и ЭОФ2 максимальной зимней толщины снега выделены два района-сектора: 45–120° в.д. и 120–180° в.д. севернее 55° с.ш., внутри которых колебания толщины снежного покрова связаны и однородны, а корреляция между средними параметрами по этим районам отсутствует. Эти же свойства характерны и для гораздо меньшего по территории сектора 30–45° в.д. (севернее 55° с.ш.), существование которого как отдельного района подтверждается полученными ранее результатами по данным бывшего СССР (включающих страны Балтии и Украину) за 1936–2000 гг. [26].

Средний многолетний ход максимальной толщины снежного покрова в марте, рассчитанный для каждого из выделенных районов-секторов, позволяет выявить средние тенденции этого параметра и его связь с современным потеплением и изменениями крупномасштабной циркуляции. Центральный сектор (45–120° в.д.) отличается наибольшим трендом (17 см за 64 года) толщины снега в начале весны и тесной корреляцией с температурой приземного воздуха в среднем по Северной Евразии в декабре–марте (до 0,82 в 1971–2013 гг.). Почти 60% изменчивости снежной аккумуляции в этом районе объясняется вариациями NAO и Scand, т.е. теми же циркуляционными индексами, которыми можно объяснить около 70% колебаний зимней температуры на севере Евразии [6, 26]. В северо-западном и северо-восточном секторах в целом за 1950–2013 гг. также отмечается рост снежной аккумуляции, но он почти вдвое меньше по сравнению с центральным районом (8 и 9 см за 64 года соответственно). Это указывает на связь толщины снега в этих рай-

онах с современным потеплением, хотя корреляция с температурой по Северной Евразии в целом (чередующаяся, синхронная и асинхронная) устанавливается только для 10–15-летних отрезков. На фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР (30–45° в.д.), совпадающего с его многолетним ходом в центральном секторе, их межгодовые вариации, напротив, как правило, находятся в противофазе как с колебаниями толщины снега, так и с температурой. Асинхронная корреляция межгодовых колебаний также свидетельствует о связи снегонакопления с современным потеплением в результате снеготаяния, обусловленного зимними оттепелями.

Смена тенденций толщины снежного покрова на рубеже середины 1990-х годов (в период резкого потепления 1979–1995 гг. и в период слабого отрицательного тренда зимней температуры 1996–2013 гг.) проявляется достаточно чётко: рост максимальной за март толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР до 40–50% за 10 лет от нормы (за 1979–1995 гг.) и такое же её уменьшение на западе ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Это не противоречит полученным ранее выводам о трендах параметров снежного покрова в 1966–2010 гг. [17], но показывает, что они дают сглаженные по времени и по территории оценки, которые не могут учитывать изменение тенденций, способных по временным и пространственным масштабам влиять на водные ресурсы целых регионов. В общих чертах территориальное распределение этих тенденций соответствует структуре, выявленной для периода 1950–2013 гг. методом ЭОФ анализа, и свидетельствует о её устойчивости. Установленная связь снегонакопления с температурой и крупномасштабной циркуляцией, в частности с индексами NAO и Scand, позволяет сделать вывод, что уменьшение снегонакопления на северо-востоке ЕТР и севере Сибири в 1996–2013 гг. связано с теми же факторами, что и ослабление зональной циркуляции, и рост повторяемости холодных зим. Одна из возможных причин формирования этих аномалий – сокращение площади арктического льда [5, 9, 25]. Тогда полученные результаты не соответствуют выводам об увеличении толщины снежного покрова на севере Сибири в результате сокращения площади ледяного покрова в Арктике, сделанным на основе модельных расчётов [19].

Региональные закономерности, характерные для изменений толщины снега, прослеживаются и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съёмки за 1979–2011 гг. Сравнение данных наблюдений ВЭС с реанализом ERA-Interim и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведения ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. в целом показывает существенные расхождения. Довольно близкое соответствие распределения региональных тенденций ВЭС по данным реанализа наземным наблюдениям отмечается только в 1979–1995 гг. В последующие 16 лет некоторое качественное сходство в распределении тенденций обнаруживается только для ЕТР. Уменьшение водного эквивалента снега в 1979–1995 гг. почти на всей территории России, которое показывают спутниковые измерения, соответствует данным наземных наблюдений и реанализу только на западе ЕТР. Средние по всей территории значения ВЭС занижены по сравнению с наземными наблюдениями, причём особенно заметны эти расхождения для спутниковых данных в 1996–2007 гг., а данные ВЭС из реанализа дают существенно завышенное стандартное отклонение для 1996–2011 гг.

Результаты сравнения указывают на существенные ограничения в использовании данных реанализа и особенно спутниковых измерений при анализе многолетних тенденций снеготолщины. Нельзя не учитывать и недостатки данных наземных наблюдений, связанные с редкой сетью, перераспределением снега и трудностями измерений в условиях сложного рельефа. Вероятно, на это указывает сходство между распределением трендов ВЭС из реанализа и данными наблюдений за толщиной снега в тех районах, где наземные данные определения ВЭС показывают противоположные тенденции. Для дальнейшего тестирования данных о снеготолщине целесообразно проведение подобного сравнения с привлечением, помимо наблюдений за ВЭС, данных о твёрдых осадках.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» и проекта NordForsk GREENICE.

Литература

1. Гельфан А.Н., Музылев Е.Л., Успенский А.Б., Старцева З.П., Успенский С.А., Романов П.Ю. Модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой, ориентированная на использование спутниковой информации, и ее применение для сельскохозяйственного региона // *Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2012. Т. 9. № 5. С. 183–191.
2. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Пространственные особенности межгодового взаимодействия полей параметров климата и снежного покрова севера Евразии // *Криосфера Земли*. 2001. Т. 5. № 4. С. 84–91.
3. МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2007. 145 с.
4. МГЭИК: Изменение климата, 2013 г.: Резюме для политиков. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2013. 36 с.
5. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (122). С. 53–62.
6. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.
7. Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 29–40.
8. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1. С. 232–248.
9. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
10. Хан В.М. О статистических связях глубин снежного покрова с приземной температурой воздуха над территорией северной Евразии: Тр. науч. семинара НАН Украины и РФФИ «Проблемы и достижения долгосрочного метеорологического прогнозирования», 5–7 октября 2011 г. Киев. С. 47–56.
11. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2010. № 1 (109). С. 43–58.
12. Dee D.P., Uppala S.M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N. and Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. V. 137. P. 553–597.
13. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // *Environ. Research Letters*. 2013. № 8. 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
14. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing Climate // *Journ. of Climate*. 2009. V. 22. № 8. P. 2124–2145.
15. Brown R., Robinson D. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty // *Cryosphere*. 2011. № 5. P. 219–229.
16. Brun E., Vionne V., Boone A., Decharme B., Peings Ya., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses // *Journ. of Hydrometeorology*. 2013. № 14. P. 203–219.
17. Bulygina O., Groisman P., Razuvaev V., Korshunova N. Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966 // *Environ. Research Letters*. 2011. № 6. 045204.
18. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. Nimbus-7 derived global snow cover parameters // *Annals of Glaciology*. 1987. V. 9. P. 39–44.
19. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. Effects of forest on the snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field experiment // *Hydrological Processes*. 1996. V. 10. P. 1565–1574.
20. Cohen J., Foster J., Barlow M., Saito K., Jones J. Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event // *Geophys. Research Letters*. 2010. № 37. L17707.
21. Ghatak D., Deser C., Frei A., Gong G., Phillips A., Robinson D.A., Stroeve J. Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008 // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. № 117. D23108. doi: 10.1029/2012JD018047.
22. Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M. Snow cover characteristics over the main Russian river basins as represented by reanalyses and measured data // *Journ. of Applied Meteorology and Climatology*. 2008. V. 47. P. 1819–1833.

23. *Krenke A.* Former Soviet Union hydrological snow surveys, 1966–1996, digital media. Natl. Snow and Ice Data Cent. World Data Cent. for Glaciol. Boulder, Colo. 1998.
24. *Nakamura H., Miyasaka T., Kosaka Y., Takaya K., Honda M.* Northern Hemisphere extratropical tropospheric planetary waves and their low-frequency variability: their vertical structure and interaction with transient eddies and surface thermal contrasts. *Climate Dynamics: Why Does Climate Vary?* // *Geophys. Monograph* / Ed. D. Sun and F. Bryan. AGU. Ch. 6. 2010. V. 189. P. 149–179.
25. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journ. of Geophys. Research – Atmospheres*. 2010. V. 115. D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
26. *Popova V.* Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes // *Intern. Journ. of Climatology*. 2007. V. 27. P. 1721–1733.
27. *Romanov P., Gutman G., Csiszar I.* Automated monitoring of snow cover over North America using multispectral satellite data // *Journ. of Applied Meteorology*. 2000. V. 39. P. 1866–1880.
28. *Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 2010. № 23 (21). P. 5668–5677. doi: 10.1175/2010JCLI3347.1.
29. *Semenov V., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Research Letters*. 2015. № 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
30. *Wang L., Chen W.* Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 // *Geophys. Research Letters*. 2010. № 37. L09707.
31. *Ye H.* Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern central Eurasia and their connections to Atlantic and Pacific oceans and atmospheric circulation // *Journ. of Climate*. 2001. № 14. P. 4573–4584.

Summary

Data on maximum snow depth for March (as well as for the winter months on the whole) obtained from 600 Russian meteorological stations in 1950–2013 were analyzed using empirical orthogonal functions (EOF) in order to reveal spatial features of

long-term fluctuations of winter snow accumulation. Patterns of the snow depth EOF1 and EOF2 (Fig. 3) demonstrate that the territory under investigation (to the north of 55° N) can be divided into two sectors (regions): 45–120° E and 180–120° E. They are characterized by similar fluctuations of snow depths within a region and absence of correlation between values of this parameter in each of these regions. The results obtained earlier in the former Soviet Union (including the Baltic coast and the Ukraine) for 1936–2000 [26] allow a suggestion that these properties might be also referred to significantly smaller region/sector 30–45° E (to the north of 55° N) as the region with weak winter inter-annual variations of snow depths.

Inter-annual variations of the maximum snow depths for March averaged within each of above three regions demonstrate average trends of this parameter and their relationship with recent climate warming and macro-scale circulation changes (Fig. 4, Table 1). The central sector (45–120° E) is characterized by the most essential trend of the snow depth in early spring (17 cm per 64 years) and a close correlation (0.82 in 1971–2013) with surface air temperatures averaged for North Eurasia for December–March. Almost 60% of winter snow accumulation variability in the central region can be explained by NAO and Scand variations (see Table 1), and as it is reported in [7, 25] the same circulation indices explain almost 70% of the winter temperature variability in Northern Eurasia. Increasing of snow accumulation in 1950–2013 is also observed in the north-western and north-eastern regions. Although the trend parameters appear to be almost twice smaller as compared with similar ones in central region (8 and 9 cm over 64 years, respectively) they are indicative of a relation between winter snow accumulation in these regions and the recent warming. However the correlation between the snow depths values in the north-western and north-eastern regions and the Eurasian winter temperatures, estimated for intervals of 10–15 years, changes from synchronous to opposite. Asynchronous correlation between snow depth and temperature, calculated for the north-eastern region covering the large part of ETR (European Territory of Russia), obviously points to the snow melting as a response to winter warming.

Spatial distribution of the March maximum snow depth trends was analyzed for 1979–1995, and it is characterized by rapid warming at the

global scale as well as for North Eurasia. The next period 1996–2013 is characterized by a weak negative trend of the North Eurasian winter temperatures (see Fig. 1). Comparison of the corresponding patterns (Fig. 5) shows increasing of snow depth in the north of Siberia and north-east of the ETR as 40–50% per 10 years (as compared to the mean for 1979–1995) and simultaneous decreasing in the west of the ETR change for opposite tendencies since the mid-1990s. This fact is not inconsistent with the previously obtained conclusions on trends in snow cover parameters for 1966–2010 [17], but it reveals the shift of trends essential from the view point of the impact on water resources of large regions and smoothed over time and territory in the estimates obtained for 45-years period. In general, the spatial distribution of the tendencies revealed corresponds to the regional features of snow depth variations for 1950–2013 obtained using the EOF analysis. Relationship of snow accumulation with the temperature variation and macro-scale atmospheric circulation, particularly described by the NAO and Scand indices, allows us making the conclusion that decrease of snow depth in the north of Siberia and north-east of the ETR in 1966–2013 as well as increased occurrence of cold winters in Siberia is the response to weakening of westerlies which in turn might be caused by reduction of the Arctic sea ice concentration during the last decades [5, 9, 25].

Regional features of snow depth variability over the North Eurasia can be recognized in the spatial and temporal distribution of snow water equivalent (SWE) trends obtained from data of snow route

surveys in 1979–2011 (Fig. 6, *a, б*). Comparison between patterns of SWE trends (see Fig. 6, *a–e*) derived from different data sources, including observations, reanalysis ERAInterim and satellite Nimbus-7 POES measurements, with respect to spatial trend distribution for the periods 1979–1995 and 1996–2011 (2007 for satellite data) reveals the substantial differences. Quite a close similarity of distribution of the trends demonstrated by reanalysis and observations can be noted only in 1979–1995. For the next 16 years some qualitative similarity of the distribution of trends was found only for ETR. Decreasing of SWE from the reanalysis in 1979–1995 almost over the entire territory of Russia, demonstrated also by the satellite data, corresponds to the SWE from observations and reanalysis only in the west of ETR. The spatially averaged SWE values from reanalysis and especially from satellite data since the mid of 1990-s appear to be too small as compared to the observational data (Table 2). In general, the results obtained lead to a conclusion about significant limitations of reanalysis and satellite data from the view point of 10–20 year trends of SWE. At the same time one should not ignore deficiencies of measurements associated with a rareness of observational network in some regions. Probably, this is indicated by the similarity between the distribution of the snow depth trends and trends of SWE from reanalysis in some areas where observational SWE data demonstrate essential differences (see Fig. 5, *б*, Fig. 6, *б, з*). For further testing of the SWE data, it might be promising to involve into comparison the observational data of solid precipitation.