

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.578.42

Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции

© 2013 г. В.В. Попова, И.А. Полякова

Институт географии РАН, Москва

*valeria_popova@mail.ru**Статья принята к печати 13 января 2013 г.*

Пространственная связанность, Северная Евразии, современное глобальное потепление, сроки разрушения снежного покрова, циркуляционные индексы.

Indices of atmospheric circulation, north of Eurasia, recent global warming, snow cover destruction dates, spatial correlation.

Рассматриваются основные климатические характеристики сроков разрушения устойчивого снежного покрова в Северной Евразии. Выявлены закономерности их колебаний в пределах исследуемой территории, проанализированы их изменения в период современного глобального потепления и установлена роль циркуляционных факторов. Показано, что для большей части территории характерна тесная пространственная связанность этой характеристики: на Русской равнине и в Западной Сибири масштабы колебаний достигают 1000–1500 км по широте и 450–700 км в меридиональном направлении. опережение сроков разрушения снежного покрова на западе и юго-западе Русской равнины связано, как правило, с аномалиями Северо-Атлантического колебания (NAO). В период современного потепления климата оно может достигать 15–20 дней. Некоторое запаздывание сроков разрушения снежного покрова, которое наблюдается в последнее десятилетие на севере Западной Сибири и северо-востоке Русской равнины, обусловлено положительными аномалиями индексов SCAND и EAWR.

Введение

Разрушение снежного покрова в конце зимы — начале весны представляет собой важный этап сезонного цикла, влияющий на водо- и энергообмен в почве и пограничном слое атмосферы [13–15]. Распределение снежного покрова, запаздывание или опережение сроков его разрушения могут способствовать возникновению возмущений в поле давления и приводить к образованию аномалий атмосферной циркуляции в течение весны и в начале лета [1, 12, 17]. Кроме того, снегозапасы и условия их перехода в жидкое состояние — важнейшие факторы водообеспеченности, урожайности территории, а также рисков, связанных с формированием весеннего половодья. Изучение изменений сроков разрушения снежного покрова и их региональных особенностей — серьёзная проблема, которая имеет как научное, так и прикладное значение.

Цель данной работы — анализ изменений сроков разрушения снежного покрова на территории Северной Евразии в период современного

глобального потепления. Авторы исследований последних лет [4, 8, 9], как правило, рассматривают периоды залегания снега, не выделяя при этом сроки его разрушения в качестве отдельного показателя. О климатических средних этой характеристики можно судить только по карте в Климатическом атласе СССР 1960 г. [5], где проанализированы данные с 1891 по 1945 г. Поэтому одна из основных задач нашей работы — получить климатические характеристики сроков разрушения устойчивого снежного покрова — средних и стандартного отклонения за 1936–2008 гг., обобщающих период регулярных наблюдений на обширной сети гидрометеорологических станций (ГМС), охватывающей территорию России и сопредельных государств. Следующая задача — выявление отклика сроков разрушения снежного покрова на современное глобальное потепление. С этой точки зрения интересны сравнение средних характеристик в разные временные периоды, а также связь сроков разрушения снега с измене-

ниями температуры и вариациями крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Помимо перечисленных задач, в работе рассмотрены особенности пространственной связанности сроков разрушения снежного покрова в Северной Евразии. Изучение свойств поля рассматриваемой характеристики в рамках данной работы имеет прежде всего методическое значение и направлено на установление ограничения точности интерполяции, вызванного недостаточностью сети ГМС. Кроме того, с решением этой задачи связан вопрос репрезентативного представления сроков разрушения снега для выполнения ряда прикладных задач, к которым относится, например, планирование агротехнических мероприятий и прогноз весенних половодий.

Данные и методы

В работе использованы данные 183 ГМС, расположенных на территории России и сопредельных государств (в зоне 45–70° с.ш.), из архива ВНИИГМИ–МЦД (www.meteo.ru). Мы работали с обновлённым архивом за период 1936–2008 гг., предоставленном на сайте ВНИИГМИ–МЦД в конце 2010 г. Даты разрушения устойчивого снежного покрова устанавливались по визуальным данным о степени покрытия на территории вокруг ГМС. Устойчивым считался снежный покров, который лежит непрерывно всю зиму или с перерывами не более трёх дней в течение 30 дней его залегания. Даты появления и схода снежного покрова определяются на станциях по первому и последнему за зиму значку в метеорологическом бюллетене наблюдателя на станции. Последний значок ставится, если наблюдатель заметил, что более половины видимой поверхности вокруг станции свободно от снега [7]. В качестве порогового значения выбрано 50% покрытия. Это позволяет с одинаковой точностью определить дату схода за весь период с 1936 по 2008 г., поскольку до 1960 г. визуальная оценка покрытия снегом велась с точностью до 50%. Таким образом, дата, когда покрытие поверхности снегом становилось меньше 50%, считалась датой схода устойчивого снежного покрова. Учитывались также климатические особенности залегания снега на юге России, в странах Балтии и на западе Украины, для которых характерны оттепели с последующим установлением снежного покрова. Если период оттепели был больше последующего периода со снежным покровом (при более 50%-м покрытии видимой площади), то дата наступления оттепели считалась датой разрушения устойчивого снежного покрова.

В противном случае временное разрушение снега в результате оттепели не учитывалось.

Пространственный анализ и построение карт предполагают интерполяцию данных ГМС, условием которой является наличие связи между наблюдаемыми значениями в различные моменты времени [3]. Густая и достаточно равномерная сеть ГМС существует лишь в центральных частях крупнейших равнин и плоскогорий России, наиболее неравномерна и редка сеть на Крайнем Севере, на территориях Дальнего Востока и Восточной Сибири. Поэтому на первом этапе работы изучались особенности пространственной связанности сроков разрушения снежного покрова, что позволило выбрать оптимальное разрешение при интерполяции и установить регионы, где из-за недостаточной сети ГМС она может привести к погрешностям.

Один из основных параметров пространственной связанности — радиус корреляции, который даёт возможность судить о пространственных масштабах колебаний исследуемой характеристики и определяется расстоянием, на котором коэффициент корреляции r убывает в e раз по сравнению с центром, где $r = 1$ [2], что соответствует положению изокорреляты $r = 0,37$. Таким образом, величина общей дисперсии между сроками разрушения снежного покрова на выбранной и близлежащих ГМС в пределах радиуса корреляции составляет 14% и выше. Радиус корреляции рассчитывается в нескольких направлениях и служит характеристикой анизотропии — свойства пространственной связанности сроков разрушения снега. Наиболее наглядный метод оценки пространственных связей — построение поля изокоррелят для избранного центра корреляции. В качестве центров корреляции было выбрано восемь ГМС в разных природных зонах и регионах России: Елатьма (54,9° с.ш., 41,7° в.д.); Омск (54,9° с.ш., 73,4° в.д.); Бодайбо (57,8° с.ш., 114,2° в.д.); Ханты-Мансийск (60,97° с.ш., 69,07° в.д.); Туруханск (65,78° с.ш., 87,95° в.д.); Оленёк (68,5° с.ш., 112,3° в.д.); Жиганск (66,77° с.ш., 123,4° в.д.); Сеймчан (62,92° с.ш., 152,42° в.д.). Далее рассчитывались коэффициенты корреляции между значениями сроков разрушения снежного покрова на каждой из этих ГМС со всеми окружающими станциями (за 1936–2008 гг.). Поля коэффициентов корреляции между сроками разрушения снега для разных центров корреляции приведены на рис. 1.

В результате выполненного анализа для интерполяции данных ГМС выбрано разрешение $2^\circ \times 2^\circ$,

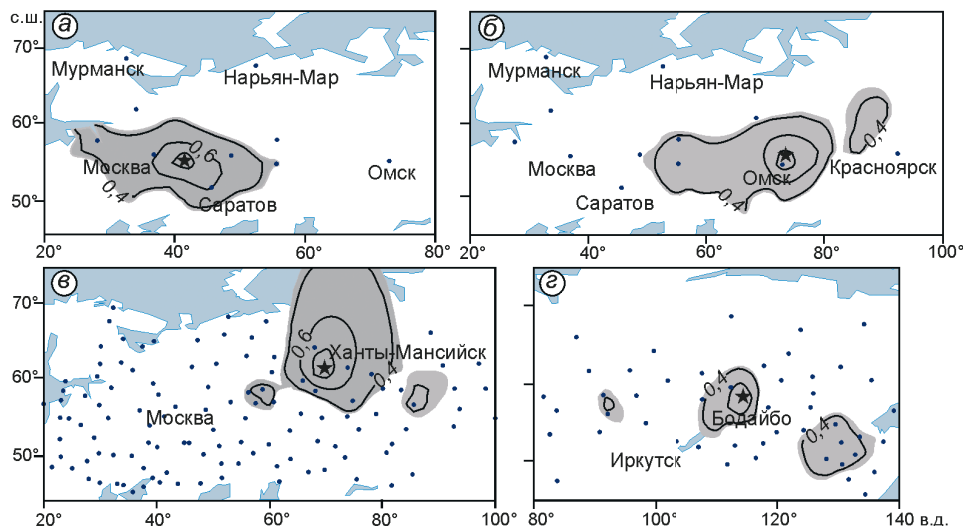


Рис. 1. Коэффициенты корреляции между колебаниями сроков разрушения снежного покрова на ГМС (отмечено звёздочками) Елатьма (а), Омск (б), Ханты-Мансийск (е), Бодайбо (з) и окружающих станциях (отмечено точками) за 1936–2008 гг.

Серой заливкой обозначены области, ограниченные радиусом корреляции $r \geq 0,37$; изокорреляты проведены через 0,2
Fig. 1. Correlation coefficients between sustained snow cover destruction date variations in the meteorological stations (marked by stars) Elatma (a), Omsk (b), Hanty-Mansiysk (e), Bodaiibo (z) and surrounding stations (points — meteorological station) during 1936–2008. Gray color indicates areas limited by radius of correlation $r \geq 0,37$; isoline interval is 0.2

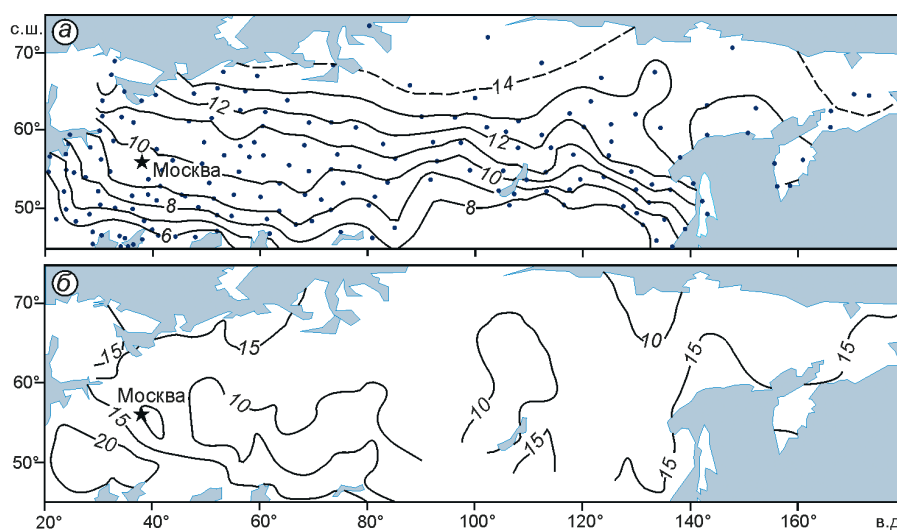


Рис. 2. Сроки разрушения устойчивого снежного покрова в декадах от начала года (а) и стандартное отклонение в днях (б) за период 1936–2008 гг.

Пунктирной кривой обозначены изолинии, проведённые в районах с редкой сетью, не обеспечивающей достаточной точности интерполяции; точками обозначены ГМС

Fig. 2. Sustained snow cover destruction dates in decades from the beginning of the year (a) and standard deviation in days (b) for 1936–2008. Dotted line indicates isolines, derived in the regions with rare station network which not providing sufficient accuracy of interpolation; meteorological station locations are marked with points

которое примерно обеспечивает корреляцию 0,8–0,6 между соседними ячейками на большей части исследуемой территории. Исключение составляют некоторые регионы Крайнего Севера и Дальнего Востока, где редкая сеть ГМС оставляет существенные неопределённости в распределении

сроков разрушения снега (на рис. 2, а изолинии в этих районах проведены пунктиром).

На следующем этапе анализировались климатические характеристики сроков разрушения снежного покрова. Для этого были рассчитаны и построены поля средних значений и стандартных отклоне-

ний за 1936–2008 гг. (см. рис. 2, а, б). С целью изучения многолетних тенденций сроков разрушения снежного покрова на территории Северной Евразии и их связи с современным глобальным потеплением рассчитано изменение этих характеристик в последние несколько десятилетий по сравнению с некоторым «базовым» периодом, предшествующим глобальному потеплению, которое началось в 1970-х годах [6, 8]. В качестве базового выбрано тридцатилетие 1951–1980 гг., когда колебания средней по Северному полушарию годовой температуры приземного воздуха были очень близки к стационарным. Для сравнения дополнительно взяты ещё два двадцатилетия (1988–2007 и 1951–1970 гг.), а также периоды до и после начала 1970-х годов (1936–1970 и 1971–2008 гг.).

Вычислялись также коэффициенты линейной корреляции между сроками разрушения снежного покрова и температурой приземного воздуха, осреднённой по территории России и прилегающих государств (в среднем за март и февраль). Для выявления связи сроков разрушения снега с крупномасштабной циркуляцией атмосферы использованы индексы атмосферной циркуляции вне тропической зоны Северного полушария из архива «Northern Hemisphere Teleconnection Patterns», предоставленного National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (<http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). Рассматривались индексы, с которыми связаны наиболее значительные аномалии температуры и осадков на территории Северной Евразии: North Atlantic Oscillation (NAO – Северо-Атлантическое колебание); Scandinavian index (SCAND – Скандинавский); East Atlantic West Russia (EAWR – Восточная Атлантика – Западная Россия); East Atlantic (EA – Восточно-Атлантический) и West Pacific (WP – Западно-Тихоокеанский). Рассчитаны и построены поля коэффициентов корреляции между значениями перечисленных индексов за февраль, март и апрель 1950–2008 гг. (результаты анализа связи сроков разрушения снежного покрова с индексами EA и WP позволили установить её локальный характер, поэтому в работе не приводятся). Порог статистической значимости вычислялся по формуле $r = 2(n - 2)^{-0.5}$, где r – минимальный по модулю значимый коэффициент корреляции на 5 %-м уровне значимости; n – длина ряда наблюдений [9]. Значимыми считались коэффициенты, превышающие по модулю 0,26.

Кроме того, оценивались сдвиги сроков разрушения снега, связанные с колебаниями NAO и SCAND.

Для этого выбрано по восемь лет, равномерно распределённых с 1950 по 2008 г., с отрицательными и положительными аномалиями этих индексов в те месяцы, когда наблюдается наиболее заметное их влияние на рассматриваемой территории. Учитывались аномалии, выходящие за границы стандартного отклонения, рассчитанного за 1950–2008 гг. Выбраны следующие годы аномалий: 1) для индекса NAO (в среднем за февраль–март) – положительные аномалии: 1959, 1967, 1973, 1982, 1989, 1997, 2002, 2007 гг.; отрицательные аномалии: 1952, 1958, 1965, 1969, 1978, 1987, 2001, 2005 гг.; 2) для индекса SCAND (в среднем за март–апрель) – положительные аномалии: 1961, 1967, 1973, 1976, 1982, 1989, 1992, 2002 гг.; отрицательные аномалии: 1951, 1961, 1967, 1977, 1981, 1990, 1997, 2008 гг.

Затем рассчитывались разности сроков разрушения снежного покрова в среднем за годы положительных/отрицательных аномалий индексов по сравнению со средним значением сроков разрушения снега за 1950–2008 гг. и строились поля их значений. Статистическая значимость рассчитанных разностей оценивалась с помощью критерия Стьюдента. Приведём пороговые значения разностей сроков разрушения снега между различными временными периодами, значимых на 5- (числитель) и 10%-м (знаменатель) уровнях: 1998–2007 и 1951–1980 гг. – 5/4; 1988–2007 и 1951–1970 гг. – 7/5; 1971–2007 и 1936–1970 гг. – 4/3.

Пространственная связанность сроков разрушения снежного покрова в Северной Евразии

Связанность сроков разрушения снежного покрова по территории иллюстрируют поля их корреляции в перечисленных выбранных центрах с окружающими их ГМС (см. рис. 1). Рассмотрим, насколько тесно колебания этих сроков связаны с соседними станциями и как меняется связанность этой характеристики по территории. Анализ поля изокоррелят с центром на *Восточно-Европейской равнине* (ГМС Елатма) показывает (см. рис. 1, а), что в этом регионе пространственная связанность достаточно высока, особенно в широтном направлении. Последнее обусловлено циркуляционными условиями, в частности господствующим западным переносом, влияющим на температурный режим территории. В широтном направлении радиус корреляции составляет более 1000 км, в долготном – 480 км, т.е. примерно в 2 раза меньше. Это указывает на ярко выраженную анизотропность поля сроков разрушения снежного покрова, причём в направлении запад–северо-запад и

восток—юго-восток изокорреляты вытянуты почти симметрично относительно центра корреляции.

В *Западной Сибири* (центр корреляции — ГМС Омск) пространственная связанность сроков разрушения снега (см. рис. 1, б) ещё более высока: по широте радиус корреляции достигает 1500 км, а в направлении на север и юг — около 700 км. Сохраняется и анизотропность поля, причём к востоку от центра область корреляции разбивается на две, прерываясь в районе Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау, что свидетельствует о существенном влиянии орографии и высоты местности на колебания сроков разрушения снежного покрова. Достаточно высока пространственная связанность этих сроков и в северных районах Западной Сибири (см. рис. 1, в). Значительно удалённая от центра на север ГМС Ханты-Мансийск находится в радиусе корреляции (0,37), который в среднем приближается к 700 км.

Иная картина наблюдается на территории *Восточной Сибири* (центр корреляции на ГМС Бодайбо). Здесь как в широтном, так и в долготном направлении радиус корреляции не превышает 350 км (см. рис. 2, г), а область корреляции распадается на несколько изолированных очагов. Скорее всего, это связано с влиянием орографии: ГМС Бодайбо находится на высоте 278 м над ур. моря в долине на р. Витим и окружена горами; с юга расположено Становое нагорье (высота более 3000 м), с запада — Ангарское плато (высота до 2000 м), с востока — Алданское нагорье и Становой хребет (высота более 2000 м). Очевидно, изолированные участки значимой корреляции соответствуют более низким формам рельефа, в частности долинам рек.

Таким образом, как на Русской равнине, так и на территории Западной Сибири, наряду с густой сетью ГМС, наблюдается высокая связанность сроков разрушения снега. Расстояние между станциями здесь в среднем соответствует радиусу корреляции $r = 0,8 \div 0,6$. На территории Восточной Сибири связанность сроков разрушения снежного покрова менее тесная, но вместе с тем среднее расстояние между станциями не превышает радиуса корреляции ($r \geq 0,37$). Суммируя эти результаты, мы можем сделать заключение, что на перечисленных территориях имеющаяся сеть ГМС позволяет интерполировать их данные без существенных погрешностей. Принимая во внимание средние величины радиуса корреляции и расстояния между станциями, для пространственного анализа сроков разрушения снега мы выбрали разрешение $2^\circ \times 2^\circ$.

Особое значение оценка связанности сроков разрушения снежного покрова имеет для северных

регионов Сибири и Дальнего Востока, которые отличаются крайне редкой и неравномерной сетью ГМС. На Дальнем Востоке (анализ поля корреляции проведён для ГМС Сеймчан) связь этих сроков сохраняется на значительном расстоянии в западном направлении, несмотря на то, что расстояние между станциями достигает 700 км. В других направлениях статистически значимая корреляция сроков разрушения отсутствует. В северных районах Восточной Сибири (ГМС Туруханск, Оленёк, Жиганск) значения коэффициентов корреляции сроков разрушения снега со всеми ближайшими станциями также оказались незначимыми. В первую очередь, это связано с удалённостью станций, а также, вероятно, с региональными особенностями. Отсюда следует, что линейная интерполяция данных в этом регионе приводит к большим погрешностям и ограничивает их интерпретацию районами, непосредственно прилегающими к ГМС. Данное обстоятельство и определило прохождение северной границы исследуемой территории 70° с.ш.; изолинии средних сроков разрушения снежного покрова на севере Восточной Сибири и Дальнего Востока на рис. 2, а проведены пунктиром.

Изменения сроков разрушения снежного покрова в Северной Евразии во второй половине XX — начале XXI в.

Рассмотрим, как распределяются средние сроки разрушения устойчивого снежного покрова, полученные по данным за 1936—2008 гг. (см. рис. 2, а). В целом изолинии вытянуты по широте с небольшими отклонениями, причины которых связаны с удалённостью от Атлантики, а также с высотой поверхности над уровнем моря и другими особенностями орографии. В условиях достаточно густой сети ГМС заметны общие черты влияния рельефа на распределение сроков разрушения снега. В распределении изолиний выделяются высокогорные области — Саяны, Алтай и др. Разница в средних сроках разрушения снега на территории Северной Евразии составляет более четырёх месяцев — от середины февраля на юге до середины мая на Крайнем Севере. На Русской равнине сроки разрушения снежного покрова меняются от последней декады февраля на юге до первой декады мая на севере. На широте Москвы в среднем они приходятся на начало апреля, а на юге, на широте Ростова-на-Дону, снег разрушается уже в первой декаде марта. Примерно в том же временном диапазоне разрушается снежный покров в Западной Сибири. В Восточной Сибири и Приморье заметно ступение изолиний южнее 60° с.ш.,

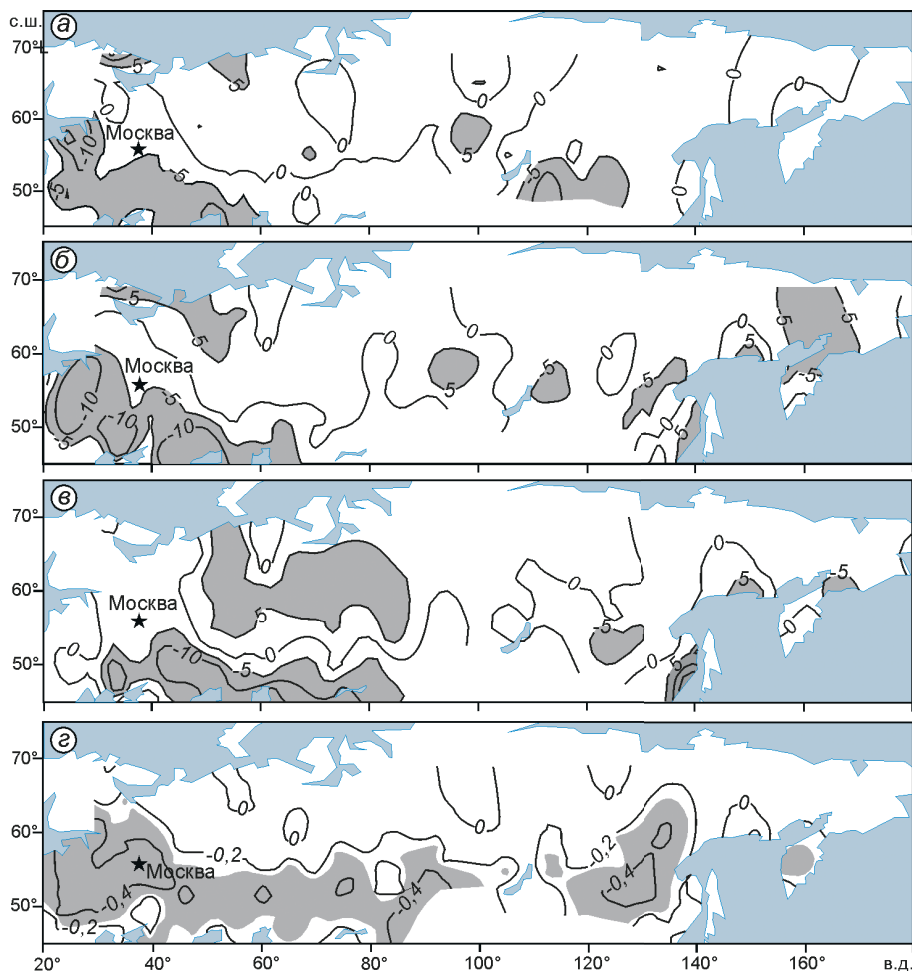


Рис. 3. Изменения сроков разрушения устойчивого снежного покрова в эпоху современного глобального потепления.

Разности (в днях) между средними сроками разрушения снежного покрова: *а* – за 1971–2008 гг. по сравнению с 1936–1970 гг., *б* – за 1988–2007 гг. по сравнению с 1951–1970 гг., *в* – за 1998–2007 гг. по сравнению с 1951–1980 гг.; *з* – коэффициент корреляции между сроками разрушения снежного покрова и средней по Северной Евразии температурой приземного воздуха в марте (1950–2008 гг.); серой заливкой обозначены области статистически значимых величин на 5%-м уровне

Fig. 3. Changes of sustained snow cover destruction dates during recent global warming.

The difference (in days) between the mean of destruction of snow cover: *a* – for 1971–2008 compared to the 1936–1970, *b* – for 1988–2007 compared to the 1951–1970, *v* – for 1998–2007 compared to 1951–1980; *z* – correlation coefficients between the dates of snow cover destruction and surface air temperature in March averaged for the Northern Eurasia (1950–2008); statistically significant values at 5% level are marked with gray fill

т.е. разрыв в сроках разрушения с севера на юг там больше, чем на Русской равнине и в Западной Сибири в тех же широтах. Скорее всего, это в большей степени связано с низкими климатическими нормами твёрдых осадков в этих районах [4, 11], чем с термическим режимом. То же относится к восточной части бассейна р. Лена, где резкое отклонение изолиний на север совпадает с минимумами твёрдых осадков и максимальной толщины снега [4, 11]. Изменчивость сроков разрушения снежного покрова на большей части рассматриваемой территории не выходит за пределы 10–15 дней (см. рис. 2, б). В континентальных районах они более устойчивы – стандартное отклонение там менее 10 дней; ближе к Атлантике и Тихоокеанскому побережью – более изменчивы, как и на юге Русской равнины, где стандартное отклонение превышает 20 дней.

Чтобы ответить на вопрос, как менялись сроки разрушения снежного покрова на протяжении 1936–2008 гг. и как эти изменения связаны с современным глобальным потеплением, рассмотрим прежде всего изменение средних для 1971–2008 гг.,

т.е. периода современного потепления в целом, сопоставляя его с 1936–1970 гг. (рис. 3, а). На юге Европейской части России, территориях Беларуси, Украины и стран Балтии, а также в Забайкалье и на Камчатке в среднем почти за четыре десятилетия отмечается сокращение сроков разрушения снежного покрова на 5–10 (иногда более) дней. На северо-востоке Русской равнины и юге Сибири местами отмечается обратная тенденция – незначительные, около пяти дней, сдвиги на более поздние сроки. В основном изменения не превышают стандартного отклонения сроков разрушения снега за исследуемый период (см. рис. 2, б), но в то же время они статистически значимы, что, видимо, свидетельствует об устойчивости выявленных тенденций.

За двадцатилетие 1988–2007 гг. (в среднем по сравнению с 1951–1970 гг.) изменения сроков разрушения снежного покрова более отчётливы (см. рис. 3, б). Их сокращение затрагивает почти всю юго-западную половину Русской равнины и в среднем составляет 5–10 дней, а в некоторых областях превышает 10 дней, достигая стандарт-

ного отклонения. Сдвиг на более ранние сроки, на 5–10 дней, отмечается также в Забайкалье, на севере Приморья и на Дальнем Востоке (в районе р. Колыма). Такое же по величине, но запаздывание наблюдается на севере Кольского полуострова и на северо-востоке Русской равнины, а также местами на юге Сибири и в Приморском крае.

Сравнение самого тёплого десятилетия 1998–2007 гг. с периодом стационарных изменений климата 1951–1980 гг. подтверждает, что в отдельные периоды могут наблюдаться тенденции, обратные современному потеплению. Область сдвигов сроков разрушения снега на более поздние (пять и более дней, статистически значимых на 5%-м уровне) охватывает большую часть Западной Сибири и северо-восток Русской равнины (см. рис. 3, в). Значительно меньший по территории, но превосходящий по величине запаздывания очаг выделяется в Хабаровском крае. Область статистически значимых сдвигов в сторону более ранних (примерно на 5–10 дней) в этот период вытягивается непрерывной полосой с юга Украины на территорию Казахстана, заметно расширяясь на юго-востоке Европейской части России.

Отклик сроков разрушения снега на глобальное потепление отчётливо проявляется в их связи со средней для Северной Евразии температурой приземного воздуха в марте (в этот месяц наблюдаются наибольшие по темпам роста изменения температуры в масштабе субконтинента). Хотя коэффициенты корреляции между сроками разрушения снежного покрова и температурой выше 0,5 (по модулю) отмечаются лишь на западе Европейской территории, а также в Забайкалье, область значимой обратной корреляции распространяется на значительной площади (см. рис. 3, г). Эта область непрерывна и охватывает страны Балтии, Беларусь, Украину, Русскую равнину (кроме северо-восточной части), центр и юг Западной Сибири, восток Восточной Сибири, Камчатку, что, по-видимому, свидетельствует об устойчивом характере отклика сроков разрушения снежного покрова на потепление в начале весны.

Связь сроков разрушения устойчивого снежного покрова с вариациями крупномасштабной атмосферной циркуляции

Динамика сроков разрушения устойчивого снежного покрова в конце XX — начале XXI в. прежде всего связана с изменениями температуры приземного воздуха, но зависит и от комплекса погодных условий, которые, как и температура,

обусловлены крупномасштабной атмосферной циркуляцией. Поэтому зависимость сроков разрушения снега от вариаций крупномасштабной циркуляции, выраженной в колебаниях циркуляционных индексов, может проявляться более отчётливо, чем корреляция с глобальными температурными изменениями. Это, в частности, относится к аномалиям поля давления, описываемым индексом SCAND. Известно, что с этим индексом в его положительной фазе связаны блокировка зональной циркуляции над Северной Евразией и активизация арктических вторжений как на европейской части рассматриваемой территории, так и за Уралом. Такая ситуация способствует сдвигу сроков разрушения снега на более поздние, что подтверждается обширной областью положительной корреляции этого показателя с индексом SCAND (в среднем за март–апрель), занимающей часть Сибири и Восточно-Европейской равнины на северо-востоке и западе (рис. 4, а).

На западе Сибири разрушение снежного покрова в годы положительных аномалий SCAND в среднем затягивается на 5–10 дней. На юге европейской территории при этом наблюдается примерно такой же сдвиг на более ранние сроки. Известно, что с индексом SCAND связан основной вклад в высокочастотную изменчивость температуры в Северной Евразии [10]. В то же время в колебаниях этого индекса отмечаются и низкочастотные флуктуации, к которым относится период его положительных аномалий (в апреле) в конце 1990 — начале 2000-х годов, что, очевидно, проявилось в запаздывании сроков разрушения снега на западе Сибири в среднем за 1998–2007 гг. (см. рис. 3, в). На севере Европейской части России, Среднем Урале и в прилегающих районах Западной Сибири такому же запаздыванию способствовало учащение положительных аномалий *EAWR* в это десятилетие, для которых ранней весной характерны ультраполярные вторжения на Европейскую территорию России и север Западной Сибири по западной периферии обширного циклона с центром в районе Нижнего Поволжья. Следствие этого — резкие похолодания в период снеготаяния и запаздывание сроков разрушения снега, что отражается в положительной связи между данной характеристикой и индексом *EAWR* (рис. 5).

Известно, что с колебаниями *NAO*, отражающими многолетние изменения интенсивности зонального переноса над внетропической зоной Северной Атлантики и Европы, связывают потепление в Северной Евразии с начала 1970-х до середины 1990-х годов [10, 16, 17]. При этом

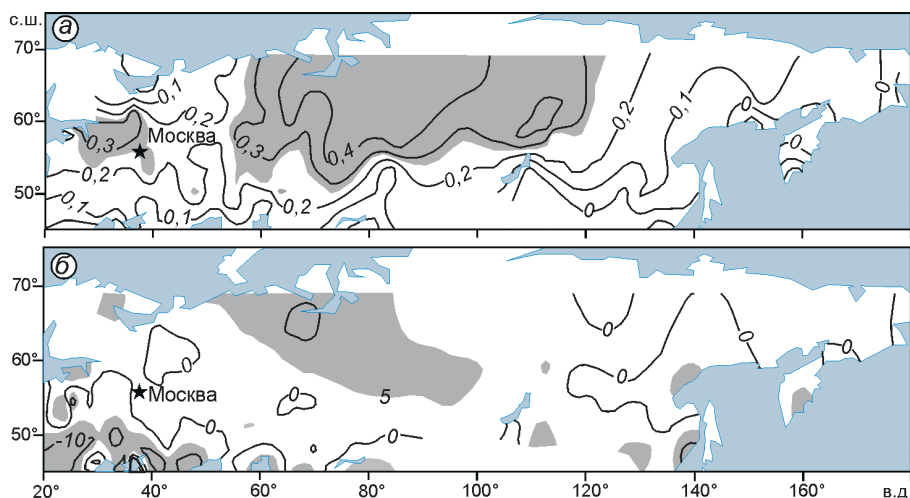


Рис. 4. Связь сроков разрушения устойчивого снежного покрова с колебаниями SCAND в 1950–2008 гг.

Корреляция между колебаниями индекса SCAND (в среднем за март–апрель) и сроками разрушения снежного покрова (а), средний сдвиг сроков разрушения снежного покрова (в днях) за годы положительных аномалий индекса SCAND (в среднем за март–апрель) по сравнению со средними сроками (б); серой заливкой обозначены области статистически значимой корреляции (на 5%-м уровне) и изменений (на 10%-м уровне)

Fig. 4. Links for sustainable snow cover destruction dates with SCAND variation in 1950–2008. Correlation coefficients between fluctuations of index SCAND (averaged for March–April) and dates of the snow cover destruction (а), average difference of snow cover destruction dates (in days) for the years with positive SCAND index anomalies (averaged over March–April) compared with the mean for 1950–2008 (б); statistically significant correlation (at the 5% level) and differences (10% level) are marked with gray fill

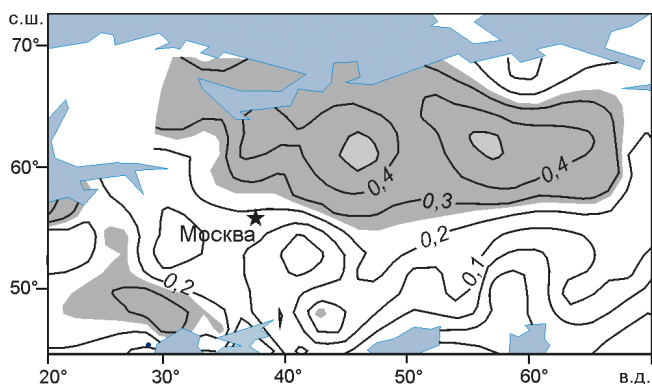


Рис. 5. Связь сроков разрушения устойчивого снежного покрова с колебаниями EAWR в 1950–2008 гг.

Корреляция между колебаниями индекса EAWR (в апреле) и сроками разрушения снежного покрова; серой заливкой обозначены области статистически значимой корреляции (на 5%-м уровне)

Fig. 5. Links for sustainable snow cover destruction dates with EAWR variation in 1950–2008.

Correlation coefficients between fluctuations of index EAWR (for April) and dates of the snow cover destruction; statistically significant correlation (at the 5% level) is marked with gray fill

отклик температуры на аномалии индекса NAO в зимние месяцы прослеживается далеко за Уралом [10]. Из рис. 6, а, б видно, что значимая корреляция сроков разрушения снега с индексом NAO наблюдается не только в западных и центральных частях Русской равнины, но и в северных

частях Западной Сибири; причём связь эта обратная, т.е. с положительными аномалиями индекса связано сокращение сроков разрушения снега. Главным образом, это – следствие положительной зависимости приземной температуры на большей части Северной Евразии от аномалий индекса NAO в начале весны. В тех регионах, где отмечается положительная корреляция сроков разрушения с этим циркуляционным индексом, его аномалии, очевидно, приводят к оттепелям и раннему снеготаянию в конце зимы и начале весны. Сокращение сроков разрушения снежного покрова во второй половине XX в. на западе и юго-западе Русской равнины, например в 1971–2008 гг. и особенно в 1988–2007 гг. (см. рис. 4, а, б), согласуется с ростом повторяемости положительных аномалий индекса NAO и его трендом с начала 1970-х до середины 1990-х годов, который особенно отчётливо выявляется в конце зимы и начале весны.

Значимые сдвиги сроков разрушения снежного покрова характерны в основном для периодов положительных аномалий индекса NAO (см. рис. 6, в). Так, при положительных аномалиях этого индекса, в областях его значимой связи со сроками разрушения снега опережение сроков разрушения может достигать 10–20 дней (на 5%-м уровне значимости) на территории стран Балтии, Беларуси и Украины, где устойчивый снежный

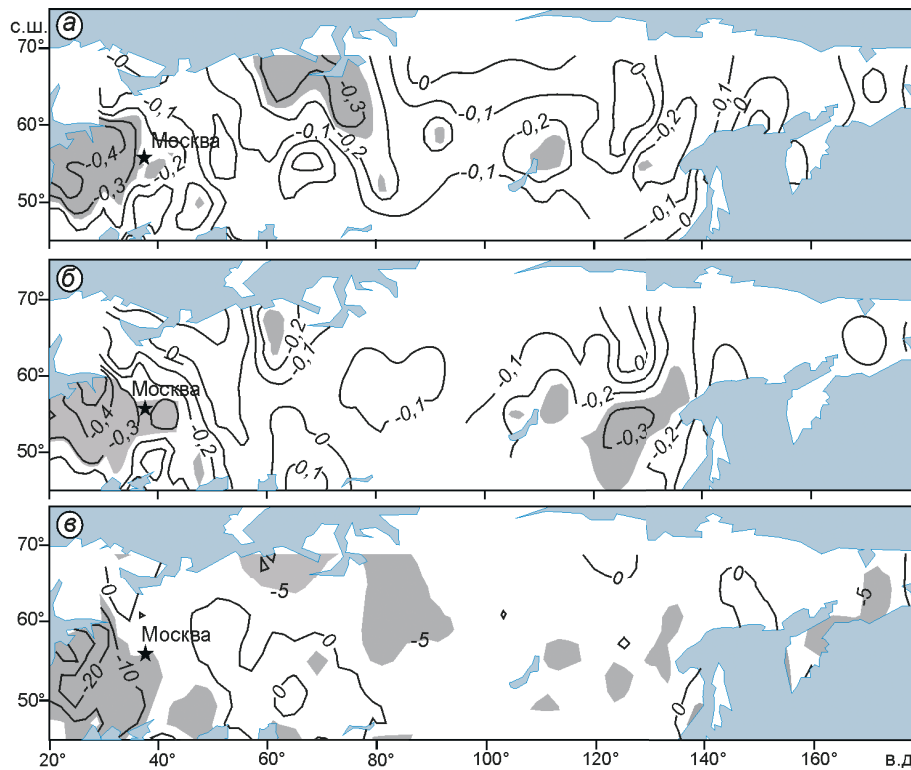


Рис. 6. Связь сроков разрушения устойчивого снежного покрова с колебаниями NAO в 1950–2008 гг.

Корреляция между сроками разрушения снежного покрова и колебаниями индекса NAO в феврале (а), а также в среднем за февраль–март (б); среднее изменение сроков разрушения снежного покрова (в днях) за годы положительных аномалий индекса NAO (за февраль–март) по сравнению со средними сроками за 1950–2008 гг. (в); заливкой обозначены области статистически значимой корреляции (на 5%-м уровне) и изменений (на 10%-м уровне)

Fig. 6. Links for sustainable snow cover destruction dates with NAO variation in 1950–2008.

Correlation coefficients between snow cover destruction dates and fluctuations of index NAO for February (a) and for February–March in average (b); average difference of snow cover destruction dates (in days) for the years with positive NAO index anomalies (averaged over February–March) compared with the mean for 1950–2008 (c); statistically significant correlation (at the 5% level) and differences (10% level) are marked with gray fill.

покров разрушается в феврале–марте. При этом небольшое (но статистически значимое на 10%-м уровне) опережение разрушения снега, равное приблизительно пяти дням, наблюдается в районе Полярного Урала, в центре Западной Сибири, а также на небольших площадях на Дальнем Востоке. Отметим, что расположение областей наиболее существенных различий в сроках разрушения снежного покрова, связанных с положительными аномалиями индекса NAO, в основном совпадает с распределением областей их сокращения в последние десятилетия по сравнению с периодом, предшествующим современному глобальному потеплению. Учитывая положительный тренд индекса NAO в конце зимы – начале весны, продолжающийся с начала 1970-х до 2000-х годов, можно сделать заключение, что это – основной циркуляционный фактор изменений сроков разрушения снежного покрова.

Заключение

Рассмотрены основные климатические характеристики сроков разрушения устойчивого снежного покрова в Северной Евразии, а также закономерности их распределения по территории и изменений в период современного глобального потепления. Установлена достаточно тесная пространственная связанность колебаний этой характеристики для основной части территории, занятой равнинами и невысокими возвышенностями. Наиболее значительна она на Русской равнине и в Западной Сибири, где радиус корреляции достигает 1000–1500 км по широте и 450–700 км в меридиональном направлении. Анизотропия пространственной связанности сроков разрушения снежного покрова (существенные различия радиуса корреляции по разным направлениям относительно центра) также характерна для большей части рассматриваемой территории. В условиях

имеющейся сети ГМС на основной территории такая связанность обеспечивает достаточно надёжную интерполяцию данных. Даже на севере Западной Сибири в условиях довольно редкой сети ГМС интерполяция данных допустима, поскольку пространственная связанность сроков разрушения снега там достаточно высока. Сложный рельеф значительно уменьшает пространственную связанность характеристик снежного покрова. В то же время в условиях густой сети ГМС (например, в Забайкалье) результаты интерполяции удовлетворительно воспроизводят крупномасштабные особенности его влияния и общие особенности распределения сроков разрушения снега. Ограничение по интерполяции данных о сроках разрушения снега в условиях имеющейся сети ГМС касается главным образом районов Крайнего Севера и Дальнего Востока, где очень редкая сеть ГМС делает невозможной интерполяцию станционных данных без существенных погрешностей. С учётом описанных особенностей построены поля средних сроков разрушения устойчивого снежного покрова, а также стандартного отклонения за 1936–2008 гг.

Отклик сроков разрушения снега на современное глобальное потепление отчётливо проявляется в их связи с температурой приземного воздуха в марте, осреднённой по площади России и прилегающих государств и отражающей её глобальные изменения. Области статистически значимой обратной корреляции охватывают значительную часть исследуемой территории — большую часть Русской равнины, южную половину Западной Сибири, а также Забайкалье и Приморье. Это говорит об устойчивом влиянии потепления в начале весны на сроки разрушения снега, хотя коэффициенты корреляции невысоки (не превышают 0,5–0,6 в очагах), как невелики и сами значения их сдвига на более ранние сроки. Расположение очагов статистически значимых изменений сроков разрушения снега за 1971–2008 гг. по сравнению с 1936–1970 гг. примерно соответствует области значимой их корреляции с температурой в марте, хотя значительно уступает ей по площади. Сдвиг больше 10 дней отмечается на западе и юго-западе Русской равнины и в Забайкалье. В отдельные периоды на юге и юго-западе Русской равнины опережение в сроках разрушения снежного покрова может достигать 15–20 дней. В северо-восточных районах Европейской части России, на Кольском полуострове, на севере Западной Сибири и в Хабаровском

крае, напротив, возможны сдвиги сроков разрушения снега на более поздние сроки, хотя и незначительные — в среднем на 5–10 дней.

Наиболее заметные сдвиги сроков разрушения снежного покрова (более 20 дней) на юго-западе и западе Русской равнины связаны с аномалиями НАО. Очевидно, положительный тренд НАО (в конце зимы — начале весны) с начала 1970-х годов — основной циркуляционный фактор сокращения сроков разрушения снежного покрова на юге и юго-западе Русской равнины в последние десятилетия. Некоторое запаздывание сроков разрушения, которое проявляется в последнее десятилетие на севере Западной Сибири и северо-востоке Русской равнины, обусловлено положительными аномалиями индексов SCAND и EAWR, повторяемость которых увеличилась во второй половине 1990-х — начале 2000-х годов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00573 и 11-05-00676) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 12.

Литература

1. Вильфанд Р.М., Садоков В.П., Тищенко В.А. О связи границы снежного покрова с интенсивностью циклонической деятельности в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 2002. № 9. С. 32–39.
2. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 360 с.
3. Гущина М.В. Изменчивость характеристик снежного покрова во времени и погрешности интерполяции их в различных районах: Вып. 130. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 68 с.
4. Климат России. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 655 с.
5. Климатический атлас СССР: Т. 1. М.: изд. ГУГС, 1960.
6. МГЭИК: Изменение климата: обобщающий доклад межправительственной группы экспертов по изменению климата. Женева, 2007. 145 с.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Часть: Метеорологические наблюдения на станциях. Вып. 3. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 92 с.
8. Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1: Изменения климата России за период инструментальных наблюдений. М.: изд. Росгидромета, 2008. 227 с.
9. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 97 с.
10. 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.
11. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 43–58.

12. *Ge Y., Gong G.* North American snow depth and climate teleconnection patterns // American Meteorological Society. 2009. № 2. P. 217–233.
13. *Judah Cohen.* Snow cover and climate // Weather. 1994. № 49. P. 345–348.
14. *Kazuyuki S.* The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode // Geophys. Research Letters. 2003. № 26. P. 222–234.
15. *Leathers D.J.* The association between extremes in North American snow cover extent and United States temperature // Journ. of Climate. 1993. № 6. P. 1345–1355.
16. *Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M.* North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms // Journ. of Climate. 2001. № 21. P. 1863–1898.
17. *Saito K., Yasunari T., Cohen J.* Changes in the sub-decadal covariability between Northern Hemisphere snow cover and the general circulation of the atmosphere // Journ. of Climate. 2004. № 24. P. 33–44.

Summary

Variation of the stable snow cover destruction dates are examined in order to reveal spatial and temporal peculiarities during the observational period, as well as influence of recent global warming and macro-scale atmospheric circulation variation (in the terms of Northern Hemisphere Teleconnection patterns). The close spatial correlation between time-series of the snow cover destruction dates was revealed for the major part of the investigated territory, especially for the regions occupied by plains and low mountains. The most significant spatial correlation is typical for the Russian plain and Western Siberia (Fig. 1, *a–e*).), where the radius of the correlation (the distance where correlation coefficient r decreases in e times comparing with the centre, where $r = 1$ [2]), reaches 1000–1500 km in latitude and 450–700 km in the meridional direction. Significant differences of the correlation between snow destruction dates in various directions relative to the center are also typical major part of the territory. In condition of the current network of meteorological stations significant spatial correlation between time-series of the snow cover destruction dates provides reliable results of liner spatial interpolation. Even in the North of Western Siberia with a rather sparse network correlation between neighboring station data is enough high and interpolation of station data is acceptable (see Fig. 1, *e*).

Relief of surface essentially reduces the spatial homogeneous of the snow cover and its parameters. At the same time, in the case of a dense network of observational stations (for example, in the Transbaikalia) interpolated

dates of the snow cover destruction reproduce satisfactorily basic large-scale features of the spatial distribution of this parameter, including influence of mountains (see Fig. 1, *e*). Only for the Far East and the most northern regions characterized by extremely rare network interpolation of station data may lead to significant errors.

Patterns of the means and the standard deviation of the stable snow cover destruction dates (1936–2008) demonstrate principal large-scale features of spatial distribution of this parameter (Fig. 2, *a, b*). Response of dates of the snow cover destruction on the recent global warming is evidently reflected in their correlation with the surface air temperature in March averaged for investigated area (Fig. 3, *a–e*). The statistically significant inverse correlation is observed in a large part of the Russian plain, the southern half of Western Siberia, Transbaikalia, Primorski Krai. Evidently, that indicates the sustainable impact of warming in the early spring on dates of snow cover destruction, though the values of their shift on an earlier date in average are not high. Location of statistically significant changes in dates of the snow cover destruction for 1971–2008 compared to the 1936–1970's. corresponds to the area of significant correlations with temperature in March. More than 10 day shift value is revealed in the west and southwest of Russian Plane and Transbaikalia. During the separate periods, for example 1998–2007 (compared to 1951–1980), shift of the snow cover destruction dates may reach 15–20 days in the south and southwest of the Russian plain, while, in the north-eastern European Russia, on the Kola peninsula, in the north of Western Siberia and Khabarovsk Krai there may be observed inverse changes for a later date about 5–10 days (see Fig. 3, *e*).

The most notable changes (more than 20 days) observed in the southwest and west of the Russian plain are associated with anomalies of the North Atlantic Oscillation (NAO) (Fig. 6, *a–e*). Probably, the positive trend of the NAO (in late winter-early spring) since the early 1970's. is the major atmospheric circulation factor of the revealed changes of the snow cover destruction dates in the south and southwest of the Russian plain during the last decades. Shifts for the later snow cover destruction, observed over the last decade in the north of West Siberia and north-east of the Russian plain, may be explained by the positive anomalies of the circulation indices Scandinavian and East Atlantic-Western Russia (Fig. 4, *a, b*; Fig. 5) in the second half of the 1990's and early 2000's.