

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.583.1

doi: 10.31857/S2076673420030048

Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры Северной Евразии с середины 1990-х годов

© 2020 г. В.В. Попова^{1,2}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
valeria_popova@mail.ru

Contribution of ice cover anomalies in the Barents and Kara seas to the circulation and temperature regimes of Northern Eurasia since the mid-1990s

V.V. Popova^{1,2}

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
²Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
valeria_popova@mail.ru

Received September 3, 2019 / Revised December 22, 2019 / Accepted June 7, 2020

Keywords: *Arctic warming, cold winters in the North of Eurasia, macroscale atmospheric circulation, reduction of arctic sea ice extent.*

Summary

The intra-seasonal features of changes in the surface air temperature in winter of the North of Eurasia are considered for the purpose to find a relationship between them and the reduction of the ice cover area in the Barents and Kara seas and the atmospheric circulation modes in 1979–2013. Regression estimates and analysis of the regional distribution of the relationship between winter temperature, geopotential height anomalies of 500 hPa and an index of the Scandinavian mode (Scand) with the ice cover area anomalies show that its autumn reduction contributes significantly to the formation of Arctic invasions and abnormal cold weather conditions in Northern Eurasia at the beginning of winter – in December and January. In February, which, according to the received estimates, is associated by 90% with the trend towards decreasing of the average winter temperature in the North of Eurasia since the mid-1990s, the linear dependence of the Scand index and the temperature anomalies on the autumn reduction of ice cover is not found. The stable dependence of cold anomalies in the North of Eurasia at the beginning of winter on the strengthening of Scand allows us to consider it the main circulation mechanism that determines the intensity, scale and regional structure of these anomalies. In turn, the connection of the Scand anomalies with the ice cover area of the Barents and Kara seas in October indicates their potential predictability, which can be used to predict the circulation conditions for the formation of abnormal frosts in Siberia and the European part of Russia in December and January.

Citation: Popova V.V. Contribution of ice cover anomalies in the Barents and Kara seas to the circulation and temperature regimes of Northern Eurasia since the mid-1990s. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 409–422. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030048.

Поступила 3 сентября 2019 г. / После доработки 22 декабря 2019 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: *крупномасштабная атмосферная циркуляция, потепление Арктики, сокращение арктического морского льда, холодные зимы на севере Евразии.*

Оценки связи площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях с показателями крупномасштабной атмосферной циркуляции и изменениями приземной температуры воздуха на севере Евразии в 1979–2013 гг. показывают, что линейная зависимость аномалий высоты геопотенциала 500 гПа и индекса Скандинавской моды (Scand) от осеннего сокращения площади ледяного покрова объясняет формирование арктических вторжений и распределение аномальных холодных температурных условий на севере Евразии в начале зимы (декабрь), но становится статистически не значимой в феврале.

Введение

Резкое потепление в Арктике с 1980–90-х годов, превосходящее по темпам средние показатели для Северного полушария [1–3], находится в фокусе исследований и до сих остаётся предметом

дискуссии. Это явление ставит ряд вопросов, прежде всего касающихся его происхождения: связи с антропогенным потеплением, внутренней климатической изменчивостью и сокращением площади арктического морского льда. По мнению ряда исследователей [4–7], потепление Арктики и сокра-

щение арктического морского льда — неотъемлемая часть антропогенного изменения климата.

Анализ трендов зимней температуры в Арктике с привлечением измерений, полученных с дрейфующих буёв и спутниковых данных, в сопоставлении с умеренными широтами Северного полушария, где в последние десятилетия отмечался перерыв в потеплении [4–6], показывает [6], что опережающие темпы арктического потепления внесли решающий вклад в общую тенденцию глобального потепления, несмотря на его некоторое замедление в 1998–2012 гг. Вместе с тем резкое потепление и сокращение ледяного покрова в Арктике совпадает с периодом так называемого перерыва в потеплении, который проявился в приостановке роста средней зимней температуры воздуха в Северном полушарии [4]. В умеренных широтах Северного полушария это явление сопровождалось увеличением повторяемости арктических вторжений и холодных зим на севере Евразии [5, 7–12], продолжавшимся с конца 1990-х годов до нового температурного рекорда зимней температуры 2015 г. [13]. Изучение связи между изменениями площади арктических льдов и климатическими аномалиями за пределами Арктики занимает особое место в исследовании проблемы арктического усиления [7, 14–17]. Растёт число свидетельств того, что потеря арктического морского льда способна не только влиять на погоду и климат в прилегающих регионах, но и существенно ослаблять западный перенос над внутритропической зоной Северного полушария [5, 18].

Выводы, полученные в ходе экспериментов с климатическими моделями [19–22], указывают на определяющую роль вариаций ледяного покрова в Баренцевом море для климатической изменчивости в Арктике в целом. В численных экспериментах на модели общей циркуляции атмосферы при заданных реалистичных аномалиях концентрации морских льдов показано, что отклик атмосферной циркуляции на сокращение площади арктических морских льдов может носить нелинейный характер [8, 17]. Изучая отдалённые последствия сокращения арктического морского льда и механизмы его влияния на климат и атмосферную циркуляцию на моделях, способных воспроизводить взаимодействие между океаном, морским льдом, сушей и атмосферой [7], исследователи получили последовательное потепление в нижней тропосфере Северного полушария, причём наиболее сильное — в высоких и средних широтах. Изме-

нения циркуляции связывают [7, 18] с ослаблением Исландской и усилением Алеутской депрессий и смещением на юг западных ветров умеренных широт зимой. Реакция атмосферной циркуляции при этом весьма чувствительна к географическому распределению потерь морского льда [7, 18, 23].

Наряду с синоптическим механизмом, связанным с возникновением планетарных волн в тропосфере из-за усиления термических контрастов между свободной ото льда морской поверхностью и материком [7, 18, 23–25], изучаются механизмы взаимодействия стратосферного полярного вихря с планетарными волнами [25–27]. В ряде исследований подчёркивается, что тенденция евразийского похолодания в эпоху арктического усиления в большей степени объясняется изменчивостью полярных вихрей [27, 28], а для объяснения механизма формирования дальних связей в Северном полушарии необходимо понимание двусторонней связи между страто- и тропосферной циркуляцией [26]. Региональные особенности потерь арктического морского льда имеют решающее значение для понимания условий формирования зимних аномалий температуры [7, 18, 23]. В связи с этим большой интерес вызывают вопросы, касающиеся изменений режима атмосферных центров действия (ЦДА) и соответствующих циркуляционных мод арктической и полярной зон, а также их роли в формировании температурных аномалий на севере Евразии и связи с сокращением площади арктического морского льда.

Анализ изменчивости полей высоты геопотенциала 500 гПа [29, 30] приводит к выделению нескольких циркуляционных мод, в системы которых входят ЦДА, расположенные в арктической зоне. Прежде всего, это — Скандинавская мода (Scand) с антициклонической аномалией высоты геопотенциала, с центром над севером Скандинавского полуострова, т.е. непосредственно прилегающая к регионам Баренцева и Карского морей. В систему Scand входят также два очага противоположного знака: основной — с центром над Забайкальем и Монголией и менее интенсивный — над юго-западом Европы (северо-западное побережье Африки). Полярная мода (Pol) характеризуется обширной депрессией над приполярной областью и двумя антициклоническими аномалиями: на юге Западной Европы и северо-востоке Китая [30]. К арктическим ЦДА следует отнести также дипольные структуры Североатлан-

тического колебания (North Atlantic Oscillation – NAO) и Северотихоокеанского колебания (или WP – West Pacific, по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns), включающие в себя Исландскую и Алеутскую депрессии и Азорский и Гонолульский максимумы соответственно.

В настоящей работе представлены результаты изучения вклада сокращения площади ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима арктических центров действия, ответственных за формирование аномально холодных зим и общую тенденцию к снижению зимней температуры на севере Евразии в период резкого потепления Арктики. Для подобных исследований необходим учёт внутрисезонных особенностей взаимодействия между материком и арктическими морями, в частности, изменение температурных контрастов между сушей и открытой ото льда поверхностью моря – от максимальных в конце осени – начале зимы до периода их сглаживания в конце зимы. Поэтому в задачи данного исследования входила оценка вклада мод крупномасштабной атмосферной циркуляции в изменчивость температуры как для зимы в целом, так и для каждого из зимних месяцев. Также, с учётом внутрисезонных особенностей, рассматривается связь пространственного распределения аномалий температуры и полей высоты геопотенциала 500 гПа на севере Евразии с площадью льда в Баренцевом и Карском морях.

Данные и методы

Поля приповерхностной температуры и высоты геопотенциала 500 гПа на севере Евразии и прилегающих акваториях Атлантического и Северного Ледовитого океанов (в секторе 40–85° с.ш., 60° з.д.–190° в.д.) в зимние месяцы (декабрь–февраль) анализируются из архива NCEP-NCAR Reanalysis с месячным разрешением [31] за 1970–2014 гг. На основе приведённых данных о температуре были рассчитаны многолетние ряды температуры приземного воздуха в среднем для севера Евразии (20–75° с.ш., 40–180° в.д.) в зимние месяцы (декабрь–февраль) и для зимы в среднем. Для оценки вклада индексов крупномасштабной циркуляции в изменчивость температуры (для каждого из зимних месяцев и для зимы в целом) применялся метод пошаговой множественной регрессии, который позволяет получить количественные

оценки независимого вклада каждого из рассматриваемых циркуляционных индексов в межгодовую изменчивость температуры, а также её низкочастотную составляющую, т.е. тренд. Оценки выполнены для двух временных периодов: 1970–1994 гг. – период быстрого роста глобальной температуры и 1995–2013 гг. – период замедления потепления. В качестве показателей изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции использовались многолетние ряды циркуляционных мод по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns [30]. Полученные оценки показали, что подавляющая доля изменчивости температурных аномалий в 1970–1994 гг. связана с Североатлантическим колебанием и Скандинавской модой, а в 1995–2013 гг., главным образом, с последней (Scand). *Многолетние ряды изменений площади льда в Баренцевом и Карском морях в 1979–2013 гг.* (с января по декабрь) рассчитывались по данным о концентрации морского арктического льда из архива SIB1850 [32].

Для изучения роли крупномасштабной циркуляции и сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях в формировании регионального распределения аномальных похолоданий на севере Евразии для каждого зимнего месяца средние поля аномалий температуры в наиболее холодные годы сравнивались с полями распределения температурных аномалий в годы наибольшего сокращения площади льда в середине осени, а также с полями коэффициентов корреляции между температурой и индексом Scand. Предварительно многолетние ряды площади льда в Баренцевом и Карском морях, а также индекса Scand проходили процедуру удаления линейного тренда. Помимо качественных оценок, сходство указанных полей оценивалось с применением коэффициентов пространственной корреляции.

Поля аномалий температуры в наиболее холодные периоды рассчитывались путём осреднения аномалий температуры в секторе 40–85° с.ш., 60° з.д.–190° в.д. за пять наиболее холодных (для соответствующего месяца) лет относительно средних аномалий за пять наиболее тёплых лет. Аналогично рассчитывались *поля распределения температурных аномалий в годы наибольшего сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях*: проводилось осреднение по пяти годам с наименьшей площадью льда в октябре и по пяти годам с наибольшей площадью льда, а затем находилась

разница между ними. Подобным образом рассчитывались *поля температурных аномалий*, а также *средних аномалий высоты геопотенциала 500 гПа в годы положительной фазы Scand в декабре и январе*, которые сопоставлялись (качественно и путём расчёта пространственной корреляции) с полями коэффициентов корреляции между изменениями высоты геопотенциала и площадью льда в Баренцевом и Карском морях в 1979–2013 гг. Такой анализ позволяет показать связь изменений площади льда с формированием структуры аномалий высоты геопотенциала 500 гПа, характерной для положительной фазы Скандинавской моды.

Результаты

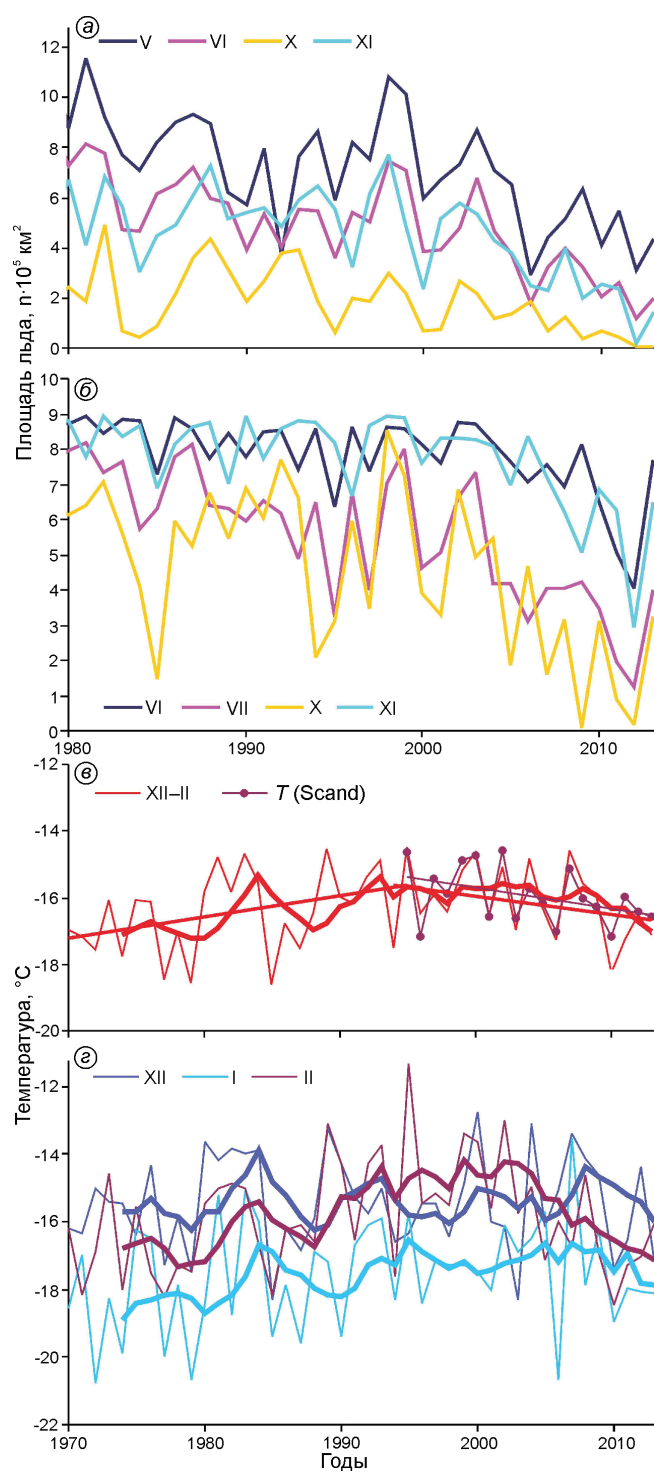
В период 1979–2013 гг. в целом *площадь ледяного покрова Баренцева моря* сокращается в течение всего года, но темпы сокращений различны и зависят от сезона и временного периода (рис. 1 *а, б*). Наиболее продолжительное и резкое сокращение площади льда — около 28 100 км² в год с вкладом в общую изменчивость 53% — наблюдается с начала 2000-х годов в конце осени. Высокие темпы изменений, около 25 000 км²/год, в этот же период отмечаются в мае и июне (см. рис. 1, *а*). На севере Евразии начавшееся с 2000-х годов потепление осеннего сезона и усиление в это же время летнего потепления очевидно [11, 33]. В предшествующий период самая высокая скорость сокращения площади льда наблюдалась в июне, но она не превышала 11 480 км²/год. В Карском море существенные изменения наблюдаются с июня по ноябрь (см. рис. 1, *б*), причём до 1999 г. тенденция к сокращению площади льда практически не выходит за пределы высокой межгодовой изменчивости, а в 1998–1999 гг. зафиксировано максимальное за рассматриваемый период распространение льда. Резкое его сокращение с наибольшими темпами в октябре здесь также берёт начало с 2000 г., но если в 1979–1999 гг. наибольшие темпы изменений (около 10 300 км²/год) отмечались в середине лета, то с начала 2000-х годов они смещаются на середину осени и резко возрастают до 29 800 км² в год.

Примерно в то же время, с середины 1990-х — в начале 2000-х годов, наблюдается перелом в ходе зимней температуры на севере Евразии, $T_{ERS(XII-I)}$ (см. рис. 1, *в, г*). Её рост с начала 1970-х годов со скоростью 0,6 °C/10 лет сменяется противопо-

ложным трендом, близким по темпам изменений (–0,5 °C/10 лет), но уступающим предшествующему росту температуры по вкладу в изменчивость (16 и 9% соответственно). Сопоставление многолетних тенденций температуры по месяцам внутри зимнего сезона (см. рис. 1, *з*) указывает на их согласованность в 1970–90 годах и заметные различия с начала 1990-х годов. Основной вклад в нисходящий тренд зимней температуры (в среднем за декабрь–январь) с середины 1990-х годов вносит февраль. Регрессионные оценки показывают, что изменениями температуры в феврале объясняется около 90% линейного уменьшения средней зимней температуры в 1995–2013 гг.; в декабре и январе можно говорить о приостановке роста средней по северу Евразии температуры с середины 1990-х годов.

Оценки регрессионных зависимостей указывают на связь (табл. 1) между колебаниями температуры Северной Евразии для зимы в среднем (T_{XII-I}) и трёх зимних месяцев (T_{XII} , T_I и T_{II}) и вариациями крупномасштабной циркуляции, описываемыми индексами Scand и NAO. Статистически значимой связи с индексами Pol и WP не установлено. В 1970–1995 гг. в декабре и январе около половины изменчивости температуры (49 и 52% соответственно) связано с индексом Scand, а следовательно, с центрами действия Скандинавской моды; роль Североатлантического колебания проявляется слабо. В феврале изменчивость температуры в большей степени (42%) объясняется аномалиями NAO и только 15% — Scand. Для зимы в среднем это соотношение выравнивается — 32 и 34%. В 1995–2013 гг. с декабря до февраля и для зимы в среднем вклад Scand превалирует в изменчивости температуры. Максимальное влияние Скандинавской моды (74%) в феврале имеет определяющее значение и для зимнего сезона в целом (см. табл. 1). В этот период изменениями индекса Scand в феврале можно объяснить 85% линейного понижения средней за зиму температуры на севере Евразии. Последнее иллюстрируется сравнением хода наблюждённой зимней температуры на севере Евразии (см. рис. 1, *в*) и рассчитанной с применением регрессионных параметров из табл. 1.

Пространственное распределение аномалий температуры в наиболее холодные годы за 1979–2013 гг. (см. раздел Данные и методы) и их сравнение с полями корреляции между изменениями температуры и индекса Scand показывают роль этого атмосферного центра в



формировании и региональном распределении аномальных похолоданий (рис. 2, а–в).

В декабре область низких температур в годы «холодных» аномалий (см. рис. 2, а, заливка) распространяется почти по всей Евразии севернее 40-й параллели. Очаг аномалий ниже -8°C находится в центре Восточной Сибири, область ста-

Рис. 1. Изменения площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях и температуры воздуха на севере Евразии ($40\text{--}75^{\circ}$ с.ш., $20\text{--}180^{\circ}$ в.д.) в последние десятилетия.

а, б – изменения площади ледяного покрова в Баренцевом (а) и Карском морях (б) в летне-осенний период по месяцам, $\text{н}\cdot 10^5 \text{ км}^2$; в, г – многолетние изменения температуры в среднем за зимние месяцы (декабрь–февраль) (в) и по месяцам (г), $^{\circ}\text{C}$. Жирными линиями (в, г) показаны пятилетние средние скользящие, прямыми (в) – линейные тренды; линией с маркерами (в) показана температура, рассчитанная по регрессионной модели её связи с индексом Scand в 1995–2013 гг., $T(\text{Scand})$ (см. табл. 1)

Fig. 1. Changes in ice cover extent of the Barents and Kara seas and air temperature in the north of Eurasia ($40\text{--}75^{\circ}$ N, $20\text{--}180^{\circ}$ E) in recent decades.

а, б – changes of the sea ice extent in the Barents (а), and the Kara seas (б), in summer-autumn months, $\text{н}\cdot 10^5 \text{ км}^2$; в, г – interannual surface air temperature changes averaged for winter months (December–February) (в), and per months (г), $^{\circ}\text{C}$. Bold lines (в, г) show 5-year running means, straight lines (в) – linear trends; a line with markers (в) – the temperature variation calculated basing on the regression model of its relations with the Scand index in 1995–2013 (see Table 1)

тистически значимых аномалий ниже $-2,5^{\circ}\text{C}$ охватывают большую часть Европейской России на западе и достигает Приморья на востоке. Очаг положительных аномалий такой же интенсивности – выше 8°C , но меньший по площади – сосредоточен на севере Баренцева моря в районе Шпицбергена, к северу и востоку от архипелага. Сравнение поля температурных аномалий с распределением корреляции между температурой и индексом Scand (см. рис. 2, изолинии) показывает, что положение очагов корреляции и пространственная структура температурных аномалий практически совпадают. Область статистически значимой отрицательной корреляции $r \leq -0,35$; в центре она достигает $-0,8$, описывает область аномалий температуры от -2 до -10°C (см. рис. 2, а, изолинии). Очаг положительной корреляции от $0,6$ в области Шпицбергена совпадает с аномалиями температуры $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$.

В январе (см. рис. 2, б, заливка) область похолоданий расширяется на запад и сокращается на юге. Величина отрицательных аномалий в центре Сибири опускается до -12°C (что отчасти связано с сезонным ходом). Потепление на севере Баренцева моря сохраняется, но его интенсивность вдвое меньше по сравнению с декабрем; такое же потепление, $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$, наблюдается на северном побережье Охотского моря. В поле корреляции тем-

Таблица 1. Параметры множественной регрессионной зависимости между средней температурой на севере Евразии (40–75° с.ш., 20–180° в.д.) в зимний сезон T и индексами атмосферной циркуляции в 1970–1994 и 1995–2013 гг.*

Индексы	T_{XII-II}		T_{XII}		T_I		T_{II}	
	B	R^2 , %, (p -level)	B	R^2 , %, (p -level)	B	R^2 , %, (p -level)	B	R^2 , %, (p -level)
1970–1994 гг.								
Scand _{XII}	–		–0,70	49 (0,00)	–			
Scand _I	–0,51	34 (0,00)	–		–1,15	52 (0,00)	–	
Scand _{II}	–				–		–0,92	15 (0,03)
NAO _{XII}							0,60	17 (0,01)
NAO _I	0,28	13 (0,01)			0,28	10 (0,03)	–	
NAO _{II}	0,36	19 (0,01)			–		0,49	25 (0,01)
1995–2013 гг.								
Scand _{XII}	–		–1,12	39 (0,00)	–			
Scand _I	–0,48	27 (0,00)	–		–1,03	63 (0,00)	–	
Scand _{II}	–0,61	45 (0,00)			–		–1,37	74 (0,00)
NAO _{XII}	–		0,59	24 (0,00)			–	

* B – коэффициент регрессии; R^2 – доля объяснённой изменчивости; p -level – уровень статистической значимости. Прочерки – отсутствие статистически значимой корреляции.

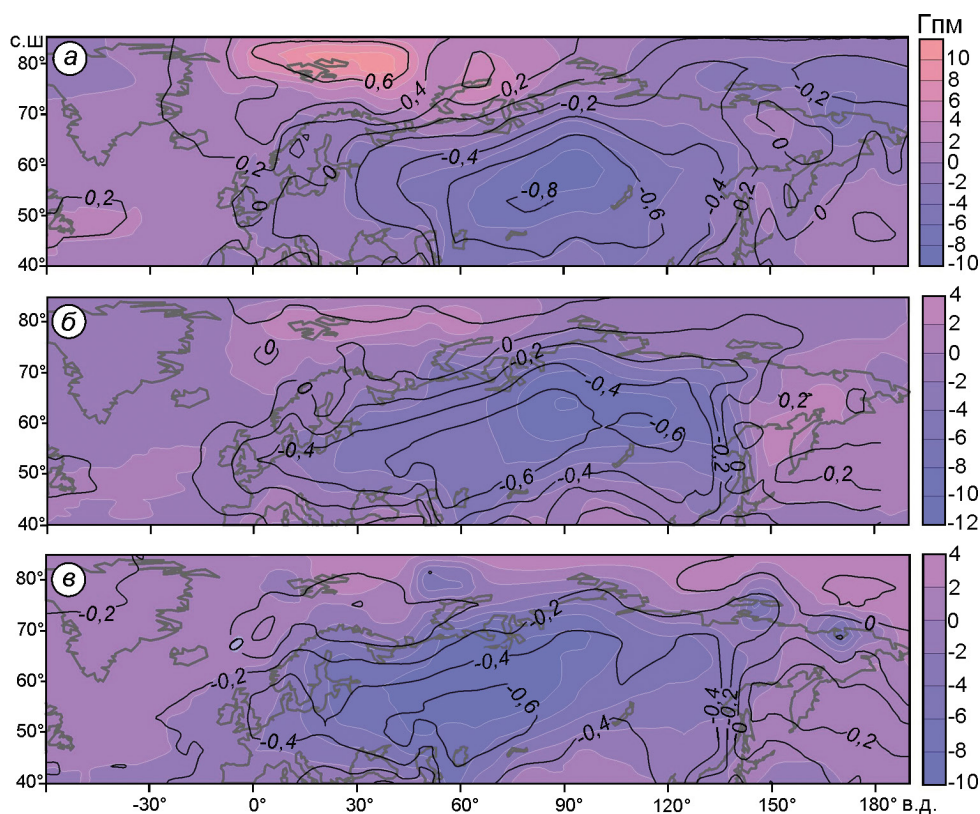


Рис. 2. Распределение аномалий средней месячной температуры в годы аномальных похолоданий в зимние месяцы (декабрь–февраль) и роль аномалий Scand в их формировании в 1979–2013 гг.

Цветной заливкой показаны аномалии средней месячной температуры в среднем за пять наиболее холодных лет относительно пяти наиболее тёплых лет, °C; изолиниями – коэффициенты корреляции между температурой и индексом Scand в декабре (а), январе (б), феврале (в)

Fig. 2. Distribution of the mean monthly temperature anomalies for the years of anomalous cooling in the winter months (December–February) and the role of Scand anomalies in their formation in 1979–2013.

Color shading shows monthly temperature anomalies for the 5 coldest years as compared 5 warmest years, in average, °C; the contours show the correlation coefficients between the temperature and Scand index in December (a), January (b), February (c)

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между полями (40–85°с.ш.; 60°з.д.–190°в.д.) аномалий температуры и высоты геопотенциала 500 гПа: в среднем за наиболее холодные годы, T_{min} и $HG-T_{min}$; за годы положительных аномалий Скандинавской моды, $T-Scand_{max}$ и $HG-Scand_{max}$; за годы аномального сокращения площади льда в Баренцевом и Карском морях в октябре предшествующего года, $T-Ice_{min}$ и $HG-Ice_{min}$.*

Месяцы	Коррелируемые поля аномалий					
	$T_{min} \leftrightarrow T-Scand_{max}$	$T_{min} \leftrightarrow T-Ice_{min}$	$T-Scand_{max} \leftrightarrow T-Ice_{min}$	$HG-T_{min} \leftrightarrow HG-Scand_{max}$	$HG-T_{min} \leftrightarrow HG-Ice_{min}$	$HG-Scand_{max} \leftrightarrow HG-Ice_{min}$
Декабрь	0,91	0,80	0,73	0,78	–0,59	–0,85
Январь	0,83	0,59	0,57	0,91	–0,73	–0,90
Февраль	0,68	0,04	0,21	0,76	–0,63	–0,30

*Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, статистически значимые на уровне $p < 0,01$.

пературы с индексом Scand (см. рис. 2, б, *изолинии*) очаги положительной связи статистически незначимы. Область отрицательных коэффициентов $r < -0,40$ достаточно близко соответствует аномалиям температуры ниже -2°C . Область наиболее высокой корреляции ($-0,6 \div -0,7$) в январе распадается на два очага: обширный — от центра Сибири до юга Европейской России и небольшой по протяжённости — на юге Якутии.

В *феврале* общая структура поля температурных аномалий (см. рис. 2, в, *заливка*) меняется. Область «холодных» аномалий охватывает большую часть Европы, Казахстан и Сибирь; основной очаг сдвигается на северо-запад и расширяется, а его интенсивность ослабевает. Положительные очаги размываются. Область отрицательной корреляции между температурой и индексом Scand (см. рис. 2, в, *изолинии*) также расширяется на запад, но располагается южнее относительно очага температурных аномалий. По сравнению с январём (см. рис. 2, а, *изолинии*) очаг отрицательных коэффициентов ($-0,6$) сокращается, связь температуры с индексом Scand заметно ослабевает на востоке и усиливается на юге субконтинента.

Сходство между полями аномалий температуры и её корреляции с индексом Scand подтверждают коэффициенты пространственной корреляции между рассмотренными полями: 0,91, 0,83, 68 для декабря, января и февраля соответственно (табл. 2). Наряду с регрессионными оценками (см. табл. 2), количественные оценки связи позволяют говорить об определяющем значении ЦДА Scand в формировании аномально холодного начала зимы на севере Евразии в 1979–2013 гг.

Рассмотрим, насколько аномалии температуры в наиболее холодные годы можно объяснить непосредственно изменениями площади льда в Баренцевом и Карском морях и как меняется эта связь

в течение зимы. На рис. 3 (*изолинии*) представлены поля средних аномалий температуры в годы с наибольшей потерей площади льда в октябре (по отношению к годам её увеличения) на фоне распределения температурных аномалий в наиболее холодные годы. Для *декабря* (см. рис. 3, а) установлено очень тесное соответствие этих полей: коэффициент пространственной корреляции достигает 0,80 (см. табл. 2). Близкое сходство наблюдается не только в распределении очагов разного знака и очертаниях изолиний, но и в величине аномалий. Это позволяет предположить, что региональные аномалии температуры (как отрицательные, так и положительные) в наиболее холодные для территории Северной Евразии годы на 60–80% можно объяснить аномалиями площади льда.

В *январе* сходство между распределением наблюдаемых «холодных» аномалий и аномалий температуры в годы минимальной площади льда снижается (см. рис. 3, б) и корреляция между двумя полями составляет 0,59 (см. табл. 2). Расхождения связаны с очагами положительных аномалий, отрицательные аномалии демонстрируют соответствие структуры и общих размеров. В то же время величина аномалий температуры в годы сокращения площади льда примерно в два раза меньше по сравнению с аномалиями, наблюдаемыми в наиболее холодные годы. В *феврале* расхождение рассматриваемых полей преобладают как в распределении очагов, так и в величине аномалий, корреляции между полями отсутствуют (см. рис. 3, в, см. табл. 2). По-видимому, это указывает на то, что сокращение площади льда к началу зимы не влияет на формирование отрицательных аномалий температуры в феврале.

Анализ кросс-корреляции между изменениями индекса Scand и площадью льда в Баренцевом и Карском морях в предшествующие осенние и зим-

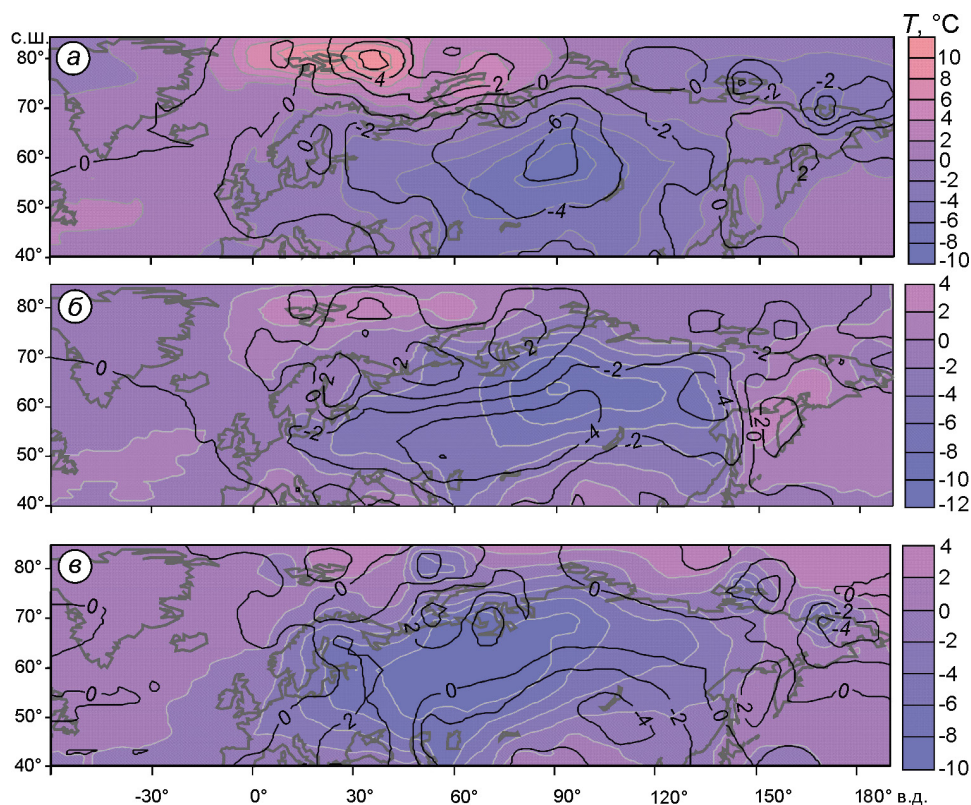


Рис. 3. Распределение средней месячной температуры в годы аномальных похолоданий в зимние месяцы (декабрь–февраль) и роль аномалий площади льда Баренцева и Карского морей в их формировании в 1979–2013 гг. Цветной заливкой показаны аномалии средней месячной температуры в среднем за пять наиболее холодных лет относительно пяти наиболее тёплых лет, °C; изолиниями – аномалии средней месячной температуры в среднем за пять лет с минимальной площадью льда относительно пяти лет с максимальной площадью льда в Баренцевом и Карском морях (полученные после удаления тренда) в декабре (а), январе (б), феврале (в), °C

Fig. 3. Distribution of the mean monthly temperature anomalies for the years of anomalous cooling in the winter months (December–February) and the role of the Barents-Kara sea ice extent anomalies in their formation in 1979–2013.

Color shading shows monthly temperature anomalies for the 5 coldest years as compared 5 warmest years, in average, °C; contours show monthly temperature anomalies for 5 years with a minimum ice extent as compared to 5 years with a maximum ice extent, in average, in the Barents and Kara seas (obtained after removing the trend) in December (a), January (b), February (v), °C

ние месяцы со сдвигом один месяц также не обнаруживает статистически значимой связи, отсутствует связь и при нулевом сдвиге. Таким образом, линейной зависимости индекса Scand в феврале от площади ледяного покрова не обнаружено. Результаты такого же кросс-корреляционного анализа для индекса Scand в начале зимы (в среднем за декабрь и январь), $Scand_{XII+I}$, напротив, указывают на его устойчивую линейную зависимость от состояния ледяного покрова Баренцева и Карского моря в предшествующие сезоны (рис. 4, а, б). Коэффициенты корреляции индекса $Scand_{XII+I}$ с аномалиями площади льда в среднем для Баренцева и Карского морей становятся статистически значимыми с июня, а в октябре они возрастают до максимума $-0,68$, (см. рис. 4, а). В ноябре и декабре

корреляция снижается до $-0,50$ и $-0,47$ соответственно, что указывает на решающее значение сокращения площади льда в течение тёплого времени года. Рассмотрение корреляционных функций в отдельности для Баренцева и Карского моря показывает, что они очень похожи, хотя связь с аномалиями площади льда в Карском море слабее, чем в Баренцевом. Совместное действие этих факторов, по-видимому, усиливает термические контрасты в поле приземной температуры, в результате чего возрастает их влияние на формирование аномалий центров действия Скандинавской моды.

Физические механизмы этой связи можно проиллюстрировать сравнением полей аномалий высоты геопотенциала 500 гПа, наблюдаемых в годы положительных аномалий индекса Scand, и их

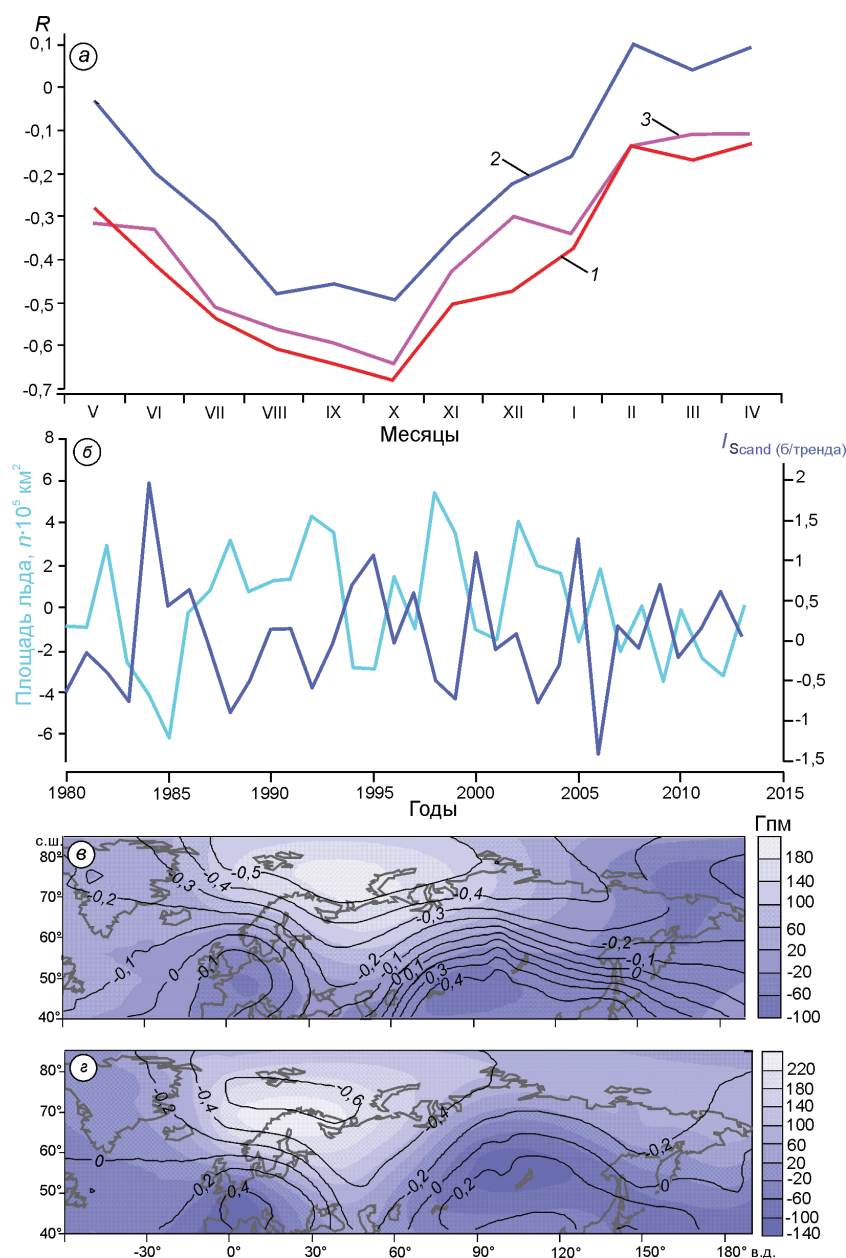


Рис. 4. Связь крупномасштабной атмосферной циркуляции Скандинавской моды в начале зимы с осенними аномалиями площади льда в Баренцевом и Карском морях.

a — кросс-корреляционные функции R среднего за декабрь–январь индекса Scand, I_{Scand} , с площадью льда в Баренцевом и Карском морях в среднем (1) и в отдельности для Баренцева (2) и Карского морей (3); *б* — многолетний ход среднего за декабрь–январь индекса Scand, I_{Scand} , и площади льда, $n \cdot 10^5$ км², в Баренцевом и Карском морях в конце октября. Цветной заливкой (*в*, *г*) показаны аномалии высоты геопотенциала 500 гПа в декабре (*в*) и в январе (*г*) в среднем за годы с положительными аномалиями индекса Scand относительно аномалий в годы отрицательных аномалий Scand; изолиниями (*в*, *г*) показаны коэффициенты корреляции между высотой геопотенциала 500 гПа в декабре (*в*) и январе (*г*) с площадью льда в Баренцевом и Карском морях в октябре 1979–2013 гг.

Fig. 4. Links of large-scale atmospheric circulation and Scandinavian mode in early winter with autumn anomalies of Barents-Kara sea ice extent.

a — the cross-correlation function, R , for the December–January Scand index, I_{Scand} , and Barents – Kara sea ice extent, in average (1) and separately for the Barents (2) and Kara seas (3); *б* — interannual course of the December–January Scand index, I_{Scand} , and October Barents – Kara sea ice extent, $n \cdot 10^5$ км². Color shading (*в*, *г*) shows the 500 hPa geopotential height anomalies in December (*в*), and in January (*г*), for the 5 years with positive Scand anomalies as compared with 5 years of negative Scand anomalies, in average; contours (*в*, *г*) show correlation coefficients between the 500 hPa geopotential heights in December (*в*), and January (*г*), with the Barents-Kara sea ice extent in October in 1979–2013

корреляцией с площадью ледяного покрова в октябре 1979–2013 гг. (см. рис. 4, *в*, *г*). Поле корреляции между площадью ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях в октябре и высотой геопотенциала 500 гПа в декабре (см. рис. 4, *в*, изолинии) демонстрирует обширный очаг отрицательных значений — $r < -0,50$. Он расположен к северу от Скандинавского полуострова и распространяется на северо-восток, на акваторию Баренцева и Карского морей, и на северо-запад от архипелага Шпицберген. Область статически значимой связи, $r \leq 0,35$ (при уровне значимости $p \leq 0,05$), распространяется на запад до Гренландии и захватывает

почти всё арктическое побережье за исключением Дальнего Востока. В низких широтах наблюдаются два очага противоположного знака: крупный очаг ($r > 0,40$) располагается над Монголией и Китаем, а статистически незначимый очаг меньшей протяжённости — на западе Европы. В январе (см. рис. 4, *г*, изолинии) общая структура описанного поля корреляции сохраняется, при этом связь над Скандинавией становится более тесной, но протяжённость области статически значимой корреляции на востоке сокращается. Небольшой очаг положительной связи на юго-западе Европы становится статистически значимым, корре-

ляция здесь усиливается до $r > 0,40$ в отличие от более протяжённого очага над Монголией и Хабаровским краем, который ослабляется и становится статистически незначимым.

Трипольная пространственная структура описанных полей корреляции между изменениями площади льда в середине осени и высотой геопотенциала 500 гПа (см. рис. 4 в, г, изолинии) как в декабре, так и в январе находится в очень близком соответствии с распределением аномалий этой характеристики в годы положительной фазы Scand (см. рис. 4, в, г, заливка). Положение очагов корреляции практически совпадает с аномалиями высоты геопотенциала в положительной фазе Scand (см. рис. 4, в, г, заливка), полученными как разность между средними за пять выбранных для рассматриваемого периода лет с положительными и отрицательными аномалиями (превышающими по абсолютным значениям стандартное отклонение) индекса Scand.

Тесное сходство между полями корреляции площади льда с высотой геопотенциала 500 гПа и распределением аномалий высоты геопотенциала 500 гПа в положительной фазе Scand подтверждается и высокой (по абсолютной величине) пространственной корреляцией между этими полями: $-0,85$ для декабря и $-0,98$ для января (см. табл. 2). Это указывает на определяющую роль межгодовых колебаний площади льда в формировании структуры аномалий высоты геопотенциала, характерной для очагов данного атмосферного центра действия в начале зимы. В первую очередь это относится к антициклоническому очагу над севером Скандинавии, по восточной периферии которого обеспечивается поступление арктического воздуха в умеренные и низкие широты Северной Евразии, что отражается в распределении отрицательных аномалий температуры в декабре и январе (см. рис. 2, а, б).

Формирование структуры поля высоты геопотенциала 500 гПа, характерной для положительной фазы Scand, может быть обусловлено термическими контрастами между охлаждающейся сушей и тёплыми водами Северной Атлантики и прилегающих арктических морей [29, 30]. В конце осени — начале зимы эти контрасты максимально усиливаются и наблюдается годовой максимум изменчивости высоты геопотенциала, связанный с этим центром действия [34]. Термическими контрастами обусловлено и существование циклонического очага аномалий с центром над Монголи-

ей, который представляет собой неотъемлемую часть структуры Scand и усиливает интенсивность меридионального переноса арктического воздуха в низкие широты (см. рис. 4, в). Судя по величине аномалий высоты геопотенциала в годы положительной фазы Scand, в январе по сравнению с декабрем этот очаг усиливается на 40%. В то же время в январе соответствующий ему очаг положительной связи между высотой геопотенциала и площадью льда в континентальной области ослабляется, а очаг на юго-западе Европы усиливается (см. рис. 4, г, изолинии). Вероятно, это объясняет некоторое ослабление переноса арктического воздуха в центр субконтинента и сдвиг основных траекторий на запад, которые отражаются в формировании двух очагов в поле аномалий температуры, рассмотренных ранее (см. рис. 3, б, изолинии).

Анализ пространственной корреляции для полей высоты геопотенциала 500 гПа в *феврале* (см. табл. 2) указывает на довольно тесную ($0,76$) корреляцию распределения аномалий этой характеристики в годы «холодных» аномалий с очагами, свойственными для положительной фазы индекса Scand, а также с аномалиями в годы с наибольшей осенней потерей льда ($-0,63$). При этом связь между полями аномалий, возникающих в годы наибольшей осенней потери льда, с распределением очагов Scand весьма слаба — всего $-0,30$. Это подтверждает отмеченное ранее отсутствие связи между центрами действия Скандинавской моды в *феврале* и осенним сокращением площади льда в Баренцевом и Карском морях.

Обсуждение результатов и заключение

Анализ связи зимней температуры, аномалий высоты геопотенциала 500 гПа и индекса Scand с аномалиями площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях показывает, что его осеннее сокращение вносит основной вклад в формирование циркуляционных условий арктических вторжений и аномальных холодных погодных условий на севере Евразии в начале зимы. Регрессионные оценки вклада атмосферной циркуляции, наряду с анализом регионального распределения связанных с ними температурных аномалий, указывают на определяющий вклад центров действия Scand в формирование аномально холодных зим на севере Евразии, включая все три зимних ме-

сяца. В декабре и январе региональная структура аномалий температуры, наблюдаемых в наиболее холодные годы, соответствует распределению аномалий, возникающих в годы наибольшей потери ледовитости Баренцева и Карского морях к середине осени, и одновременно структуре аномалий, характерной для положительной фазы Scand.

О близком сходстве между полями аномалий температуры и высоты геопотенциала 500 гПа, полученных независимым образом для разных условий, свидетельствуют высокие значения коэффициентов пространственной корреляции между ними: для декабря корреляция достигает 0,7–0,9, а для января — 0,5–0,8. Это позволяет сделать вывод, что сокращение площади льда в Баренцевом и Карском морях вносит основной вклад в аномальные похолодания на севере Евразии в начале зимы. Увеличение площади открытой морской поверхности усиливает её сезонные температурные контрасты с охлаждающимся материком и способствует формированию центров действия атмосферы, характерных для положительной фазы Скандинавской моды. Трипольная структура Scand — антициклоническая аномалия в поле высоты геопотенциала 500 гПа на севере Скандинавии и два очага противоположного знака на юго-востоке и юго-западе Северной Евразии — в положительной фазе способствует образованию аномальных тропосферных волн, обеспечивающих интенсивный перенос арктического воздуха в глубь материка.

В декабре, когда основной циклонический очаг Скандинавской моды локализуется на юго-востоке Северной Евразии, аномальные морозы ограничены Западной и Центральной Сибирью, а также северо-востоком Европы. В январе циклоническая аномалия углубляется на юго-запад Европы, что создаёт условия для усиления восточной составляющей в переносе воздушных масс и способствует поступлению арктического воздуха из глубины континента на юг Европейской России и далее в Центральную и Западную Европу. Описанные внутрисезонные различия в циркуляции отражаются в распределении температурных аномалий в годы похолоданий в декабре и январе.

Оценки связи аномалий Скандинавской моды с площадью льда в Баренцевом и Карском морях показывают, что рассмотренные процессы представляют собой реакцию на сокращение площади льда в течение лета и осени. Статистически значи-

мая корреляция с индексом Scand (декабрь—январь) отмечается для площади льда уже в июне, в октябре она достигает максимальных значений, а в последующие месяцы ослабевает, но сохраняется до января. Это показывает, что существенная для формирования зимних аномалий циркуляции потеря льда наблюдаются уже в начале лета.

В феврале, а также в последующие месяцы, до апреля включительно, линейная зависимость индекса Scand от площади льда в октябре не установлена. На отсутствие этой зависимости указывают и большие расхождения между полями температурных аномалий, наблюдаемых в наиболее холодные февраль и полученных для лет с аномальным сокращением площади льда. В то же время фиксируемые «холодные» аномалии в феврале тесно связаны со Скандинавской модой. Об этом свидетельствуют и структура поля температурных аномалий, соответствующая структуре аномалий Scand (с коэффициентом корреляции 0,73), и регрессионные оценки, которые показывают, что вклад этой циркуляционной моды на 74% объясняет *изменчивость февральской температуры* и на 85% *линейное понижение средней зимней температуры на севере Евразии в 1995–2013 гг.* В феврале наблюдается наиболее значительный тренд к похолоданию с середины 1990-х годов, который вносит основной вклад в «паузу в потеплении», т.е. в понижение зимней температуры на севере Евразии.

Отсутствие линейной связи аномалий температуры в феврале с площадью ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях, вероятно, говорит о том, что в конце зимы термические контрасты в приземном слое тропосферы и связанный с ними горизонтальный перенос воздушных масс перестают действовать как механизм этой связи. Не исключается, однако, что выравнивание термических контрастов, а также увеличение площади льда во второй половине зимы создают условия для включения других механизмов. Эти механизмы могут быть связаны с преобладающим влиянием конвективных процессов над поверхностью Баренцева моря, которые характеризуются нелинейным откликом циркуляции на изменения концентрации морского льда [5, 16, 17]. Важнейший фактор зимней циркуляции — влияние стратосферного вихря, взаимодействие которого с тропосферными планетарными волнами, с последующим формированием холодных зим над Евразией, усиливается в годы слабого полярного вихря [23, 35]. По некоторым

оценкам [9], менее половины тренда похолодания на севере Евразии можно связывать с потерей морского льда в Баренцевом и Карском морях.

Устойчивая зависимость холодных аномалий на севере Евразии в начале зимы от усиления Скандинавской моды позволяет считать её основным циркуляционным механизмом, определяющим интенсивность, масштабы и региональную структуру этих аномалий. В свою очередь, связь аномалий Scand с площадью ледяного покрова Баренцева и Карского морей в октябре свидетельствует о её потенциальной предсказуемости, которая может быть использована для прогноза циркуляционных условий формирования аномальных морозов в Сибири и Европейской части России в декабре и январе. Учёт этой связи в регрессионных прогностических моделях может быть более успешным по сравнению с Североатлантического колебанием, как это предложено в работах [23, 36]. Ранее [11, 12] было показано, что в 1996–2010 гг. изменчивость температуры на севере Евразии может быть объяснена только аномалиями

Scand. Влияние Североатлантического колебания в этот период не проявлялось из-за низкой межгодовой изменчивости и отсутствия направленной многолетней тенденции в отличие от периода 1970–1995 гг., характеризующегося выраженной неустойчивостью и положительным трендом этой циркуляционной моды.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-05-60216, и по теме Государственного задания, проект № 0148-2019-0009. Автор выражает признательность В.А. Семенову и Т.А. Матвеевой за консультации и предоставленные данные.

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, projects № 18-05-60216, and within the framework of the state-ordered research theme of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, № 0148-2019-0009. The author is sincerely grateful to V.A. Semenov and T.A. Matveeva for consultations and provided data.

Литература

1. Мохов И.И. Современные изменения климата в Арктике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484. doi: 10.7868/S0869587315060249.
2. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 67–80.
3. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1231–1237.
4. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
5. Мохов И.И., Семенов В.А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 16–28.
6. Huang J., Zhang X., Zhang Q., Lin Y., Hao M., Luo Y., Zhao Z., Yao Y., Chen X., Wang L., Nie S., Yin Y., Xu Y., Zhang J. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend // NatuRe CLiMate CHaNGe. 2017. V. 7. № 12. P. 875–879. doi: 10.1038/s41558-017-0009-5.
7. Screen J.A., Deser C., Smith D.M., Zhang X., Blackport R., Kushner P.J., Oudar T., McCusker K.E., Sun L. Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models // Nature Geoscience. 2018. V. 11. P. 155–163.

References

1. Mokhov I.I. Modern climate change in Arctic. *Vestnik RAN. Bulletin of RAS*. 2015, 85 (5–6): 478–484. doi: 10.7868/S0869587315060249. [In Russian].
2. Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E. Climate change in the Arctic and the Northern polar region. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Problems*. 2010, 1 (84): 67–80. [In Russian].
3. Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere*. 2012, 6: 1231–1237.
4. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014: 151 p.
5. Mokhov I.I., Semenov V.A. Weather and climatic anomalies in Russian regions related to global climate change. *Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2016, 2: 16–28. [In Russian].
6. Huang J., Zhang X., Zhang Q., Lin Y., Hao M., Luo Y., Zhao Z., Yao Y., Chen X., Wang L., Nie S., Yin Y., Xu Y., Zhang J. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. *NatuRe CLiMate CHaNGe*. 2017, 7 (12): 875–879. doi: 10.1038/s41558-017-0009-5.
7. Screen J.A., Deser C., Smith D.M., Zhang X., Blackport R., Kushner P.J., Oudar T., McCusker K.E., Sun L. Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geoscience*. 2018, 11: 155–163.

8. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера — арктические льды — океан // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1 (1). С. 232–248.
9. Mori M., Kosaka Y., Watanabe M., Nakamura H., Kimoto M. A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling // *Nature Climate Change*. 2019. V. 9. № 2. doi: 10.1038/s41558-018-0379-3.
10. Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L22701. doi: 10.1029/2008GL035607.
11. Попова В.В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. № 1. С. 84–112. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-112.
12. Попова В.В., Мацковский В.В., Михайлов А.Ю. Современные изменения климата суши внетропической зоны Северного полушария // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2018. № 1. С. 3–13.
13. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Самохина О.Ф. Особенности температурного режима у поверхности земли в январе-июне 2016 года // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. № 2. С. 119–142.
14. Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X. Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // *Journ. of Glaciology*. 2010. V. 56. P. 1115–1121.
15. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // *Лёд и Снег*. 2017. № 57 (1). С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
16. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. V. 115. D21111. P. 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
17. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Research Letters*. 2015. V. 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
18. Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L., Vinther B.M. The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO // *Journ. of Climate*. 2016. V. 29. № 2. P. 889–902.
19. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the Arctic — A possible mechanism // *Journ. of Climate*. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
20. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
21. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
8. Semenov V.A. Fluctuations of the modern climate caused by feedbacks in the atmosphere-Arctic ice-ocean system. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1 (1): 232–248. [In Russian].
9. Mori M., Kosaka Y., Watanabe M., Nakamura H., Kimoto M. A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nature Climate Change*. 2019, 9 (2). doi: 10.1038/s41558-018-0379-3.
10. Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35: L22701. doi: 10.1029/2008GL035607.
11. Popova V.V. Recent climate changes in Northern Eurasia as a manifestation of variations of large-scale atmospheric circulation. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 84–112. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-112. [In Russian].
12. Popova V.V., Matskovsky V.V., Mikhailov A.Yu. Recent climate changes in the extratropical zone of the Northern hemisphere. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Bulletin of Moscow State University. Series 5. Geography. 2018, 1: 3–13. [In Russian].
13. Gruza G.V., Rankova E.Ya., Rocheva E.V., Samokhina O.F. Features of the temperature regime at the earth's surface in January-June 2016. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 2: 119–142. [In Russian].
14. Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X. Arctic sea ice change: a grand challenge of climate science. *Journ. of Glaciology*. 2010, 56: 1115–1121.
15. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S. Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107. [In Russian].
16. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journ. of Geophys. Research*. 2010, 115: 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
17. Semenov V.A., 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.
18. Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L., Vinther B.M. The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO. *Journ. of Climate*. 2016, 29 (2): 889–902.
19. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic — A Possible Mechanism. *Journ. of Climate*. 2004, 17: 4045–4057.
20. Semenov V.A. Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2008, 418 (1): 106–109. doi: 10.1134/S1028334X08010200.
21. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M.,

22. Семенов В.А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 3. С. 257–266. doi: 10.7868/S000235151603010X.
23. Kelleher M., SCREEN J. Atmospheric Precursors of and Response to Anomalous Arctic Sea Ice in CMIP5 // Advances in Atmospheric Sciences. 2018. V. 35 (1). P. 27–37.
24. Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on wintertime Eurasian coldness // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L08707. doi: 10.1029/2008GL037079.
25. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Planetary- and synoptic-scale feedbacks between tropospheric and sea ice cover changes in the Arctic // Tellus. 2012. V. 1 (64). 11595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
26. Kretschmer M., Coumou D., Agel L., Barlow M., Tziperman E., Cohen Ju. More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes // American Meteorological Society. 2018. № 1. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0259.1.
27. Nakamura T., Yamazaki K., Iwamoto K., Honda M., Miyoshi Y., Ogawa Y., Ukita J. The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate // Geophys. Research Letters. 2016. V. 43 (7). P. 3494–3501. doi: 10.1002/2016GL068330.
28. Tyrrel N.L., Karpeshko A.Yu., Uotila P., Vihma T. Atmospheric Circulation Response to Anomalous Siberian Forcing in October 2016 and its Long-Range Predictability // Geophys. Research Letters. 2019. № 2. doi: 10.1029/2018GL081580.
29. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns // Monthly Weather Review. 1987. V. 115. P. 1083–1126.
30. Электронный ресурс: Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>.
31. Электронный ресурс: NCEP-NCAR Reanalysis. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>.
32. Электронный ресурс: SIB1850. <http://nsidc.org/data/G10010>.
33. Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014. 56 p.
34. Panagiotopolous F., Shahgedanova M., Stephenson D.B. A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns // Journ. de Physique IV France. 2002. № 12. P. 1027–1047. doi: 10.1051/jp4:20020450.
35. Hoshi K., Ukita J., Honda M., Nakamura T., Yamazaki K., Miyoshi Y., Jaiser R. Weak stratospheric polar vortex events modulated by the Arctic sea-ice loss // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019. № 124. P. 858–869. doi: 10.1029/2018JD029222.
36. Wang L., Ting M., Kushner P.J. A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate // Scientific Reports. 2017. № 7. P. 279. doi: 10.1038/s41598-017-00353-y.
22. Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. Reviews of Geophysics. 2013, 51: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
22. Semenov V.A. Link between anomalously cold winters in Russia and sea-ice decline in the Barents Sea. Izvestiya of Atmosphere and Ocean Physics. 2016, 52 (3): 225–233. doi: 10.7868/S000235151603010X.
23. Kelleher M., Screen J. Atmospheric Precursors of and Response to Anomalous Arctic Sea Ice in CMIP5. Advances in Atmospheric Sciences. 2018, 35 (1): 27–37.
24. Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea ice minima on wintertime Eurasian coldness. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L08707. doi: 10.1029/2008GL037079.
25. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Planetary- and synoptic-scale feedbacks between tropospheric and sea ice cover changes in the Arctic. Tellus. 2012, 1 (64): 11595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
26. Kretschmer M., Coumou D., Agel L., Barlow M., Tziperman E., Cohen Ju. More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes. American Meteorological Society. 2018, 1. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0259.1
27. Nakamura T., Yamazaki K., Iwamoto K., Honda M., Miyoshi Y., Ogawa, Y., Ukita J. The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate. Geophys. Research Letters. 2016, 43 (7): 3494–3501. doi: 10.1002/2016GL068330.
28. Tyrrel N.L., Karpeshko A.Yu., Uotila P., Vihma T. Atmospheric Circulation Response to Anomalous Siberian Forcing in October 2016 and its Long-Range Predictability. Geophys. Research Letters. 2019, 2. doi: 10.1029/2018GL081580.
29. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. Monthly Weather Review. 1987, 115: 1083–1126.
30. Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>.
31. NCEP-NCAR Reanalysis. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>.
32. SIB1850. <http://nsidc.org/data/G10010>.
33. Second Roshydromet Assessment Report on Climate Change and its Consequences in Russian Federation. General Summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 56 p.
34. Panagiotopolous F., Shahgedanova M., Stephenson D.B. A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns. Journ. de Physique IV France. 2002, 12: 1027–1047. doi: 10.1051/jp4:20020450.
35. Hoshi K., Ukita J., Honda M., Nakamura T., Yamazaki K., Miyoshi Y., Jaiser R. Weak stratospheric polar vortex events modulated by the Arctic sea-ice loss // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019, 124: 858–869. doi: 10.1029/2018JD029222.
36. Wang L., Ting M., Kushner P.J. A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate. Scientific Reports. 2017, 7: 279. doi: 10.1038/s41598-017-00353-y.