

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

канд. геогр. наук И.В.БУЗИН, д-р геогр. наук З.М.ГУДКОВИЧ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, buzin@aari.ru

Рассмотрены сезонные особенности климатических изменений региона Баренцева моря. Предложена гипотеза, объясняющая основные непосредственные причины разнонаправленности векового тренда ледовитости Баренцева моря в осенне-зимний и весенне-летний периоды. Гипотеза основана на выявленных закономерностях изменений дрейфа льдов, температуры воздуха, осадков и альbedo снежно-ледяной поверхности. Эти изменения происходили под влиянием аномалий атмосферной циркуляции, возникших вследствие смещения в течение XX в. пояса зональных воздушных переносов из высоких в умеренные широты в связи с углублением и расширением северного циркумполярного вихря.

Ключевые слова: ледовитость, линейный тренд, атмосферная циркуляция, заприпайные полыньи, снежный покров, альbedo, изменения климата.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что среднегодовая ледовитость Северо-Европейского бассейна (включая Баренцево море) уменьшалась на протяжении XX в. В качестве основного аргумента, подтверждающего этот факт, обычно рассматривалось изменение апрельских (конец зимы) либо летних (май–август) значений ледовитости [9, 28]. Однако анализ ежемесячных рядов ледовитости Баренцева моря, проведенный в работах [14, 24, 20], выявил наличие противоположно направленных тенденций (трендов) этой характеристики внутри года. Такой анализ показал, что в осенне-зимний период отмечается положительный климатический тренд (рост ледовитости моря от начала к концу XX в.), а в весенне-летний период – понижение ледовитости. При этом тенденция среднегодовых ее значений свидетельствует о вековом уменьшении ледовитости в регионе. Для объяснения причин данного явления в работе [7] был проведен анализ основных составляющих климатических изменений в регионе Баренцева моря (ледовитости, температуры воды и воздуха, воздушных переносов). В статье дано краткое описание проведенного исследования и его основных результатов.

ПРИМЕНЯЕМЫЙ ПОДХОД

Для изучения вековых изменений климата региона Баренцева моря использовались оценки линейных трендов разных характеристик климата в этом регионе: относительной площади льдов (ледовитости), температуры воздуха (T_a) и воды (T_w), разностей атмосферного давления на конкретных створах и ряда других характеристик. Величина трендов выражалась углами наклона линии тренда к оси абсцисс (оси времени), определяемыми через арктангенс коэффициента регрессии. При относительно небольших значениях этого коэффициента для использованных в статье климатических характеристик зависимость между углами наклона и соответствующими коэффициентами регрессии практически линейна. Поскольку выражение этих коэффициентов включает отношение стандартных отклонений

размерных величин, величины угла наклона линии регрессии к оси абсцисс для разных характеристик могут сравниваться лишь на качественном уровне.

Значимость линейных трендов определялась по методике оценки вероятностных характеристик случайных величин, изложенной в монографии [17]. Величина тренда считалась значимой, если его знаки при доверительных интервалах $\pm 95\%$ одинаковы.

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ И ДРУГИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В РЕГИОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Рис. 1 иллюстрирует отмеченную выше особенность изменения ледовитости Баренцева моря за 80-летний отрезок времени. Данные о ледовитости осреднены по сезонам, для которых характерен либо положительный тренд (ноябрь–январь), либо отрицательный (февраль–октябрь). Величина тренда в первом случае составила $+0,8\%$ за 10 лет, во втором $-0,9\%$ за 10 лет.

Тенденции к похолоданию климата в конкретные зимние месяцы и к потеплению в весенне-летний период уточняют данные, приведенные в табл. 1. Как видно, росту ледовитости в большинстве месяцев соответствует понижение температуры воздуха (с октября по февраль) и средней температуры поступающей в регион воды атлантического происхождения (с ноября по апрель), а уменьшению ледовитости — повышение температуры воздуха и воды (в остальные месяцы), хотя значимость температурных трендов невелика.

Такая согласованность, однако, отсутствует, когда сравниваются тренды соответствующих среднегодовых величин. Как видно из рис. 2 и табл. 1, понижение средней за год величины ледовитости моря за 80-летний период (на $0,4\%$ за 10 лет) сопровождалось некоторым понижением температуры воздуха и воды. Последнее свидетельствует, что среднее теплосодержание воздушной и водной сред в рассматриваемом регионе в 1930–1950 гг. (период первого в XX в. потепления Арктики) было больше, чем в 1987–2007 гг. (кульминация второго периода потепления Арктики). Заметим, что первый период потепления Арктики по температуре воды оказался самым теплым за весь период наблюдений на разрезе «Кольский меридиан».

Причина противоречия между тенденциями изменениями среднегодовых значений температуры воздуха и воды, с одной стороны, и среднегодовой ледовитости

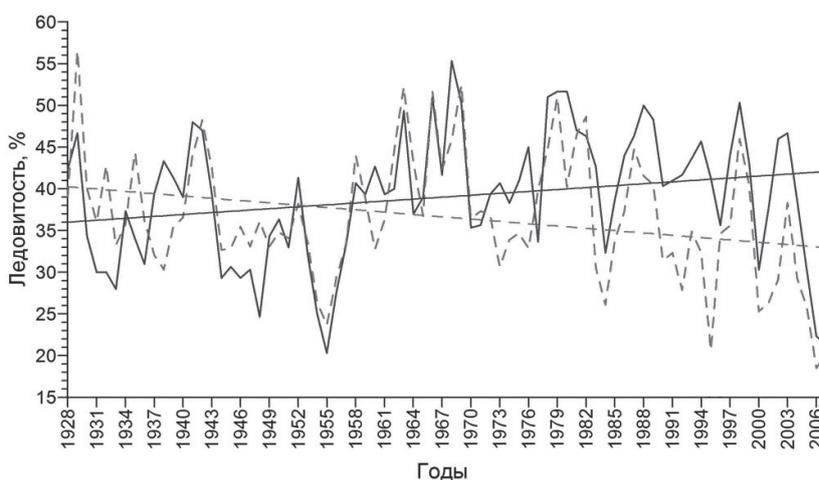


Рис. 1. Изменения ледовитости Баренцева моря за период 1928–2007 гг., выделены сезоны «роста» и «уменьшения» ледовитости [7]

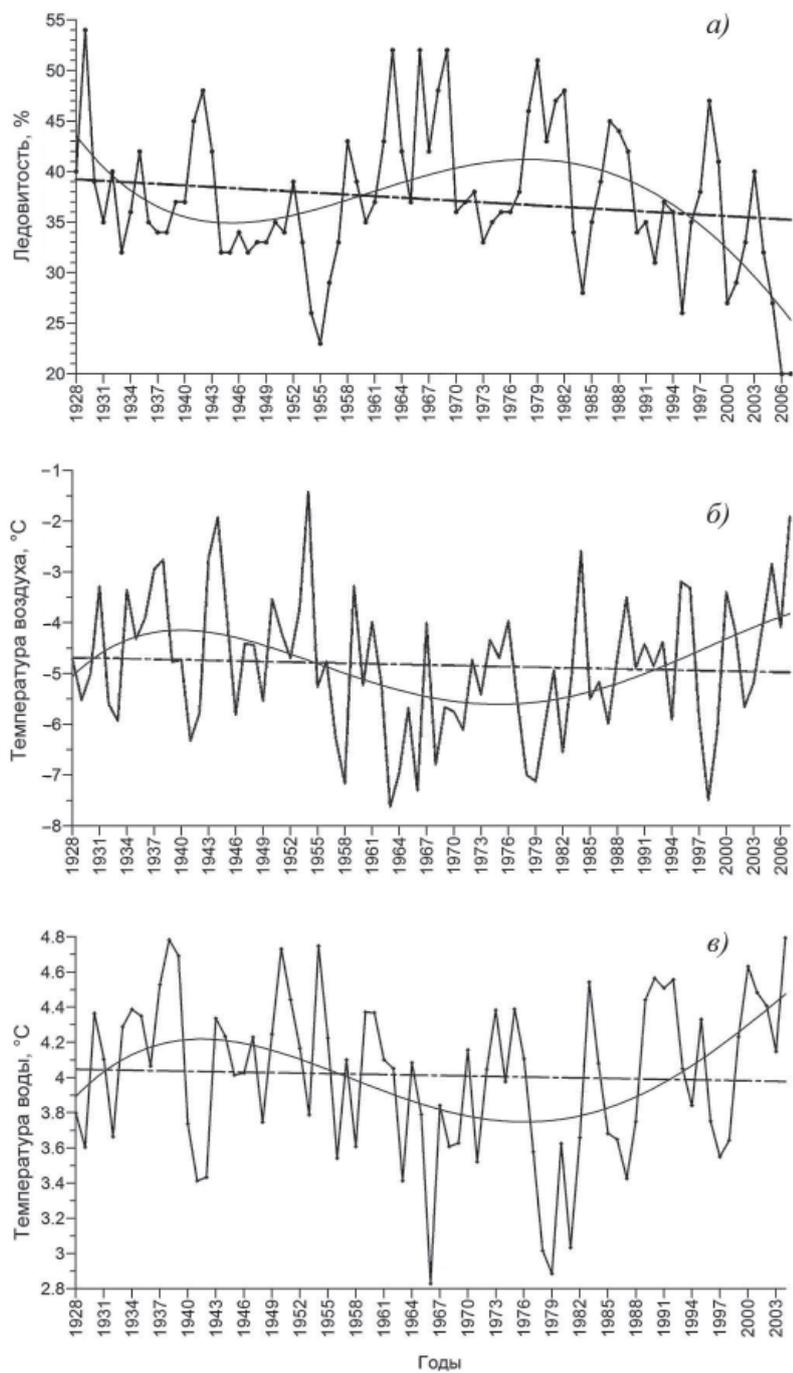


Рис. 2. Изменение среднегодовых значений ледовитости (а), температуры воздуха в Малых Кармакулах (б) и температуры воды на Кольском меридиане (е) за период 1928–2007 гг. [7]

Таблица 1

Среднемесячные значения линейных трендов многолетних изменений ледовитости, температуры воздуха (T_a) и воды (T_w) в Баренцевоморском регионе

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
Ледовитость, %/10 лет	0,04	-0,14	-0,95	-1,46	-1,08	-0,96	-0,49	-0,51	-0,35	0,00	0,89	0,73	-0,36
T_a , Мал. Кармакулы, °C/10 лет	-0,36	-0,17	0,43	-0,01	0,01	0,04	0,07	0,01	0,03	-0,01	-0,17	-0,18	-0,03
T_w , Кольский меридиан, °C/10 лет	-0,030	-0,031	-0,013	-0,004	0,004	0,003	0,001	0,003	0,008	0,001	-0,006	-0,016	-0,006

моря, с другой стороны, очевидно, заключается в нелинейности воздействия тепловых факторов на ледяной покров [26]: одинаковые аномалии температуры зимой и в весенне-летний период по-разному влияют на толщину и площадь ледяного покрова.

Отмеченное противоречие исчезает, когда сравниваются не многолетние тренды, а внутривековые колебания климата с периодом около 60 лет, которые выделены на рис. 2 с помощью полиномиальной аппроксимации. Как видно, обеим эпохам потепления соответствуют отрицательные аномалии ледовитости и положительные аномалии температуры воздуха и воды, а эпохе похолодания – противоположные значения упомянутых аномалий. При этом, как видно из рис. 2в, в эпоху похолодания, кульминация которой отмечалась в 1960-е – начало 1980-х гг., температура воды на разрезе в отдельные годы опускалась ниже 3 °C (при среднем ее значении 4 °C).

Сезонные изменения трендов температуры воздуха над Баренцевым морем имеют региональные особенности (табл. 2). Из таблицы следует, что слабый положительный тренд среднегодовой температуры воздуха отмечается только вблизи западных границ моря. На южном и особенно на восточном контуре моря, у которого сосредоточены основные площади льдов Баренцева моря, тренд средних годовых значений температуры отрицательный. Данные табл. 2 подтверждают также сезонность проявления климатических тенденций на всех станциях региона, отмеченную нами ранее.

На похолодание климата в некоторых регионах Северной Атлантики и прилегающих к ней областях Арктики во второй половине XX в. указывают результаты Программы по оценке климатических воздействий в Арктике [22]. Еще ранее на это обратили внимание авторы работы [30], установившие противоположный характер аномалий температуры над материками и океанами и объяснившие это явление усилением западно-восточного переноса в атмосфере в эпохи потепления и их ослаблением в эпохи похолодания. Убедительное подтверждение похолоданию значительной части Арктики в зимнее полугодие дано в работе [21], где приведены карты разностей средней температуры воздуха в Северном полушарии между двумя эпохами потепления XX в. Из этих карт следует, что во вторую эпоху потепления, относящуюся к 1980–2000 гг., по сравнению с первой эпохой потепления Арктики (1930–1950 гг.) температура воздуха существенно понизилась на большей части Северного Ледовитого океана (СЛО), включая области, прилегающие к морю Баффина, и моря арктического шельфа – от Баренцева до Восточно-Сибирского. Как следует из упомянутых карт, повышение температуры воздуха, произошедшее в конце XX в., охватило континенты Евразии, Северной Америки, а также Гренландию и часть Арктического бассейна, то есть регионы, где зимой господствуют антициклоны.

Таблица 2

**Значения линейного тренда межгодовых колебаний температуры воздуха
для ГМС Баренцевоморского региона, °С/10 лет**

Месяц	Баренцбург	О. Надежды	О. Мелвезий	Вардё	Мурманск	Канин Нос	Малые Кармакулы	Мыс Желания	Б. Тихая – о. Хейса
	1928–2007	1946–2007	1928–2007	1928–2007	1928–2005	1928–2007	1928–2007	1932–1996	1930–1993
I	–0,08	0,24	–0,06	0,03	–0,21	–0,14	–0,36	–0,82	–0,70
II	–0,03	0,08	0,05	0,08	0,03	–0,03	–0,16	–0,65	–0,58
III	0,34	0,50	0,29	0,21	0,28	0,31	0,43	0,18	–0,19
IV	0,26	0,44	0,28	0,11	0,06	0,08	–0,01	–0,25	–0,19
V	0,08	0,23	0,10	0,06	0,05	0,04	0,01	–0,14	0,09
VI	0,05	0,18	0,10	0,08	0,06	0,08	0,04	0,03	–0,05
VII	0,05	0,21	0,09	0,09	0,00	0,11	0,08	0,03	0,09
VIII	0,05	0,29	0,05	0,00	–0,08	–0,04	0,01	–0,11	0,02
IX	–0,03	0,18	0,05	0,04	0,03	0,06	0,03	–0,05	–0,05
X	–0,08	0,05	0,00	0,06	0,01	0,08	–0,01	–0,51	–0,69
XI	–0,13	0,18	–0,06	–0,08	–0,27	–0,10	–0,18	–0,43	–0,70
XII	–0,24	0,10	–0,21	–0,06	–0,24	–0,04	–0,18	–0,86	–0,86
Год	0,03	0,23	0,05	0,05	–0,03	0,04	–0,03	–0,29	–0,31

**ПРОЯВЛЕНИЕ ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫХ ПРИЧИН В ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА
РЕГИОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

Основные особенности отмеченных выше климатических изменений в рассматриваемом регионе отражают общие закономерности изменений климата Земли масштаба от десятилетий до столетий. Они характеризуются наличием циклических колебаний. В приатлантической Арктике наибольшую роль играют циклы продолжительностью около 60 и 200 лет [20, 21]. В работах [11, 12] предложена гипотеза, объясняющая наблюдаемые климатические изменения эволюцией циркумполярных вихрей, вызванной колебаниями количества солнечной энергии (включая энергию солнечной активности), поступающей к Земле. Гипотеза подтверждена данными спутниковых измерений на протяжении последних 30 лет и реконструкциями, основанными на связи данных актинометрических наблюдений с пятнообразовательной активностью Солнца [1, 25, 27].

Было выявлено, что в теплые климатические эпохи происходит углубление и расширение северного циркумполярного вихря, в результате чего отмечается усиление зональных переносов в тропосфере (60-летний и 200-летний циклы) и смещение пояса этих переносов из высоких в умеренные широты (200-летний цикл). Соответственно возникают аномалии общей циркуляции атмосферы, с которыми связаны преобладающие траектории циклонов, состояние континентальных и Арктического антициклона [13], положение зон планетарной адвекции тепла и водяного пара, распределение и тип облаков, следовательно, поступление солнечной радиации, а также дрейф льдов и морские течения. Эти процессы формируют характер подстилающей поверхности, оказывающий обратное влияние на температуру воздуха [18, 19].

В результате во время первой эпохи потепления атлантические циклоны перемещались в основном через арктические моря, что создало условия для первого потепления Арктики. При этом умеренные широты Евразии и Северной Америки зимой испытывали дефицит тепла и влаги. На это указывает анализ изменений температуры воздуха и объема речного стока за упомянутый период [11, 12, 20]. К концу XX в. северный циркумполярный вихрь, заметно расширившись, распространил свое влияние на умеренные широты континентов, через которые пролегали преобладающие траектории атлантических циклонов. Это создало условия для интенсивной адвекции тепла, влаги и ослабления господствующих здесь сезонных антициклонов. В результате зимой значительно возросла температура воздуха над континентами и несколько понизилась – над северными областями Атлантического океана и прилегающей к ним части Северного Ледовитого океана.

Для характеристики климатических изменений атмосферной циркуляции над Баренцевым морем рассмотрим ряды градиента давления на створе Нарьян-Мар – Баренцбург за 80-летний период (1928–2007 гг.). Выбор этих двух точек не случаен, поскольку линия, соединяющая их, проходит практически перпендикулярно господствующему направлению перемещения атмосферных образований (в основном циклонических) от Исландского минимума до северной оконечности архипелага Новая Земля. Величина градиента давления на этом створе служит показателем направленности и интенсивности воздушных переносов, от которых зависят температура воздуха, облачность, осадки, а также поступление вод атлантического происхождения. В работе [9] для учета этих факторов был использован градиент давления на створе Малые Кармакулы – Баренцбург, близкий по расположению к принятому в настоящей работе.

На рис. 3 показано изменение среднегодовой разности атмосферного давления на указанном створе за 80-летний отрезок времени. Здесь же приведены соответствующие графики изменений давления на концах створа, от которых зависит рассматриваемая разность. На рисунке прослеживается постепенное уменьшение разности давления (значимый отрицательный линейный тренд). Это свидетельствует об уменьшении повторяемости юго-западных воздушных переносов (повышении повторяемости северо-восточных переносов) над морем во времени. Между тем именно рост повторяемости юго-западных ветров в 1920-х гг. послужил В.Ю.Визе признаком начала эпохи потепления Арктики [8]. Следовательно, отрицательный тренд разности давления указывает на происходящее похолодание регионального климата, что подтверждает выполненный анализ хода температуры воздуха.

Обращает на себя внимание, что отрицательный тренд разности давления на упомянутом створе возник под влиянием аналогичных изменений давления в Нарьян-Маре, тогда как в Баренцбурге тренд давления не значим. Однако здесь хорошо прослеживаются колебания, обусловленные характерным для высоких широт 60-летним циклом. Понижение атмосферного давления в Нарьян-Маре от первой трети к концу XX в. служит дополнительным подтверждением вывода о происходившем в этот период постепенном смещении пояса зональных потоков в южном направлении.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЗОННЫХ ТРЕНДОВ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Приведенные выше результаты свидетельствуют, что обусловленные изменениями климата аномалии гидрометеорологических процессов привели к относительному похолоданию региона Баренцева моря в конце XX в., что вызвало рост его ледовитости в зимний период (в среднем за октябрь–февраль) на 130 тыс. км² за 50 лет. Это составляет 15 % от средней величины ледовитости в апреле (сезонный максимум), причем вклад тренда в общую изменчивость ледови-

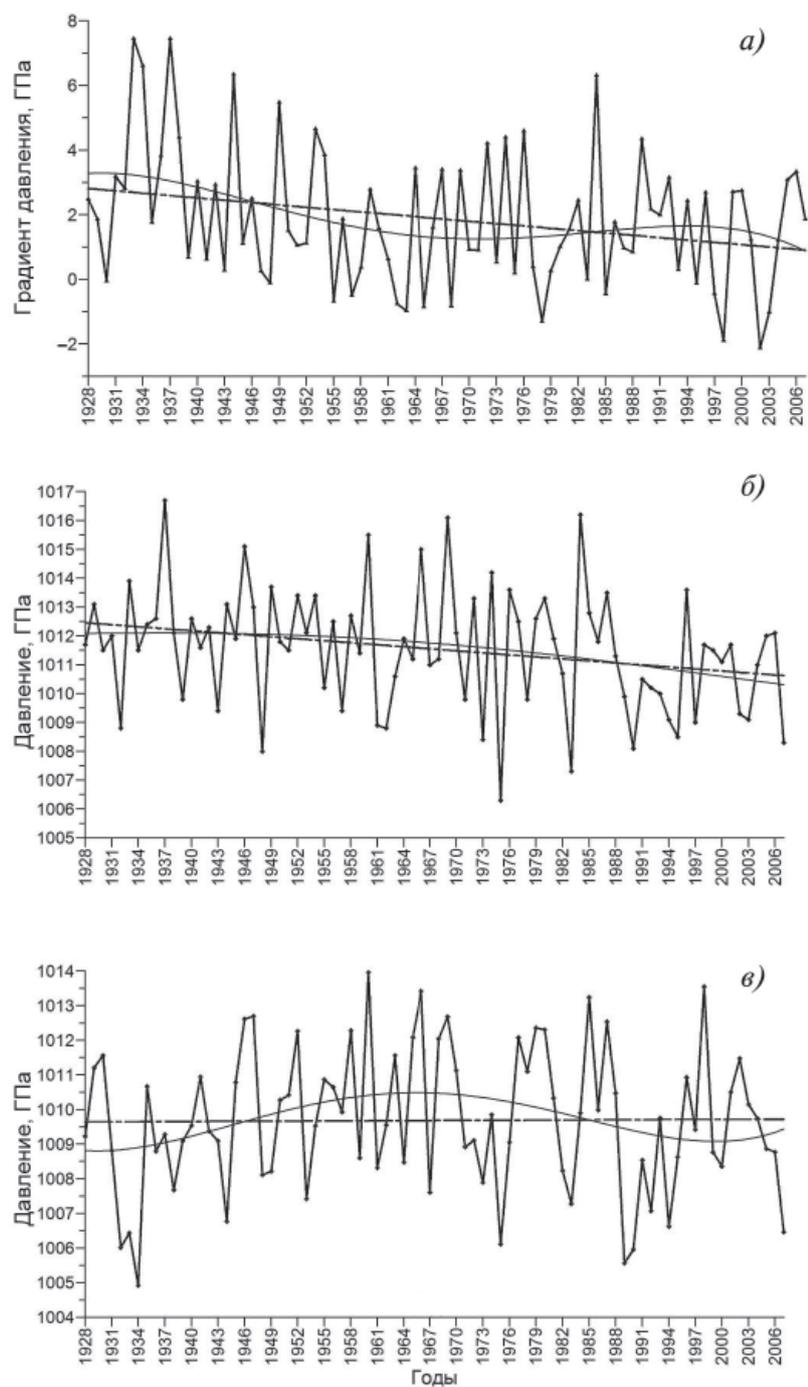


Рис. 3. Изменения характеристик атмосферного давления на уровне моря (ГПа) в регионе за период 1928–2007 гг.:

a – разность давления Нарьян-Мар – Баренцбург; *б* – давление в Нарьян-Маре; *в* – давление в Баренцбурге [7]

тости в этом месяце составляет 18 %. Несмотря на это, как было показано выше, площадь ледяного покрова Баренцева моря летом за указанный период заметно сократилась. Между тем в ранних исследованиях причин формирования аномалий ледовитости Баренцева моря в навигационный период [8, 9, 15] было выявлено, что ледовитость этого моря летом весьма тесно связана с тепловым и динамическим воздействием атмосферы в течение предшествующей зимы. Рассмотренная выше разнонаправленность климатических трендов ледовитости Баренцева моря за зимнее и летнее полугодия противоречит установленной ранее закономерности. Поэтому большой интерес представляет выяснение причин отмеченного выше изменения знака климатических тенденций от зимы к лету.

Важной причиной сохранения признаков теплой эпохи в летний период конца XX – начала XXI вв. является смещение к югу пояса западных ветров в связи с упомянутой выше климатической эволюцией циркумполярного вихря. При этом понизилось атмосферное давление на берегах материка и несколько возросло давление над северными границами моря, о чем свидетельствует рассмотренный ход барического градиента Нарьян-Мар – Баренцбург. Повышение атмосферного давления в весенне-летний период обычно сопровождается снижением облачности и увеличением инсоляции, что приводит к повышению температуры воздуха. Однако, помимо этого фактора, в исследуемом регионе проявляется влияние и других рассмотренных ниже причин.

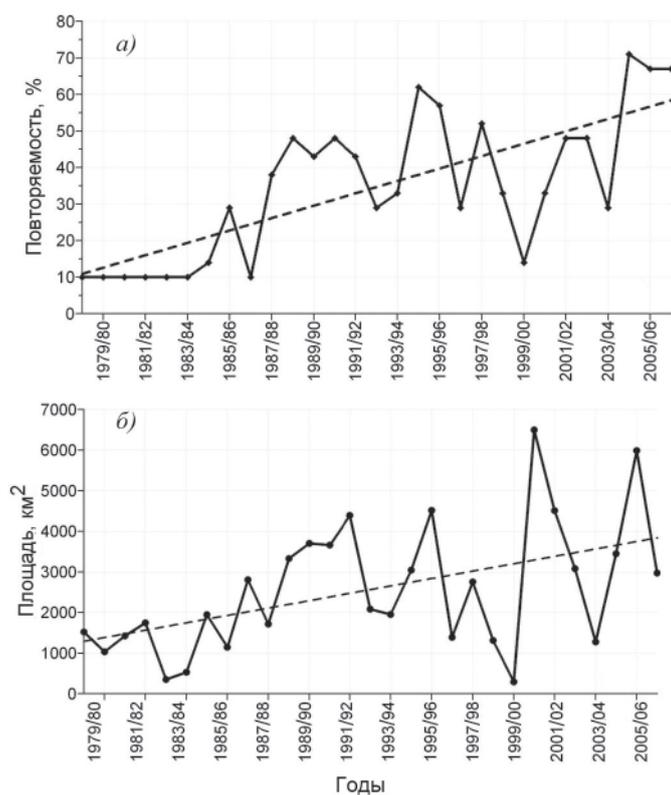


Рис. 4. Повторяемость (а) и площадь (б) запримайной полыни к югу от Земли Франца-Иосифа за ноябрь–май с 1978 по 2007 г. [7]. Данные любезно предоставлены А.В.Поповым и И.Д.Карелиным (АНИИ)

Отрицательное воздействие возросшей в конце зимы толщины ледяного покрова и его площади на последующее разрушение льда компенсируется тем обстоятельством, что при увеличении повторяемости северо-восточных воздушных переносов над морем к югу от Земли Франца-Иосифа и к западу от северного острова Новая Земля образуются обширные заприпайные полыньи, играющие роль важных очагов таяния и освобождения моря от ледяного покрова. Как видно из рис. 4, повторяемость и площадь указанных полыней заметно возросли за последние четверть века – в полном соответствии с уменьшением эффективного градиента атмосферного давления (см. рис. 3).

Действие этого фактора, по-видимому, усиливалось положительной аномалией температуры воздуха в марте (см. табл. 2), что способствовало прогреву снега и верхних слоев льда в конце рассматриваемого периода, смещая в раннюю сторону сроки начала таяния снежно-ледяной поверхности, от которых зависит ее отражательная способность (альбедо). Как показано в работе [10], температура воздуха весной – важнейший фактор, который определяет аномалию этих сроков в конкретном году. Именно поэтому наиболее тесная связь ледовитости арктических морей в летний период с температурой воздуха отмечается в весенние месяцы (май–июнь). Из результатов расчетов таяния льда с верхней поверхности, приведенных в упомянутой работе, следует, что при раннем начале таяния льда начальной толщиной 140 см (20 мая) поток тепла, идущего на таяние, в течение 50 суток составляет около 100 Вт/м², тогда как при позднем начале таяния (30 июня) этот поток в течение 80 суток не превышает 40 Вт/м². В первом случае ледяной покров исчезает уже в середине июля, тогда как во втором он сохраняется до начала ледообразования.

Существенным фактором, который влияет на сроки начала таяния льда и среднее его альбедо, является также высота снежного покрова в конце зимы. Как показано в работе [5], от толщины снега зависит не только начальная величина

Таблица 3

Значения линейного тренда межгодовых колебаний количества осадков (среднемесячные значения, мм) для ГМС Баренцевоморского региона, отнесенные к 10-летним периодам

Месяц	Вардё	Мурманск	Канин Нос	Нарьян-Мар	Малые Кармакулы	Мыс Желания	Остров Рудольфа
	(1936–2005)	(1936–2005)	(1936–2005)	(1936–2005)	(1936–2005)	(1936–1996)	(1951–1991)
I	2,10	2,47	0,11	0,96	–0,13	–1,30	–2,34
II	1,16	2,19	0,44	0,49	1,04	–0,89	–4,71
III	–0,43	1,73	0,03	0,91	0,54	–0,64	–2,76
IV	–0,16	1,80	0,66	1,21	–0,93	–2,41	–4,15
V	–0,10	2,04	1,31	2,03	–0,14	1,57	–0,76
VI	0,53	1,97	–0,07	1,86	–0,34	0,07	–3,56
VII	1,93	1,16	0,36	0,80	0,26	–0,66	–3,27
VIII	0,66	1,53	1,06	1,69	–2,33	–1,38	–3,37
IX	–2,70	0,86	–0,54	0,89	–1,50	0,18	3,39
X	0,80	4,09	1,10	1,31	–1,20	1,70	–2,44
XI	1,87	2,91	0,99	1,04	–2,03	–0,48	–6,46
XII	2,81	3,14	1,93	0,83	–0,37	–1,18	–5,95
Год	0,70	2,16	0,61	1,17	–0,60	–0,44	–3,02

альбедо, но и время, в течение которого талая вода на пониженных участках ледяного покрова поднимется до поверхности снега, существенно уменьшая при этом его отражательную способность.

Высота снежного покрова в конце зимы зависит от количества твердых осадков за холодный сезон, а следовательно, от облачности, тесно связанной с аномалиями атмосферной циркуляции. Как видно из табл. 3, в западном и южном районах моря тенденция изменения количества осадков положительна. Обратная картина наблюдается в восточных и северных районах, где (от Малых Кармакул до о. Рудольфа) значима величина отрицательного тренда [6]. Таким образом, на станциях восточной и северо-восточной частей моря, где сосредоточены основные площади дрейфующих льдов, в конце века отмечается дефицит осадков, явно выраженный в период наличия ледяного покрова (сентябрь–июнь), когда преобладают твердые осадки в виде снега.

Характерные тенденции «дефицита» осадков в северо-восточной части моря подтверждаются в работах [2, 3], где материалы наблюдений за 1992 г. сравниваются аналогичными данными за 1951 г. Авторы пришли к выводу, что число дней со снежным покровом на льдах за указанный период сократилось на 15, а максимальная толщина слоя снега уменьшилась от 50 до 30 см. Эти результаты были подтверждены в работе [23], где отмечено, что продолжительность периода со снежным покровом за последние 30 лет в восточной и северной частях моря сокращалась со скоростью порядка 5 дней/10 лет (значения тренда статистически значимы). При этом средняя скорость уменьшения толщины снежного покрова в апреле составила 5–8 см/10 лет.

Из работы [4] следует, что сокращение осадков и снежного покрова в регионе было обусловлено уменьшением облачности, особенно ее нижнего яруса. Важно отметить, что уменьшение облачности в весенне-летний период приводит к увеличению потока прямой солнечной радиации, которое лишь отчасти компенсируется уменьшением при этом рассеянной радиации.

Уменьшение осадков на северо-востоке Баренцева моря во все сезоны подтверждается сокращением массонакопления ледников, особенно на Новой Земле, что сопровождалось их отступанием. Это было обнаружено при сравнении данных аэрофотосъемки (АФС) и радиолокационных съемок 2004–2007 гг. с данными АФС 1952 г. [16, 29]. В последние годы на некоторых ледниках зафиксировано отступление фронтальных зон до 370 м/г., а при сравнении современных снимков с материалами 1950-х гг. можно обнаружить изменение очертаний береговой линии у некоторых выводных ледников, появление новых географических объектов (мысов, заливов, островов). Очевидно, что такие изменения произошли не только вследствие снижения количества твердых осадков, но и в результате ускорения весенне-летнего таяния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ климатических изменений различных гидрометеорологических характеристик Баренцева моря (рис. 5) позволяет заключить, что происходившие на протяжении XX в. изменения атмосферной циркуляции над регионом привели, с одной стороны, к постепенному понижению в зимнее время температуры воздуха, уменьшению количества твердых осадков и толщины снега на северо-востоке моря, что отразилось на росте ледовитости в конце зимы в последних десятилетиях XX в. С другой стороны, эти изменения вызвали увеличение площади заприпайных полыней и сказались на повышении температуры воздуха весной, что вместе с влиянием сокращения количества твердых осадков и толщины снега привело к смещению в раннюю сторону сроков начала таяния (по нашим оценкам, на 20–25 суток), уменьшению альбедо, ускорению разрушения

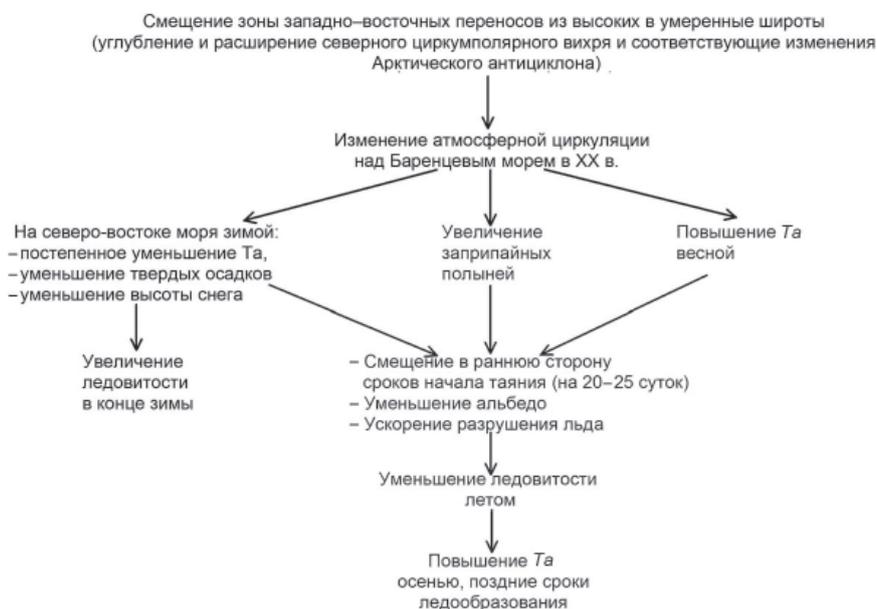


Рис. 5. Схема механизмов формирования сезонных особенностей климатических изменений региона Баренцева моря

ледяного покрова и пониженной ледовитости моря в летний период. Более раннее начало аккумуляции солнечной энергии морем создало условия для увеличения его теплосодержания, повышения в этот период температуры воздуха в регионе и смещению начала ледообразования на более поздние сроки.

Рассмотренный механизм формирования сезонных особенностей климатических изменений в регионе Баренцева моря подтверждает разработанную в ГУ ААНИИ концепцию, согласно которой климат Земли в масштабе десятков и сотен лет изменяется в основном под воздействием естественных причин. Колебания общей энергии Солнца приводят к изменениям состояния полярных вихрей, приводящим к циклическим усилениям/ослаблениям зональных переносов в атмосфере и смещениям их положения по широте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Logos, 2009, 198 с.
2. Александров Е.А., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Многолетние колебания снежного покрова в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана (по данным дрейфующих станций) // Мат. гляц. исслед. 2001. Вып. 91. С. 51–54.
3. Александров Е.И., Радионов В.Ф., Священников П.Н. Высота снежного покрова и ее изменения на акватории Баренцева и Карского морей // Тр. ААНИИ, 2003. Т. 446. С. 99–118.
4. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Облачность в Баренцевом море и ее изменчивость // Тр. ААНИИ. 2010. Т. 450. С. 92–102.
5. Аппель И.Л., Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 144 с.
6. Брызгин Н.Н., Александров Е.И., Дементьев А.А. Изменчивость атмосферных осадков в Баренцевом море // Тр. ААНИИ. 2010. Т. 450. С. 102–110.
7. Бузин И.В. Оценка состояния ледяного покрова и условий формирования тяжелых ледовых сезонов в Баренцевом море. Дис. канд. геогр. наук. СПб.: ААНИИ, 2008. 202 с.

8. *Визе В.Ю.* О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море // Изв. Центр. гидромет. бюро. 1923. № 1. С. 1–41.
9. *Гудкович З.М., Николаева А.Я.* Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью арктических морей // Тр. ААНИИ, 1963. Т. 104. 212 с.
10. *Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А.* Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей, Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
11. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е.* Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Пробл. Арктики и Антарктики. 2008. № 78. С. 48–58.
12. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е.* О характере и причинах изменений климата Земли // Пробл. Арктики и Антарктики, 2009. №1 (81). С. 15–23.
13. *Дмитриев А.А., Белязо В.А.* Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеиздат, 2006. 358 с.
14. *Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А.* Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря // Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 10–26.
15. *Каракаш А.И.* Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики // Тр. ЦИП. 1950. Вып. 17. С. 40–55.
16. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Под. ред. В.М.Котлякова. М.: Наука, 2006. 482 с.
17. *Рожков В.А.* Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 304 с.
18. *Тейтельбаум К.А.* Зависимость температуры воздуха над Карским морем в весенне-летний период от ледовитости и воздушных переносов // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 346. С. 109–117.
19. *Тейтельбаум К.А.* Зависимость температуры воздуха над морями Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским в летний период от ледовитости и воздушных переносов // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 363. С. 81–90.
20. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
21. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* 60-летняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // Мат-лы гляц. исслед. 2009. Т. 105. С. 158–165.
22. ACIA – Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge. Cambridge Univ. Press. 2005. 1042 p.
23. *Aleksandrov Ye.I., Bryazgin N.N., Forland E.J., Radionov V.F., Syvashchennikov P.N.* Seasonal, interannual and long-term variability of precipitation and snow depth in the region of the Barents and Kara Seas // Polar Research. 2005. Vol. 24 (1–2). P. 69–85.
24. *Buzin I.V., Zubakin G.K., Alekseev G.V.* Seasonal and multiyear variability of Barents Sea Ice Extent // 1st CliC Int. Science Conf. Beijing, 2005. P. 27.
25. *Hoyt D.V., Schatten K.H.* A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992 // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98 (A11) P. 18895–18906.
26. *Makshatas A.P., Atkinson D., Kulakov M., Shutilin S., Krishfield R., Proshutinsky A.* Atmospheric forcing validation for modeling the central Arctic // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. 6 p. L20706, doi: 10.1029/2007GL031378.
27. *Soon W.W.-H.* Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. P. L16712-1–L16712-5. L16712, doi:10.1029/2005GL023429.
28. *Vinje T.* Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998 // J. of Climate. 2001. Vol. 14 (3). P. 255–267.

29. Zubakin G.K., Gudoshnikov Yu.P., Naumov A.K., Glazovsky A.F., Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Borodulin V.V., Skutina E.A. Results of Investigations of Icebergs, Glaciers and Their Frontal Zones in the Northeastern Part of the Barents Sea // Proc. of 19th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions (POAC-2007), Dalian, China, June 27–30, 2007. P. 548–564.
30. Wallace J.M., Yuan Zhang, Renwick J.A. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends // Science. 1995. Vol. 270. P. 780–783.

I.V.BUZIN, Z.M.GUDKOVICH

SEASONAL FEATURES OF THE CLIMATIC CHANGES IN THE BARENTS SEA

Seasonal features of climatic changes in the Barents Sea region are considered. Authors suggested hypothesis explaining immediate causes of change of the sign of secular winter-summer trend of the ice cover in the Barents Sea. Hypothesis is based upon the revealed regularity of changes of ice drift, air temperature, precipitation and albedo of the snow-ice surface. Those changes were influenced by anomalies of the atmosphere circulation arisen from the displacement of zone of western-eastern air transport from the high latitudes to the middle latitudes during the XX century in connection with deepening and broadening of the northern circumpolar vortex.

Keywords: sea ice extent, linear trend, atmospheric circulation, flaw polynya, snow cover, albedo, climatic changes.