

## СОСТОЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

© 2024 г. Е. У. Миронов\*, Е. С. Егорова, Н. А. Лис

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

*\*e-mail: mir@ari.ru*

Поступила 15.08.2024 г.

После доработки 05.09.2024 г.

Принята к печати 07.10.2024 г.

Рассмотрены многолетние изменения ледовитости Гренландского и Баренцева морей и выявлены отрицательные линейные тренды характеристики. Определен период преобладания отрицательных аномалий ледовитости. Показано, что в XXI в. происходит замещение толстых льдов более тонкими. Определены основные факторы, определяющие формирование ледовых условий и разработаны статистические модели межгодовых колебаний ледовитости.

**Ключевые слова:** ледовитость, возраст льда, многолетние изменения, Гренландское море, Баренцево море

DOI: 10.31857/S2076673424040105, EDN: HTBWKA

### ВВЕДЕНИЕ

Современные изменения климата в наибольшей степени проявляются в Арктике, где по разным оценкам (IPCC Report..., 2019) наблюдается ускоренный рост средней температуры приземного слоя атмосферы по сравнению с ростом глобальной температуры (примерно в 2.5 раза). Данное явление в литературе получило название Арктического усиления. Отличительной особенностью Северного Ледовитого океана (далее — СЛО) является постоянное наличие на его акватории ледяного покрова, который оказывает существенное влияние на природные процессы в Северном полушарии. Морские льды — значимый индикатор климатических изменений, поскольку современные средства дистанционного зондирования Земли из космоса позволяют оперативно получать сведения о ледовых условиях всего океана. В исследовании (Mironov et al., 2007) показано, что в зимний период изменчивость площади льдов Северо-Европейского бассейна имеет определяющее значение в общей дисперсии колебаний площади морских льдов СЛО.

Гренландское и Баренцево моря занимают особое место в климатической системе СЛО — это прежде всего обусловливается их географическим положением. Гидрометеорологический и ледовый режим формируется в данном регионе за счёт соседства с теплым Норвежским морем и холодным

Арктическим бассейном. Так, сочетание крупномасштабных факторов циркуляции холодных и теплых течений, а также воздушных переносов определяет климат умеренных широт (*условное название зон, расположенных на поверхности земного шара между 40° и 65° с. ш.*). Положение кромки дрейфующих льдов и площадь льдов достаточно быстро реагируют на внешние факторы. Толщина ледяного покрова (его возрастная структура) отражает их долгопериодные изменения и в большей степени влияет на хозяйственную деятельность в высоких широтах (судоходство, рыболовство, геологоразведка, освоение континентального шельфа и др.). Поэтому сезонные и многолетние изменения состояния ледяного покрова в регионе Северо-Европейского бассейна определяют актуальность работы.

Многочисленные исследования (Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009) показывают, что за последние 100 лет в Арктике происходило чередование холодных и теплых периодов. Современное состояние арктического ледяного покрова — объект пристального внимания со стороны ученых и исследователей полярных регионов во всем мире. Известно, что с начала 2000-х годов изменение ледового режима морей СЛО характеризуется, с одной стороны, заметным сокращением площади льдов в летний период года (Юлин и др., 2019; Cai et al., 2021) и, с другой стороны, замещением старых льдов более тонкими однолетними (Егоров,

2020). Отмечается, что Гренландское и Баренцево моря одними из первых реагируют на колебания в климатической системе, что в свете её глобальных изменений делает актуальным проблему изучения ледовых условий их акваторий.

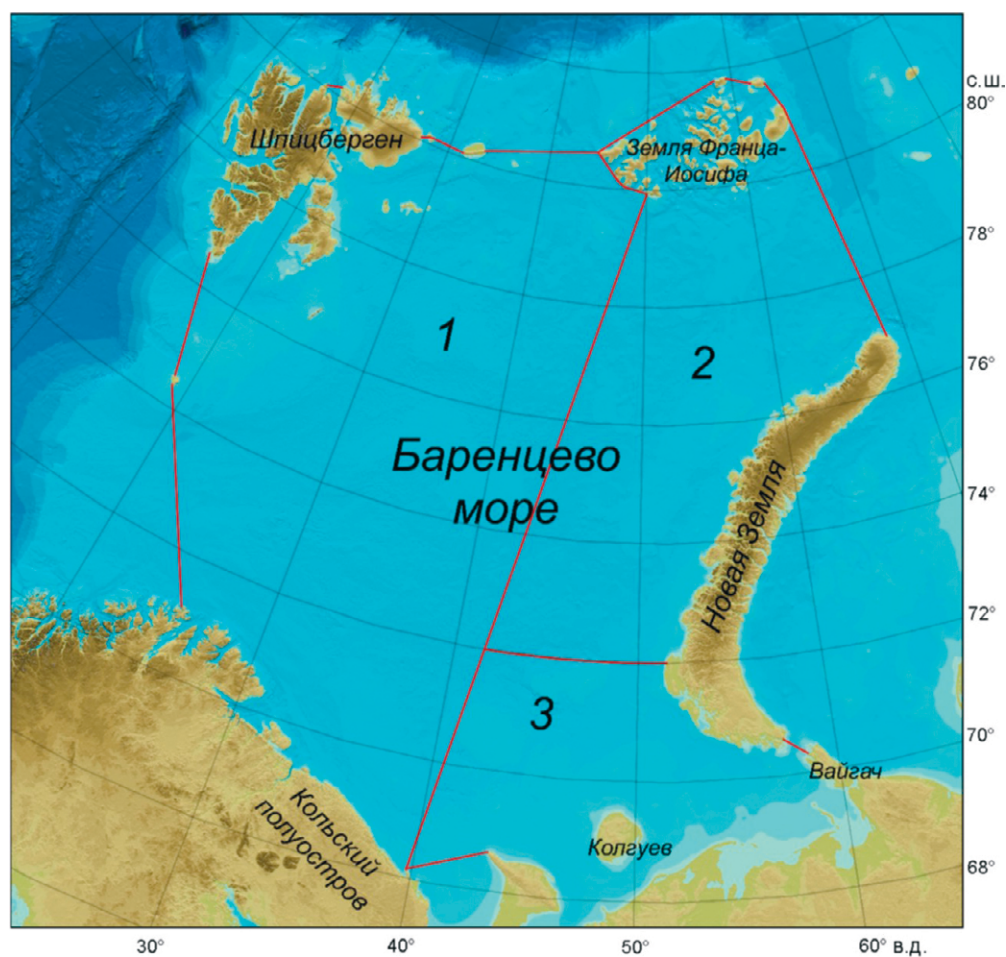
Цель работы состоит в установлении пространственно-временных закономерностей основных параметров состояния ледяного покрова, определяющих режимные особенности акваторий Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходных данных были использованы региональные ледовые карты исследуемых морей, доступные в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду Арктического и антарктического научно-исследовательского института, составляемые по спутниковым данным в

видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Данными за последние несколько лет были дополнены уже имеющиеся электронные архивы среднемесячных значений ледовитости Гренландского и Баренцева морей; данные для последнего представлены в трех однородных ледово-гидрологических районах: западном, северо-восточном и юго-восточном (рис. 1). Таким образом, полученные архивы охватывают период 1950–2023 гг. и для Гренландского, и для Баренцева морей. В качестве меры ледовитости использовались отношение площади льдов к площади моря (в %) и площадь льдов в границах моря (в км<sup>2</sup>).

Кроме того, были сформированы электронные архивы данных по положению границ преобладания старых льдов в Гренландском море, а также старых и однолетних льдов в Баренцевом море с привлечением региональных ледовых карт. Они включают среднедекадные значения за период 1997–2023 гг. Координаты положения границ



**Рис. 1.** Границы, выделяемых однородных ледовых районов Баренцева моря (Миронов, 2004), отмеченные красными линиями: 1 – западный, 2 – северо-восточный и 3 – юго-восточный

**Fig. 1.** Boundaries of delineated homogeneous ice sub-areas of the Barents Sea (Mironov, 2004) highlighted by red lines: 1 – western, 2 – north-eastern and 3 – south-eastern

преобладания льдов разных возрастных градаций фиксировались для Гренландского моря на параллелях от 69.0° с.ш. до 80.0° с.ш. через 1.0°. Для Баренцева моря архив включает данные на меридианах от 20.0° в.д. до 65.0° в.д. через 2.5°; в юго-восточной части моря положение границ преобладания описывается долготой пересечения параллелей от 69.0° с.ш. до 75.0° с.ш. через 1.0°.

Возрастной состав (градации толщины) ледяного покрова — показательная характеристика прежде всего в вопросе изменений климата в арктическом регионе. Для оценки ее изменчивости были сформированы электронные архивы, включающие в себя значения площадей льдов различных возрастных градаций в Гренландском и Баренцевом морях (в том числе для трех однородных районов) за период 1997–2023 гг. с декадной дискретностью.

Возрастной состав льдов Гренландского и Баренцева морей определялся совокупностью семи стандартных градаций, которые показывают неоднородную картину распределения средней толщины ледяного покрова на их акваториях. Оценки возрастной структуры ограничены зимними месяцами (октябрь–май), т. е. периодом формирования и развития ледяного покрова, поскольку только для этого периода года имеются достоверные данные по возрастной структуре льдов. Сведения об основных характеристиках ледяного покрова заносились в атрибутивную таблицу векторной ледовой карты формата ESRI Shape-file в соответствии со стандартом SIGRID-3. Работу с векторными ледовыми картами выполняли с помощью свободно распространяемой геоинформационной системы QGIS. По данным атрибутивных таблиц были рассчитаны площади льдов различных возрастных градаций.

В качестве основных методов исследования применяли статистический анализ, включавший оценку линейного и полиномиального тренда, а также корреляционный и кластерный анализ. Для оценки основных факторов, влияющих на изменение ледовых условий, был задействован метод мультирегрессионного анализа, когда путем перебора потенциально значимых предикторов получали уравнения с наибольшими коэффициентами корреляции  $R$  и детерминации  $R^2$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

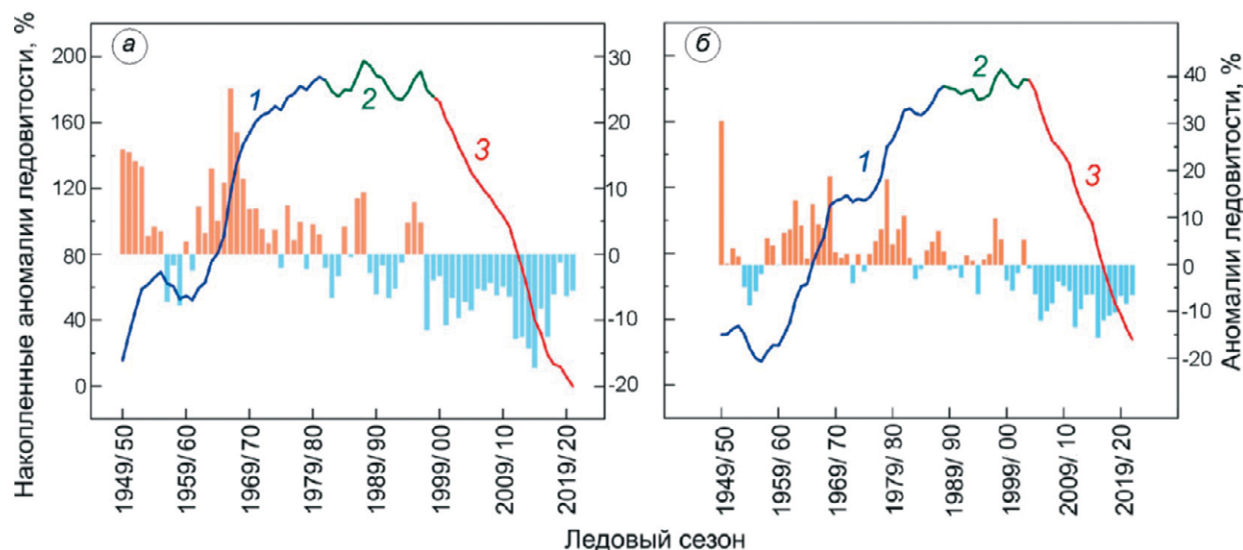
**Многолетние изменения ледовитости Гренландского и Баренцева морей.** Несмотря на большие внутригодовые изменения площадей льдов удается выделить классы (или кластеры) подобных сезонных циклов. Для их классификации использовали метод  $K$ -средних, в качестве критерия близости при использовании метода были выбраны квадраты Евклидовых расстояний. В результате построены графики средних значений по выделенным

группам лет, в которые вошли группы лет подобных сезонных циклов, выделено три кластера. В первый кластер  $K$ -1 вошли годы с наибольшей площадью льдов как в зимний, так и в летний периоды. Второй кластер  $K$ -2 объединил годы средней ледовитости. В третий кластер  $K$ -3 вошли годы с наименьшей ледовитостью Гренландского и Баренцева морей. Для группы лет первого и второго кластеров максимальное развитие площади льдов наступало асинхронно: в Гренландском море в среднем в феврале, а в Баренцевом — в апреле. Минимальная площадь льдов в среднем для обеих акваторий наблюдалась в сентябре.

В многолетних изменениях ледовитости Гренландского моря выделяется статистически значимый линейный тренд, показывающий сокращение площади льдов (Вязигина и др., 2021). Результаты сопоставимы с наблюдающимся трендом к уменьшению площади ледяного покрова на акватории СЛО (Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018; Юлин и др., 2019). На фоне данного тренда фиксируются большие межгодовые изменения ледовитости моря, что демонстрируют величины ее среднеквадратического отклонения (далее — СКО) для каждого месяца внутри ледового сезона.

В многолетних изменениях ледовитости всей акватории Баренцева моря также выделяется статистически значимый линейный тренд, показывающий сокращение льдов. Отмечено, что процесс уменьшения площади льдов во всей акватории моря летом происходит интенсивнее, чем зимой, что выражается в более высоких значениях величины линейного тренда. Однако в разных районах Баренцева моря линейные тренды имеют разные значения, из чего следует, что климатические изменения площади льдов в разных районах формируются по-разному и, соответственно, могут иметь разные причины. При наличии в распоряжении длинного ряда наблюдений за ледовитостью Гренландского и Баренцева морей, охватывающего разные периоды похолодания и потепления в арктическом регионе (Фролов и др., 2007; Дианский и др., 2019), целесообразно выделение и анализ тренда на отдельных временных промежутках.

Для выделения периодов устойчивого увеличения и уменьшения ледовитости Гренландского и Баренцева морей использовался метод интегральных аномалий, который позволяет определить характерные периоды межгодовых изменений аномалий ледовитости за отдельные промежутки времени. Интегральные аномалии рассчитываются путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости по методике, предложенной изначально для метеорологических характеристик. С учётом устойчивости сезонных аномалий на рис. 2 приведены кривые интегральных аномалий ледовитости Гренландского и Баренцева морей в среднем для всего ледового



**Рис. 2.** Интегральные кривые аномалий ледовитости Гренландского (а) и Баренцева (б) морей в среднем за ледовый сезон, вычисленных относительно среднееголетних значений для периода 1950–2022 гг., на этапах: 1 – увеличения, 2 – стационарности и 3 – уменьшения ледовитости. На левой оси (а) и (б) отражены значения накопленных аномалий ледовитости, представленные в виде кривых, на правой оси – абсолютные значения аномалий ледовитости, представленные в виде столбцов

**Fig. 2.** Cumulative curves of ice extent anomalies in the Greenland Sea (a) and the Barents Sea (b) averaged over the ice season, computed relative to the multi-year mean values for the period 1950–2022 for the stages of: 1 – increasing, 2 – stationary state and 3 – decreasing of ice extent. The left axes (a) and (b) reflect the values of accumulated ice anomalies, represented as curves, and the right axis shows the absolute values of ice anomalies, represented as columns.

сезона, вычисленные относительно среднееголетних значений 1950–2022 гг.

Здесь терминами “увеличение” или “уменьшение” аномалий ледовитости описывается интегральный эффект накопления этих аномалий (таким образом анализируются кривые аномалий). В свою очередь “положительные” или “отрицательные” аномалии ледовитости определяют увеличение или уменьшение соответственно общей ледовитости морей (анализируются столбчатые диаграммы). Так, статистически значимые линейные тренды определяются на этапе увеличения и уменьшения аномалий ледовитости. Для ледовитости Гренландского моря период стационарности отмечается в период с 1987/88 по 1999/00 гг., а для ледовитости Баренцева моря этот период смещается на четыре года в более позднюю сторону и таким образом наблюдается с 1987/88 по 2003/04 гг. Период преобладания отрицательных аномалий ледовитости наблюдается в Гренландском море, начиная с ледового сезона 2000/01 г., а в Баренцевом море – с 2004/05 г.

В статьях последнего десятилетия (Юлин и др., 2019; Егоров, 2020; Тимофеева и др., 2024) показано, что в многолетних изменениях различных элементов ледового режима арктических морей российского сектора Арктики период устойчивого преобладания отрицательных аномалий наступает в 2002–2005 гг. При этом в период после

2002–2005 гг. по последний анализируемый ледовый сезон 2021/22 г. статистические параметры существенно отличаются от периодов стационарности и преобладания положительных аномалий (табл. 1).

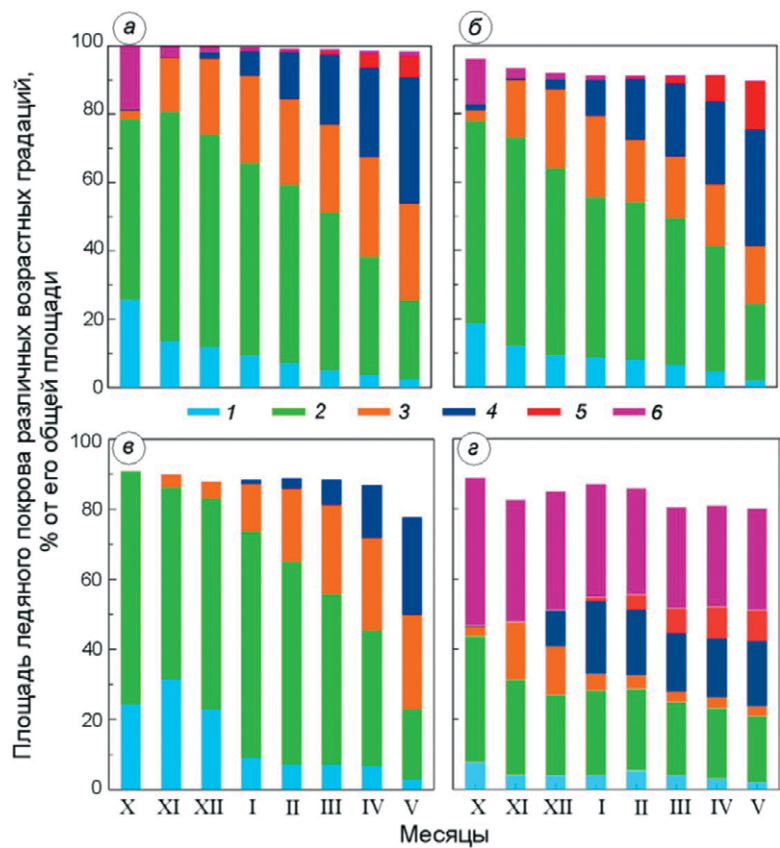
Так, на этапе потепления средняя за сезон ледовитость уменьшилась в Гренландском море на 14%, при этом наблюдалась устойчивая отрицательная аномалия (т.е. устойчивая отрицательная аномалия соответствует уменьшению ледовитости), а СКО уменьшилось с 7 до 4%. В Баренцевом море сокращение ледовитости в современный период, начиная с 2004/05 г., составило 13%, при этом СКО изменилось с 6 до 3%.

**Сезонные и межгодовые изменения возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей.** Среднее соотношение относительного количества дрейфующих льдов разного возраста исследуемых морей в зимний период представлено на рис. 3. Известно, что отличительная особенность ледового режима Гренландского моря заключается в круглогодичном присутствии на его акватории старых (многолетних и двухлетних) льдов, выносимых из Арктического бассейна (Миронов, 2004). На протяжении всего зимнего периода в ледяном покрове моря превалируют старые льды, занимая не менее  $\frac{1}{3}$  от общей площади льдов. Сезонные максимумы абсолютных значений площади распространения старых льдов наблюдаются в декабре

**Таблица 1.** Параметры ледовитости (выраженные в %), осредненной за ледовый сезон, в Гренландском и Баренцевом морях на выделенных этапах климатических изменений

| Гренландское море |                                          |                                              |                                          |
|-------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------------|
| Параметр, %       | Этап увеличения<br>(1949/1950–1981/1982) | Этап стационарности<br>(1982/1983–1998/1999) | Этап уменьшения<br>(1999/2000–2021/2022) |
| Ледовитость       | 47                                       | 41                                           | 33                                       |
| Сезонный размах   | 33                                       | 21                                           | 16                                       |
| СКО               | ±7                                       | ±6                                           | ±4                                       |
| Баренцево море    |                                          |                                              |                                          |
| Параметр, %       | Этап увеличения<br>(1949/1950–1987/1988) | Этап стационарности<br>(1988/1989–2003/2004) | Этап уменьшения<br>(2004/2005–2021/2022) |
| Ледовитость       | 32                                       | 28                                           | 19                                       |
| Сезонный размах   | 27                                       | 16                                           | 16                                       |
| СКО               | ±6                                       | ±4                                           | ±3                                       |

Сезонным размахом здесь называется разница между максимальным и минимальным значением ледовитости в рамках одного этапа (увеличения, стационарности или уменьшения ледовитости). СКО – это среднеквадратическое отклонение.



**Рис. 3.** Соотношение площадей льдов различных возрастных градаций в ледяном покрове западной (а), северо-восточной (б) и юго-восточной (в) частей Баренцева моря, а также Гренландского моря (г) в зимний период (выражены в % от общей площади льдов): 1 – начальные виды и nilas, 2 – молодые, 3 – однолетние тонкие, 4 – однолетние средние, 5 – однолетние толстые, 6 – старые

**Fig. 3.** Areal fractions of the ice of different age gradations for western (а), north-eastern (б) and south-eastern (в) sub-areas of the Barents Sea, as well as for the Greenland Sea (г) during the winter period (expressed % of the total ice area): 1 – initial types and nilas, 2 – young, 3 – first-year thin, 4 – first-year medium, 5 – first-year thick, 6 – old



(155 тыс. км<sup>2</sup>) и в апреле (143 тыс. км<sup>2</sup>). Они соответствуют двум пикам в сезонном ходе ледообмена через пролив Фрама (Егорова, Миронов, 2023), который и определяет количество старых льдов на акватории моря. Для Баренцева моря характерно наличие старых льдов только на акватории его северных районов, однако их количество не превышает 4% относительно общей площади ледяного покрова, за исключением октября, когда льды только начинают формироваться (тогда их доля достигает 19%). В юго-восточной части Баренцева моря, где отмечаются наиболее легкие ледовые условия среди прочих, старые льды при средних условиях не наблюдаются вовсе.

Процесс ледообразования в Гренландском и Баренцевом морях происходит в течение всего зимнего периода, поэтому градации начальных и молодых льдов характерны для ледяного покрова всех рассматриваемых месяцев. В среднем серо-белые льды на протяжении всего периода формирования ледяного покрова обоих морей являются преобладающей градацией среди льдов толщиной до 30 см. С октября по февраль суммарное количество начальных и молодых льдов преобладает в возрастной структуре ледяного покрова местного образования в Гренландском море (Миронов, Егорова, 2024). В Баренцевом море преобладание этих возрастных градаций наступает в среднем на один–два месяца позже: в марте в западной и северо-восточной частях и в апреле в юго-восточной части (Егорова, Миронов, 2022).

Формирование однолетних тонких и средних льдов на акваториях Гренландского моря, а также северных районов Баренцева моря начинается в ноябре и декабре соответственно. В юго-восточной части Баренцева моря однолетние тонкие льды также начинают образовываться в декабре, однако переходят в следующую градацию однолетних средних только в феврале. Однолетние толстые льды формируются в Гренландском море раньше всего, в январе, тогда как в северо-восточном районе Баренцева моря — в феврале, а в западной его части — только в марте. Для юго-восточного района Баренцева моря наличие однолетних толстых льдов при средних условиях не характерно.

При исследовании многолетних изменений возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей было установлено, что на фоне наблюдающегося сокращения общей площади ледяного покрова на их акваториях, площадь льдов разных возрастных градаций не изменяется, т.е. сохраняется возрастная структура ледяного покрова. Оценка статистической значимости линейных трендов показала, что за весь период наблюдений с 1997 по 2022 г. все выделенные тренды оказались незначимыми. При этом сопоставление оценок, полученных в рамках настоящей работы за 1997–2022 гг., с более ранними исследованиями

(Миронов, 2004) возрастной структуры ледяного покрова рассматриваемых морей (1989–1992 гг. для Гренландского моря, 1971–1976 гг. для Баренцева моря) говорит о замещении градации толстых льдов на градации более тонких льдов и, следовательно, об уменьшении средневзвешенной толщины ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей (табл. 2).

**Сезонные и межгодовые изменения положения границы старых льдов в Гренландском море.** Среднее положение границы преобладания старых льдов в период активного (ноябрь) и устойчивого (февраль) ледообразования, а также в период максимального развития (апрель) ледяного покрова Гренландского моря, показано на рис. 4, а. Из приведенного рисунка видно, что граница преобладания старых льдов в течение всего зимнего периода года меняется незначительно. С увеличением площади ледяного покрова на акватории Гренландского моря зона преобладания старых льдов расширяется. Граница старых льдов совпадает с ареалом Восточно-Гренландского течения, мощные воды которого круглогодично выносят через пролив Фрама старые льды из Арктического бассейна. Результаты анализа сезонных изменений пространственного распределения старых льдов в Гренландском море позволяют условно разделить его акваторию на северный и южный районы: в южном (створы 69.0°–75.0° с.ш.) наблюдается совпадение характера сезонных изменений границы преобладания старых льдов и ледовитости, а в северном (створы 76.0°–80.0° с.ш.) — наоборот, несоответствие в изменении характеристик в сезонном цикле.

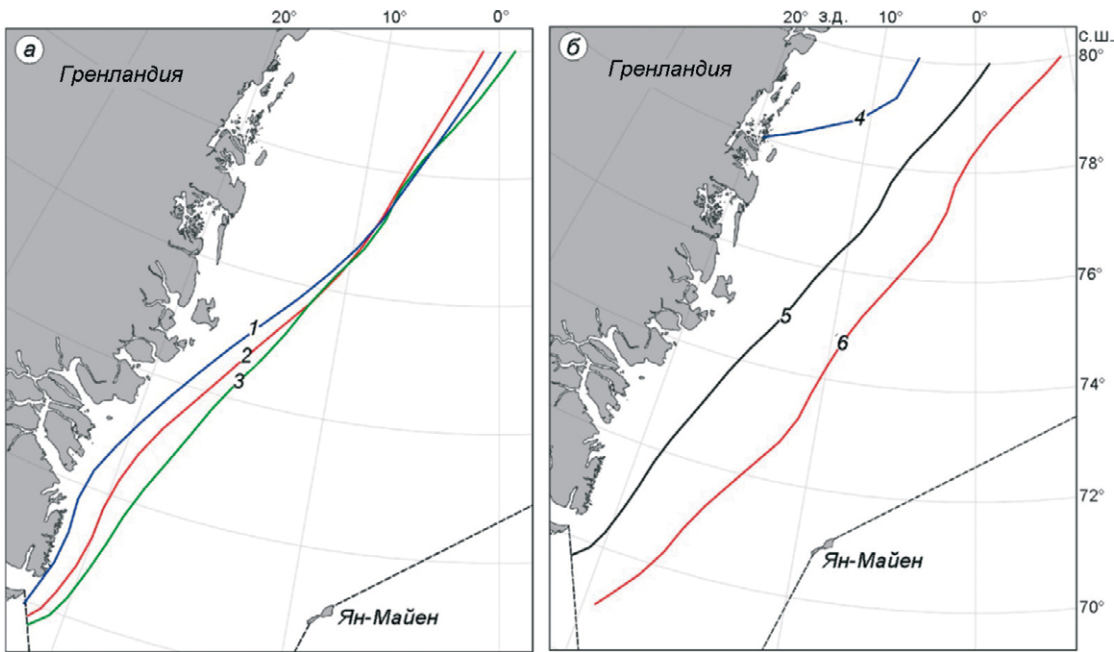
На рис. 4, б приведено распределение максимального, минимального и среднего положения границы преобладания старых льдов в апреле. Ареал Восточно-Гренландского течения определяет среднее положение массива старых льдов. В прикромочной области могут встречаться небольшие зоны или отдельные поля старых льдов, вынесенные за счет дивергенции (Петренко, Козлов, 2023), однако в зимний период года там преобладают однолетние и молодые льды. Граница преобладания старых льдов, достигая южной границы моря, уходит южнее 70.0° с.ш. в Датский пролив.

При максимальном положении, по аналогии со средним, граница преобладания старых льдов простирается вдоль Восточно-Гренландского течения. Отклонение максимального от среднего положения на фиксированных параллелях в среднем составляет от 4.5° долготы в ноябре до 5.7° долготы в апреле. На период максимального развития ледяного покрова Гренландского моря (апрель) полученные оценки положения границы преобладания старых льдов на его акватории были сравнены с результатами исследования (Миронов, 2004) на зимне-весенний период 1989–1992 гг. Наибольшее

**Таблица 2.** Оценки относительного количества льдов различных возрастных градаций в структуре ледяного покрова Гренландского моря и отдельных районов Баренцева моря в апреле (выраженные в % от его общей площади)

| Гренландское море               |                                  |     |                  |                                                     |               |    |
|---------------------------------|----------------------------------|-----|------------------|-----------------------------------------------------|---------------|----|
| Возрастная градация /<br>Оценка | 1988–1992 гг.<br>(Миронов, 2004) |     |                  | 1998/1999–2021/2022 гг.<br>(Миронов, Егорова, 2024) |               |    |
| Начальные виды<br>и молодые     | 33                               |     |                  | 25                                                  |               |    |
| Однолетние                      | 22                               |     |                  | 30                                                  |               |    |
| Старые                          | 45                               |     |                  | 30                                                  |               |    |
| Баренцево море                  |                                  |     |                  |                                                     |               |    |
| Возрастная градация /<br>Оценка | 1*                               | 2** | 1                | 2                                                   | 1             | 2  |
|                                 | Западный                         |     | Северо-восточный |                                                     | Юго-восточный |    |
| Начальные виды<br>и молодые     | 12                               | 38  | 13               | 41                                                  | 20            | 45 |
| Однолетние тонкие               | 0                                | 29  | 0                | 18                                                  | 64            | 26 |
| Однолетние средние              | 10                               | 26  | 17               | 24                                                  | 16            | 15 |
| Однолетние толстые              | 54                               | 4   | 69               | 7                                                   | 0             | 0  |
| Старые                          | 24                               | 1   | 1                | 1                                                   | 0             | 0  |

При расчете относительных площадей льдов различного возраста учитывалось количество припая: \*оценка (Миронов, 2004), \*\*оценка, представленная в работе (Егорова, Миронов, 2022).



**Рис. 4.** (а) Среднее положение границы преобладания старых льдов в: 1 – ноябре, 2 – феврале и 3 – апреле в Гренландском море. (б) Пространственное распределение: 4 – минимального, 5 – среднего и 6 – максимального положения границы преобладания старых льдов в апреле в Гренландском море. Черной штриховой линией обозначена граница Гренландского моря

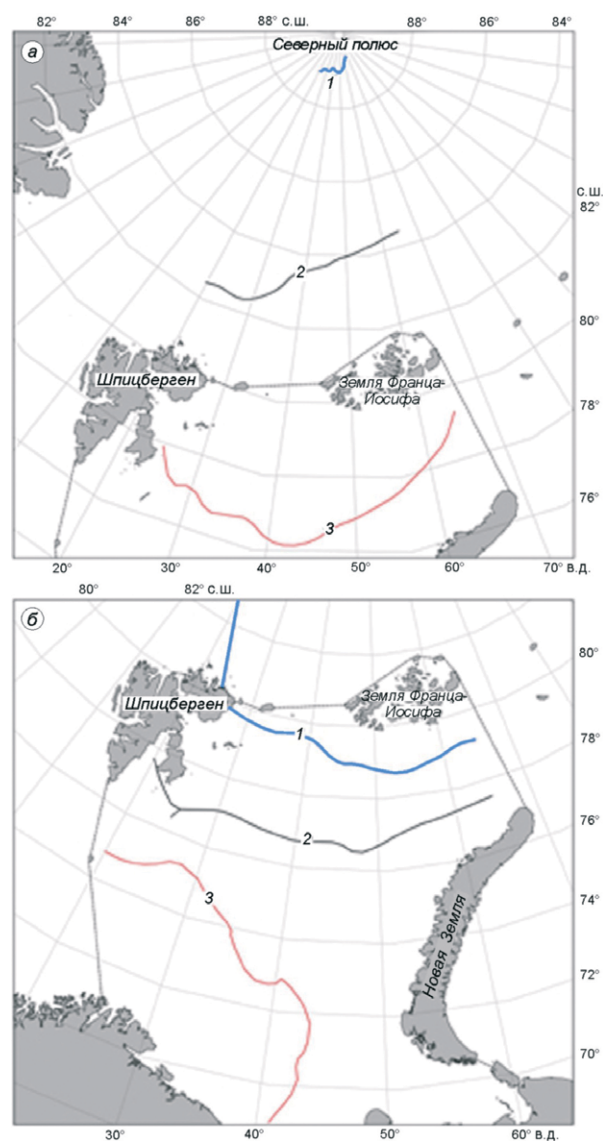
**Fig. 4.** (a) Average position of the boundary of old ice predominance in 1 – November, 2 – February and 3 – April in the Greenland Sea. (b) Spatial distribution of 4 – minimum, 5 – mean and 6 – maximum positions of the boundary of the old ice predominance in April in the Greenland Sea. The black dashed line marks the boundary of the Greenland Sea

отличие заключается в положении зоны преобладания старых льдов при минимальной площади: так, в соответствие с (Миронов, 2004), граница достигает штора  $74.0^\circ$  с.ш., в то время как по результатам данного исследования —  $80.0^\circ$  с.ш. Кроме того, граница преобладания старых льдов в 1990-х годах при среднем и максимальном ее положении выходит за южную границу Гренландского моря, а после 2000-х годов — уже концентрируется в пределах его акватории.

**Сезонные и межгодовые изменения границы преобладания старых и однолетних льдов в Баренцевом море.** При средних условиях в течение сезонного цикла граница преобладания старых льдов находится за пределами Баренцева моря, в части Арктического бассейна, которая примыкает к северной границе его акватории (рис. 5, а). Только при максимальном распределении граница преобладания старых льдов находится в пределах Баренцева моря, в ноябре располагаясь между параллелями  $78.0^\circ$ – $80.0^\circ$  с.ш., в то время как в феврале и апреле — между  $76.0^\circ$ – $79.0^\circ$  с.ш. В ноябре старые льды равномерно сосредотачиваются и в западном, и в северо-восточном районах моря, имея пространственное распределение в виде волны. В феврале и апреле, напротив, льды анализируемой возрастной градации в большей степени концентрируются в западном районе, нежели в северо-восточном. Граница преобладания старых льдов в апреле, располагающаяся в среднем на  $77.0^\circ$  с.ш., доходит на  $40.0^\circ$ – $45.0^\circ$  в.д. до  $76.0^\circ$  с.ш. в западном районе моря, а далее поднимается до  $78.0^\circ$  с.ш. и затем на север у восточной границы акватории Баренцева моря. В ледовые сезоны 1997/98, 2002/03 и 2003/04 гг. массив старых льдов занимал максимум акватории Баренцева моря среди остальных анализируемых лет это свойственно для всех рассматриваемых зимних месяцев.

Пространственное распределение на акватории Баренцева моря среднего, максимального и минимального положения границы преобладания однолетних льдов приведено на рис. 5, б. При максимальном положении однолетних льдов граница их преобладания в ноябре фиксируется между  $76.0^\circ$  и  $78.0^\circ$  с.ш., равномерно распределяясь на всей акватории моря. Исключение составляют самые западные шторы  $20.0^\circ$ – $22.5^\circ$  в.д., где граница преобладания отмечается вдоль восточного побережья архипелага Шпицберген: по всей видимости, между островами преобладающий характер носят молодые льды. В феврале и апреле однолетние льды занимают порядка 80% акватории Баренцева моря, когда ледовитость северо-восточного и юго-восточного районов близки к 90–100%. В это время в западном районе Баренцева моря граница преобладания однолетних льдов проходит вдоль  $75.0^\circ$  с.ш., опускаясь к  $74.0^\circ$  с.ш. в феврале и далее к  $73.0^\circ$  с.ш. в апреле у границы с его северо-восточной частью.

Столь тяжелые ледовые условия были свойственны ледовым сезонам 1997/98 и 1998/99 гг. Отмечается, что в последние годы граница преобладания однолетних льдов (кромка дрейфующего ледяного покрова, соответственно) в феврале и апреле не опускалась настолько далеко на юг. Южнее границы



**Рис. 5.** Пространственное распределение 1 — минимального, 2 — среднего и 3 — максимального положения границы преобладания старых (а) и однолетних (б) льдов в Баренцевом море и в примыкающей части Арктического бассейна в апреле. Черной пунктирной линией обозначена граница Баренцева моря

**Fig. 5.** Spatial distribution of 1 — minimum, 2 — mean and 3 — maximum positions of the boundary of the old ice (a) and the first-year ice (b) predominance in the Barents Sea and the adjacent part of the Arctic Basin in April. The black dotted line marks the boundary of the Barents Sea



преобладания однолетних льдов при любом их развитии (максимальном, минимальном или среднем) во все рассматриваемые месяцы могут наблюдаться молодые льды, а также начальные виды и ниласовые льды.

При минимальном распространении граница преобладания однолетних льдов в ноябре и феврале находится за северной границей Баренцева моря. В апреле граница преобладания однолетних льдов отмечается в пределах Баренцева моря, между  $79.0^\circ$  и  $80.0^\circ$  с.ш., однако на западных створах граница вдаётся на север, до  $83.0^\circ$  с.ш. Отмечается, что в западном районе Баренцева моря однолетние льды концентрируются ближе к его северной границе, в северо-восточном — несколько южнее, на  $79.0^\circ$  с.ш. В юго-восточном районе моря граница преобладания однолетних льдов наблюдается между створами  $69.0^\circ$  в.д. и  $70.0^\circ$  в.д., в виде узкой полосы близ острова Вайгач и пролива Югорский Шар, не достигая пролива Карские Ворота. Подобное пространственное распределение границы преобладания однолетних льдов свойственно всем рассматриваемым месяцам года. Самыми показательными среди ледовых сезонов, для которых характерно минимальное положение границы преобладания однолетних льдов, являются ледовые сезоны 2008/09 и 2021/22 гг. (в ноябре), 2011/12 и 2020/21 гг. (в феврале), 2015/16 и 2020/21 гг. (в апреле).

**Основные факторы, формирующие ледовые условия Гренландского и Баренцева морей.** Для выявления основных природных факторов, определяющих изменения ледовитости исследуемых морей, в качестве предиктанта были использованы данные по среднемесячным значениям характеристики. Также для обобщения было выполнено осреднение по периодам с декабря по апрель (зимний сезон) и с июля по сентябрь (летний сезон) (Миронов, 2004). Были исследованы изменения ледовитости как на всей акватории морей (для Баренцева и Гренландского морей), так и в отдельных районах (только для Баренцева моря). Для выявления зависимости изменений ледовитости от различных гидрометеорологических факторов применялись статистические методы анализа с использованием мультирегрессионных моделей, а именно метод включения переменных. В качестве предикторов использовались следующие гидрометеорологические параметры.

Индекс Арктического колебания (АО) описывает барическую обстановку в Северном полушарии. В положительную фазу давление на уровне моря в высоких широтах значительно снижается, а ветры, циркулирующие вокруг Северного полюса против часовой стрелки, усиливаются, что способствует интенсификации западных течений и большему поступлению тепла из средних широт. В отрицательную фазу пояс ветров в высоких

широтах ослабевает, давление в средних широтах снижается, и холодные арктические воздушные массы распространяются в средние широты, снижая поступление тепла с Северо-Атлантическим течением в моря Северо-Европейского бассейна ([www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/](http://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/)).

Индекс Арктического диполя (AD) имеет два центра давления, над Канадским Арктическим архипелагом и Гренландией, и над морями Карским и Лаптевых. Данная структура приводит к градиенту давления с нулевой изобарой, направленной от Берингова пролива через Северный полюс к морям Северо-Европейского бассейна. В зависимости от фазы (положительная или отрицательная) аномальные ветры направлены параллельно нулевой изобаре в сторону морей Северо-Европейского бассейна (AD+), или в сторону Берингова пролива (AD-). Данные предоставлены Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre, AWI).

Тихоокеанско-Североамериканский индекс (PNA), характеризует движение воздушных масс либо в сторону морей Северо-Европейского бассейна, либо в сторону Берингова пролива, имеет положительную и отрицательную фазы ([www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/pna/](http://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/pna/)).

Индекс Североатлантического колебания (далее NAO) описывает изменение направления в зависимости от фазы и интенсивности атмосферной циркуляции над территориями Западной Европы, Северной Америки и центральной частью Тихого океана. В положительную фазу происходит усиление северо-восточного переноса воздушных масс, в отрицательную — его ослабление ([www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/](http://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/)).

Индекс Атлантического мультideкадного колебания (далее АМО) вводится для описания влияния аномалий температуры поверхности океана (далее ТПО) в Северной Атлантике и адвективного переноса тепла, поступающего с Северо-Атлантическим течением и воздушными массами ([www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/)).

Инсоляция ( $\Delta Ins$ ) представляет собой разность солнечной радиации, поступающей за год в область, являющуюся источником тепла (низкие широты), и поступающей в область стока тепла (высокие широты). Увеличение инсоляционной контрастности приводит к усилению меридиональных переносов в атмосфере, а в Атлантическом океане — к увеличению океанического переноса тепла (<http://solar-climate.com/sc/bd01.html>).

Приповерхностная температура воздуха (далее ПТВ) акваторий Норвежского, Гренландского и Баренцева морей (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>).

Выбору предикторов способствует корреляционный анализ связи сезонной ледовитости с гидрометеорологическими параметрами. Для оценки

степени связи процессов были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции для уровня значимости  $\alpha = 0.05$ .

При оценке связи ледовитости Гренландского моря и индекса *АО* значимые коэффициенты корреляции приходятся на весенний сезон предыдущего года, наблюдается обратная связь с максимальной величиной 0.43 (по модулю) с летней ледовитостью. Это означает, что при ослаблении антициклона над Арктикой атлантическая воздушная масса вторгается в Европу и усиливает поток теплых и соленых вод Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн, что приводит к уменьшению ледовитости в Гренландском море. Вызывает интерес тот факт, что индекс *AD* не имеет значимых парных коэффициентов корреляции, но хорошо проявляется во множественной линейной регрессии в совокупности с другими предикторами. Обратная связь ледовитости с ПТВ подтверждается высокими значимыми отрицательными коэффициентами корреляции для данной характеристики в Гренландском море, которые сохраняются в течение года.

В отличие от ситуации с Гренландским морем, в Баренцевом море достаточно хорошо проявляется связь ледовитости с индексами *AD* и *PNA*. Интересно, что наибольшие значения коэффициентов корреляции приходятся на зимние сезоны этих индексов и с обратной связью. Во время положительной фазы *AD* (коэффициент корреляции составляет 0.23–0.27 по модулю) усиливается поток ветра, который в свою очередь усиливает Трансарктическое течение в Центральной Арктике – вследствие этого увеличивается дрейф льда через пролив Фрама в Гренландское море. При отрицательной фазе *AD* наблюдается обратная ситуация. Из-за аномальных ветров вынос ледяного покрова из Центральной Арктики уменьшается (Watanabe et al., 2006; Wang et al., 2009). При этом значения корреляционных коэффициентов для ледовитости Баренцева моря с индексом *АО* несколько ниже, чем для ледовитости Гренландского моря, но также значимы для всех сезонов, кроме осени. Наибольшие величины коэффициентов корреляции между ледовитостью Баренцева моря и индексом *АО* за зимний и предшествующий летний сезоны составляют от 0.23 до 0.29. Во время положительной фазы *АО* вынос льдов в Гренландское море усиливается. Одновременно с этим индекс *АО* характеризует глобальные особенности атмосферной циркуляции и определяет знак, а индекс *AD* – местоположение аномалий давления на уровне моря. Соответственно, *АО* определяет, будет стимулироваться или ограничиваться влияние *AD*, а значит, и дрейфа ледяного покрова из Центрального Арктического бассейна. Так, в работе (Munshi, 2015) утверждается, что именно существование арктической дипольной аномалии в 2007 г. привело к рекордно низкой

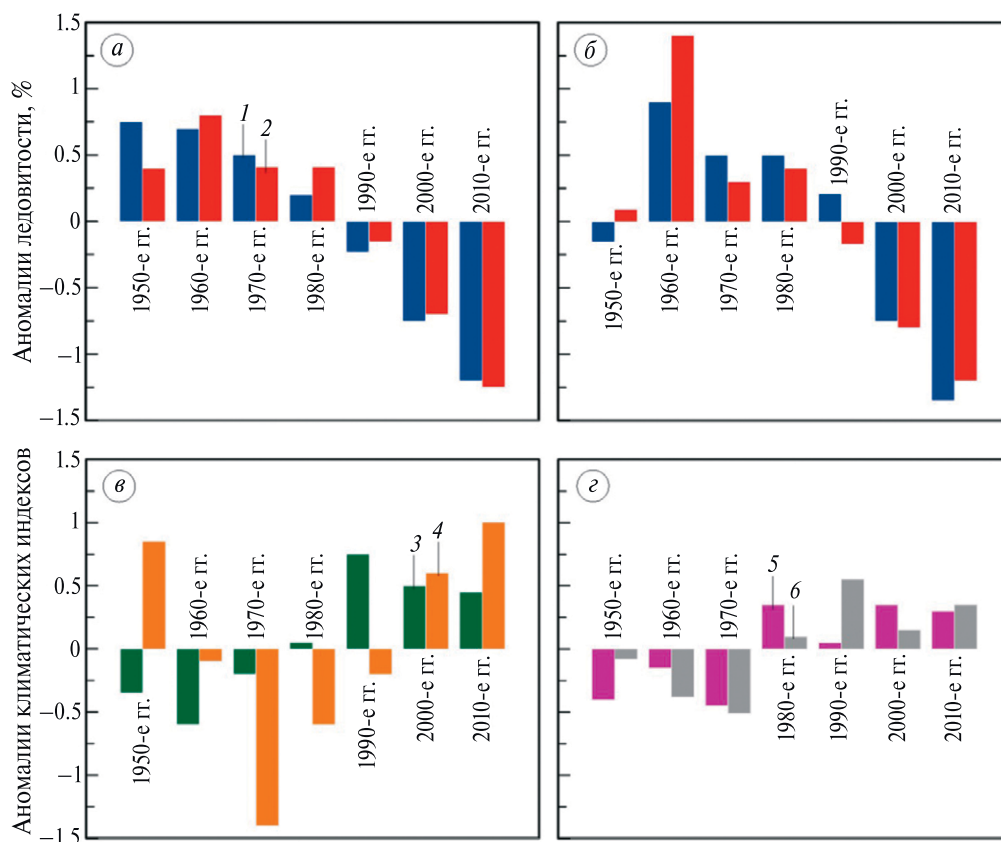
ледовитости. Связь с индексом *NAO* также статистически значима. Индекс *NAO* характеризует силу и направление воздушных потоков через Северную Атлантику, при этом тесно связано с *АО*, и влияние их фаз рассматривается совокупно.

Самые высокие коэффициенты корреляции ледовитости Баренцева моря с ПТВ в Норвежском море, составляющие от 0.46 до 0.65 по модулю, имеют заблаговременность один год. Подобный лаг во взаимосвязи процессов может помочь при составлении прогностических уравнений.

Не менее важен приток теплых и соленых вод из Северной Атлантики. Связь с индексом *АМО* более сильно проявляется с ледовитостью Баренцева моря, но и с ледовитостью Гренландского моря взаимосвязь довольно тесная. Это говорит о большем влиянии Северной Атлантики на ледовый режим Баренцева моря.

Характер долгопериодных изменений ледовитости морей демонстрирует рис. 6, на котором приведены аномалии ледовитости морей относительно среднего за период 1950–2020 гг., осредненные за десятилетия для зимнего и летнего сезонов. Пики значительного уменьшения ледовитости (отрицательные аномалии) приходятся на 2000–2010-е годы, а период значительного увеличения ледовитости отмечается в 1960–80-х годах и несколько меньшее увеличение – в 1990-е годы. Аномалии, близкие к нулевым, наблюдаются в 1950-е годы в Баренцевом море в зимний и летний сезоны. Знак аномалий ледовитости в морях преимущественно совпадал. Но в зимние периоды в 1950-е и 1990-е годы знаки аномалий ледовитости были противоположными. Отрицательный знак (т.е. при уменьшении ледовитости) аномалии ледовитости в Баренцевом море за зимний сезон в 1950-е годы может быть связан с влиянием Северной Атлантики (данный период отмечается высокими положительными аномалиями поверхностной температуры воды). Из анализа следует, что преимущественная сопряженность декадных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей эпизодически прерывается оппозиционными изменениями.

Как видно из рисунка, в период уменьшения ледовитости климатические индексы (*АО*, *АМО*, *PNA* и *NAO* в зимний сезон) в среднем находятся в положительной фазе. Интенсивность атмосферных процессов в приатлантической Арктике максимально проявляется в марте (Нестеров, 2013), что соответствует зимнему сезону в Гренландском и Баренцевом морях. Такая барическая обстановка приводит к усилению адвекции теплых Атлантических вод как в Баренцево, так и в Гренландское моря. При этом наблюдается усиление субтропического максимума атмосферного давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными



**Рис. 6.** Осредненные за 10-летия аномалии ледовитости Гренландского (а) и Баренцева (б) морей за зимний и летний сезоны и аномалии различных климатических индексов (в), (г) относительно среднего за период 1950–2020 гг.: 1 – ледовитость (декабрь–апрель), 2 – ледовитость (июль–сентябрь), 3 – индекс АО (декабрь–апрель), 4 – индекс АМО, 5 – индекс PNA, 6 – индекс NAO (декабрь–апрель)

**Fig. 6.** Ice coverage anomalies of the Greenland Sea (а) and the Barents Sea (б) and anomalies of various climate indices (в), (г) averaged over 10 years for the winter and summer seasons relative to the mean values for the period 1950–2020: 1 – ice coverage (from December to April), 2 – ice coverage (from July to September), 3 – AO index (from December to April), 4 – AMO index, 5 – PNA index, 6 – NAO index (from December to April)

образованиями и, соответственно, увеличивается частота и сила ветров, несущих с Атлантики теплый и влажный воздух в западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой. При положительной фазе PNA наблюдается понижение давления над Карским морем и морем Лаптевых, и его повышением над Канадским арктическим архипелагом, а также ослабление зональной составляющей и усиление меридионального переноса, учащение антициклонической деятельности. Увеличение продолжительности этих процессов приводит к значительному и длительному уменьшению ледовитости.

На периоды увеличения площади льдов (1950–1954, 1964–1969 и 1976–1981 гг., кроме 1950-х годов в Баренцевом море) приходятся либо отрицательные, либо слабоположительные значения индекса АМО. Приток теплых Атлантических вод в данные

периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов АО и NAO создает области повышенного давления в Центральной Арктике, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики, несет холодные воздушные массы из северной части Тихоокеанского сектора и вызывает аномально холодные температуры воздуха, что приводит к резкому нарастанию ледяного покрова. В исследованиях ряда авторов (Zhang, 2008; Levitus, 2009) также подчеркивается важность аномалий ПТВ, крупномасштабной атмосферной циркуляции и циклонической активности. Выявленные факторы – очень важный аспект в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования.

Таким образом, наличие совпадающих циклических колебаний и однородных периодов служит дополнительным аргументом в пользу включения

индексов атмосферной циркуляции в качестве предикторов при разработке статистических уравнений долгопериодных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей.

**Статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей.** Уравнения межгодовых изменений площади льдов Гренландского и Баренцева морей для каждого сезона (табл. 3) находились методом мультирегрессионного анализа путем перебора различных предикторов. В качестве оценки качества построенных моделей использовались следующие параметры: коэффициент корреляции  $R$ , коэффициент детерминации  $R^2$ , оправдываемость модели  $P$  и эффективность  $\mathcal{E}\phi$  (табл. 4). Оправдываемость рассчитывалась при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения  $0.8\sigma$ , где  $\sigma$  — это СКО (используется для оценки точности диагноза). Использование метода долгосрочного прогноза целесообразно, если его эффективность составляет не менее 10%, т.е. обеспеченность допустимой ошибки 0.8 $\sigma$  не менее чем на 10% превышает обеспеченность допустимой ошибки отклонения от климатической нормы (Наставление по службе прогнозов..., 2011). Также все уравнения прошли успешную проверку на адекватность по критерию Фишера. Стандартная ошибка  $\sigma_e$  модельного ряда не превысила СКО фактической ледовитости.

Механизм физического взаимодействия факторов описан выше. В целом основу уравнений составляют следующие факторы: предшествующее состояние ледовитости, ПТВ, влияние поступления тепла из Атлантики и атмосферная циркуляция. Однако отдельно стоит выделить инсоляционную контрастность. Изменчивость атмосферного переноса тепла в Арктику обусловлена изменением атмосферной циркуляции в Северном полушарии. Эти изменения, в частности, представляют собой результат воздействия аномалий ТПО на интенсивность атмосферной циркуляции. Влияние аномалий ТПО в низких широтах особенно важно, поскольку здесь аккумулируется большая часть притока тепла от Солнца, которое переносится в средние и высокие широты. В результате увеличивается перенос тепла и влаги в высокие широты. Увеличение ТПО в тропической Атлантике воздействует не только на атмосферный, но и на океанский перенос тепла в приатлантические арктические моря и в Арктический бассейн (Алексеев, 2023). При увеличении инсоляционной контрастности усиливается перенос тепла из низких широт в высокие, что может приводить к увеличению температуры и уменьшению ледовитости. Таким образом, инсоляционная контрастность может находить отражение в статистических уравнениях

**Таблица 3.** Статистические уравнения изменений ледовитости в зимний и летний сезоны в Гренландском и Баренцевом морях

| №                        | Уравнение изменений ледовитости в зимний и летний сезон                                                                                                                                          | Ошибка модели, % |
|--------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
| <i>Баренцево море</i>    |                                                                                                                                                                                                  |                  |
| 1                        | $L_{WIN}^{BM} = -2.40 \cdot \text{ПТВ}_{WIN}^{BM} + 0.28 \cdot L_{WIN(-1)} - 57.36 \cdot \Delta Ins_{VIII(-2)} - 2.15 \cdot NAO_{WIN(-1)} - 6.35 \cdot AMO_{(-2)} + 18.52$                       | 3.16             |
| 2                        | $L_{SUM}^{BM} = -0.28 \times \text{ПТВ}_{WIN}^{BM} + 0.39 \times L_{WIN} - 46.33 \times \Delta Ins_{VIII(-2)} - 5.00 \times AO_{SUM} - 1.37 \times AD_{WIN} - 0.97 \times NAO_{WIN(-1)} + 14.93$ | 4.19             |
| <i>Гренландское море</i> |                                                                                                                                                                                                  |                  |
| 3                        | $L_{WIN}^{GM} = 0.54 \cdot L_{AUT(-1)}^{GM} - 1.86 \cdot \text{ПТВ}_{WIN} - 14.19 \cdot AMO_{(-4)} - 194.52 \cdot \Delta Ins_{VIII} + 1.45 \cdot AD_{WIN} + 54.89$                               | 3.80             |
| 4                        | $L_{SUM}^{GM} = 0.26 \cdot L_{SPR}^{GM} - 3.24 \cdot \text{ПТВ}_{SUM} - 12.74 \cdot AMO_{(-3)} - 83.67 \cdot \Delta Ins_{IX(-2)} - 3.16 \cdot AD_{SUM(-1)} + 1.16 \cdot PNA_{SUM(-1)} + 33.51$   | 4.60             |

Верхними индексами БМ обозначено Баренцево море, ГМ — Гренландское море. Нижние индексы WIN соответствуют зимнему, SUM — летнему, AUT — осеннему и SPR — весеннему сезонам. Нижними индексами (–1), (–2), (–3) и (–4) отмечены временные сдвиги на 1, 2, 3 и 4 года назад соответственно; римскими цифрами указан соответствующий месяц. Остальные сокращения см. по тексту.



**Таблица 4.** Обеспеченность ( $P$ , выражена в %) и эффективность ( $Эф$ , в %) полученных методов прогноза площади льдов различного возраста и ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях, а также их коэффициенты корреляции ( $R$ ) и детерминации ( $R^2$ )

| № уравнения<br>(см. табл. 3)          | Сезон          | $R$  | $R^2$ | $P$ , % | $Эф$ , % |
|---------------------------------------|----------------|------|-------|---------|----------|
| <i>Ледовитость Баренцева моря</i>     |                |      |       |         |          |
| 1                                     | Декабрь—апрель | 0.93 | 0.86  | 96      | 27       |
| 2                                     | Июль—сентябрь  | 0.87 | 0.76  | 92      | 29       |
| <i>Ледовитость Гренландского моря</i> |                |      |       |         |          |
| 3                                     | Декабрь—апрель | 0.89 | 0.80  | 94      | 26       |
| 4                                     | Июль—сентябрь  | 0.88 | 0.77  | 85      | 13       |

как параметр переноса тепла из низких широт в высокие.

Уравнения описывают от 76 до 86% от общей дисперсии ледовитости для зимнего и летнего сезонов (см. табл. 4). Также удалось достигнуть обеспеченности на довольно высоком уровне: 85–95% при допустимой ошибке 0.8σ. Эффективность всех статистических уравнений превысила эффективность климатических моделей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известно, что в последние 20–30 лет изменение ледового режима морей СЛО характеризуется, с одной стороны, заметным сокращением площади льдов в летний период и, с другой стороны, замещением старых льдов более тонкими однолетними. Анализ многолетних изменений площади льда в Северо-Европейском бассейне показал, что переход к периоду преобладания отрицательных аномалий произошел в Гренландском море в ледовом сезоне 2000/01 г., а в Баренцевом — на четыре года позже, в ледовом сезоне 2004/05 г. В периоды преобладания положительных и отрицательных аномалий ледовитости отмечаются статистически значимые линейные тренды.

Анализ многолетних изменений возрастного состава ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей позволяет сделать следующий вывод. Несмотря на сокращение общей ледовитости каждого из морей, площадь льдов различных возрастных градаций, рассчитанная относительно общей площади ледяного покрова, не изменяется — сохраняется его возрастная структура. Оценка статистической значимости линейных трендов относительной площади ледяного покрова разного возраста показала, что за весь период наблюдений с 1997 по 2022 г. все выделенные тренды оказались незначимыми. При этом сопоставление оценок, полученных в данной работе на период 1997–2022 гг., с более ранними исследованиями возрастной структуры ледяного покрова, 1989–1992 гг. для Гренландского и 1971–1976 гг. для Баренцева моря, говорит о замещении

градации толстых льдов на градации более тонких льдов и, следовательно, об уменьшении средней толщины ледяного покрова. Для Баренцева моря характерно наличие старых льдов только на акватории северных районов, однако их количество не превышает 4% относительно общей площади ледяного покрова.

В период максимального развития ледяного покрова Гренландского моря полученные оценки положения границы преобладания старых льдов на его акватории были сравнены с оценками за период 1989–1992 гг. Наибольшее отличие заключается в положении зоны преобладания старых льдов при минимальной площади: так, в начале 1990-х годов граница достигала створа 74.0° с.ш., в то время как по результатам данного исследования — 80.0° с.ш. Кроме того, граница преобладания старых льдов в 1990-х годах при среднем и максимальном ее положении выходит за южную границу Гренландского моря, а после 2000-х годов — уже концентрируется в пределах его акватории.

В современных условиях только при максимальном распределении граница преобладания старых льдов находится в пределах Баренцева моря, в ноябре располагаясь между параллелями 78°–80° с.ш., в то время как в феврале и апреле — между 76.0°–79.0° с.ш. Граница преобладания старых льдов в апреле, располагающаяся в среднем на 77° с.ш., доходит на 40.0–45.0° в.д. до 76.0° с.ш. в западном районе моря.

Выполненный анализ показал, что в феврале и в апреле однолетние льды занимают около 80% акватории Баренцева моря, тогда как ледовитость северо-восточного и юго-восточного районов близка к 90–100%. В это время в западном районе Баренцева моря граница преобладания однолетних льдов проходит вдоль 75.0° с.ш., опускаясь к 74.0° с.ш. в феврале и далее к 73.0° с.ш. в апреле у границы с его северо-восточной частью. Столь тяжелые ледовые условия были свойственны для ледовых сезонов 1997/98 и 1998/99 гг. Однако в последнее десятилетие граница преобладания однолетних льдов

(кромка дрейфующего ледяного покрова, соответственно) не опускалась настолько далеко на юг.

В условиях изменяющегося климата, начиная с середины 1990-х годов, были зарегистрированы существенные изменения в характере пространственно-временных изменений основных параметров ледяного покрова, таких как ледовитость, толщина (возрастной состав) льда, положение кромки льдов, границы льдов разного возраста, которые формируют ледовый режим Гренландского и Баренцева морей.

Анализ основных факторов, влияющих на формирование аномалии ледовых условий, показал, что в период уменьшения ледовитости климатические индексы, такие как NAO, AMO, PNA и AO, в среднем находятся в положительной фазе. Такая барическая обстановка приводит к усилению адвекции теплых атлантических вод, как в Баренцево, так и в Гренландское моря. При этом наблюдается усиление субтропического максимума атмосферного давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными образованиями и, соответственно, увеличивается повторяемость ветров западного направления и сила ветров, несущих с Северной Атлантики теплый и влажный воздух в западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой.

На периоды увеличения ледовитости приходятся либо отрицательные, либо, слабоположительные значения индекса AMO. Приток теплых атлантических вод в данные периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов AO и NAO создает области повышенного давления в районе центральной Арктики, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики. Такая барическая обстановка способствует поступлению холодных воздушных масс из центральной части Арктического бассейна и северной части Тихоокеанского сектора и приводит к аномально холодным температурам воздуха и резкому нарастанию льда.

Выявленные факторы являются важным аспектом в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования их ледовитости. Выявленные закономерности позволили построить статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости, которые описывают от 76 до 86% от общей дисперсии ледовитости для зимнего и летнего сезонов. Обеспеченность на довольно высоком уровне: 85–95% при допустимой ошибке  $0.8\sigma$ . Эффективность всех статистических уравнений превысила эффективность климатических моделей.

**Благодарности.** Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного

фонда, проект № 22-27-00443 и НИТР Росгидромета, проект 5.1.2.

**Acknowledgements.** The research was funded by the Russian Science Foundation, project No. 22-27-00443 and by of the scientific research and technology project 5.1.2 of Roshydromet.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. АН. Серия ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
- Алексеев Г.В. Потепление климата Арктики: расхождения между глобальными моделями климата и наблюдениями и возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 71. С. 207–230. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-71-207-230>
- Базы данных инсоляции. Солнечная радиация и климат Земли. Солярная теория климата // Электронный ресурс. <http://solar-climate.com/sc/bd01.html> Дата обращения: 11.03.2024.
- Вязигина Н.А., Тимохов Л.А., Егорова Е.С., Юлин А.В. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099>
- Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В. Прогностические оценки климатических изменений в Арктике на основе комбинированного сценария // Российская Арктика. 2019. № 4. С. 24–33. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
- Егоров А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 2. С. 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>
- Егорова Е.С., Миронов Е.У. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 216–233. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>
- Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз / Под ред. В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
- Миронов Е.У., Егорова Е.С. Сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 2024. № 3. С. 54–65. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-3-54-65>
- Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.
- Петренко Л.А., Козлов И.Е. Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в

- проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39. № 5. С. 631–649.
- Руководящий документ 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: Триада ЛТД, 2011. 194 с.
- Тимофеева А.Б., Юлин А.В., Иванов В.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А. Ледовитость российских арктических морей трассы Северного морского пути в современный климатический период // Арктика: экология и экономика. 2024. Т. 14. № 1. С. 135–146.  
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-135-146>
- 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.: Изд-во “Наука”, 2007. 136 с.
- Электронный каталог Мирового центра данных по морскому льду Арктического и антарктического научно-исследовательского института (МЦД ААН-НИИ) // Электронный ресурс.  
<http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/> Дата обращения: 10.06.2024.
- Юлин А.В., Вязигина Н.А., Егорова Е.С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 28–40.  
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073>
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. 034015.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Climate Data Library by International Research Institute (IRI) for Climate and Society // Электронный ресурс. <http://iridl.ldeo.columbia.edu/> Дата обращения: 09.04.2024.
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Assessment of the seasonal and multiyear variability in the sea ice volume export via the Fram Strait // International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2023. V. 33. P. 18–26.  
<https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik11>
- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate // Edited by H.O. Portner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 2019, 755 p.  
<https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. № 19. L19604.  
<https://doi.org/10.1029/2009GL039847>
- Mironov Ye.U., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Myrmehl C. Sea ice conditions in the Arctic Ocean // Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Applications. UK: Springer, Praxis Publishing, 2007. P. 25–44.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-48840-8>
- Munshi J. Trends in polar sea ice extent 1979–2015. 2015 // <https://doi.org/10.2139/ssrn.2598152> Дата обращения: 30.05.2024.
- Products of National Centers for Environmental Information by National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEI NOAA) // Электронный ресурс. <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/products/> Дата обращения: 08.04.2024.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373. № 2045. 20140159.  
<https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159>
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic Sea ice across all seasons // Environmental Research Letters. 2018. V. 13. № 10. 103001.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- The Atlantic Multidecadal Oscillation data by Physical Sciences Laboratory of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) // [www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/) Дата обращения: 09.04.2024.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. № 5. L05706.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL036706>
- Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. № 23. L23703.  
<https://doi.org/10.1029/2006GL028112>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R. Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 22. L22701.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>

Citation: Mironov Ye. U., Egorova E. S., Lis N. A. State of the Greenland and Barents Sea ice cover in the context of current climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2024, 64 (4): 602–619. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673424040105

## State of the Greenland and Barents Sea ice cover in the context of current climate change

Ye. U. Mironov<sup>#</sup>, E. S. Egorova, N. A. Lis

*Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: mir@aari.ru*

Received August 15, 2024 / Revised September 5, 2024 / Accepted October 7, 2024

In the long-term variability of sea ice extent, a statistically significant negative linear trend was identified for areas of the Greenland and Barents Seas. Using the method of integral anomaly curves, periods of steady increase and decrease in sea ice extent were identified. The period of predominance of negative sea ice anomalies was observed in the Greenland Sea since the winter season of 2000/01, while in the Barents Sea – since the same season of 2004/05, i.e. by 4 years later. The analysis of the age structure of the ice cover showed that old ice predominated in the Greenland Sea throughout the whole winter period, occupying no less than  $\frac{1}{3}$  of the total ice area. Seasonal maxima of absolute values of the old ice area were observed in December and April. They correspond to two peaks in the seasonal course of ice exchange through the Fram Strait, which determines the amount of old ice in the sea area. The Barents Sea was characterized by the presence of old ice only in the waters of the northern regions, but the amount of them did not exceed 4% relative to the total area of the ice cover. A comparison of the estimates obtained in 1997–2022 with results of earlier studies of the ice age in 1989–1992 for the Greenland Sea, and in 1971–1976 for the Barents Sea, is indicative of a change from a thick (old) ice stage of development to a thinner and younger ice (first-year) and, as a consequence, a decrease in the average thickness of the ice cover. To reveal the dependence of changes in the sea ice area on various hydrometeorological factors, statistical analysis with use of multi-regression models, namely the method of inclusion of variables, was applied. Various hydrometeorological parameters and climate indices were used as predictors. The found regularities made it possible to construct statistical models of long-term variability of the sea ice extent for the winter and summer seasons, the reliability of which is 85–95% with an efficiency more than 10%. The reliability shows the percentage of justified forecasts to their total number (respectively, it is expressed in %). The effectiveness of this forecast method (also expressed in %) shows its preference compared to the climate prediction.

**Keywords:** ice coverage, ice age composition, multi-year changes, Greenland Sea, Barents Sea

## REFERENCES

- Alekseev G.V., Danilov A.I., Katcov V.M., Kuz'mina S.I., Ivanov N.E. Sea ice of the Northern Hemisphere in relation to climate changes in the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries based on observational and modeling data. *Izvestiya AN. Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2009, 6 (45): 723–735. [In Russian].
- Alekseev G.V. Arctic climate warming: discrepancies between global climate models and observations and possible causes. *Gidrometeorologiya i ekologiya. Journ. of Hydrometeorology and Ecology*. 2023, (71): 207–230. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099> [In Russian].
- Insolation databases. Solar radiation and Earth's climate. Solar theory of climate. Retrieved from: <http://solar-climate.com/sc/bd01.html> Last access: March 11, 2024. [In Russian].
- Viazigina N.A., Timokhov L.A., Egorova E.S., Yulin A.V. Informativeness (information-bearing) of hydrometeorological and astrogeophysical factors in the problem of describing interannual fluctuations of the Greenland Sea ice coverage. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 431–444. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030099> [In Russian].
- Diansky N.A., Solomonova I.V., Gusev A.V. Predictive estimates of climate changes in the Arctic based on the combined scenario. *Rossiyskaya Arktika. Russian Arctic*. 2019, 4: 24–33.

- <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>  
[In Russian].
- Egorov A.G. The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 124–143.  
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143> [In Russian].
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Ice age composition in the Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 216–233.  
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233> [In Russian].
- Mironov Ye.U. *Ledovye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryah i ih dolgosrochnyj prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents seas and their long-term forecast / Edited by V.A. Spichkin. Saint-Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].
- Mironov Ye.U., Egorova E.S. Seasonal and Interannual Variations in the Greenland Sea Ice Age Composition in the Winter Period. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2024, 3: 54–65.  
<https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-3-54-65> [In Russian].
- Nesterov E.S. *Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean*. North Atlantic Oscillation: atmosphere and ocean. Moscow: Triada LTD, 2013: 144 p. [In Russian].
- Petrenko L.A., Kozlov I.E. Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations. *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal*. Physical Oceanography. 2023, 30 (5): 594–611. [In Russian].
- Rukovodnyashchij dokument 52.27.759–2011, Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. CHast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov*. Guideline Document 52.27.759–2011, Instruction on Forecasting Service. Section 3. Part III. Service of Marine Hydrological Forecasts. Moscow: Triada LTD, 2011: 194 p. [In Russian].
- Timofeeva A.B., Yulin A.V., Ivanov V.V., Sharatunova M.V., Pavlova E.A. Ice cover of the Russian Arctic seas along the Northern sea route in the current climatic period. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economy. 2024, 1 (14): 135–146.  
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2024-1-135-146> [In Russian].
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanickij V.M. *Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 2. Klimaticheskie izmeneniya ledyanogo pokrova morej Evrazijskogo shel'fa*. Scientific Researches in the Arctic. Vol. 2. Climate Change in the Ice Conditions of the Seas of the Eurasian Shelf. Saint-Petersburg: Nauka, 2007: 136 p [In Russian].
- Electronic catalog of the World Sea Ice Data Center of the Arctic and Antarctic Research Institute (WDC AARI). Retrieved from: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/> Last access: June 10, 2024. [In Russian].
- Yulin A.V., Vyazigina N.A., Egorova E.S. Interannual and seasonal variability of Arctic sea ice extent according to satellite observations. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 28–40.  
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10073> [In Russian].
- Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M., Wan L. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades. *Environmental Research Letters*. 2021, (16): 034015.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5f>
- Climate Data Library by International Research Institute (IRI) for Climate and Society. Retrieved from: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/> Last access: April 9, 2024.
- Egorova E.S., Mironov Ye.U. Assessment of the seasonal and multiyear variability in the sea ice volume export via the Fram Strait. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. 2023, 33: 18–26.  
<https://doi.org/10.17736/ijope.2023.ik11>
- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Edited by H.O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019: 755 p.  
<https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability. *Geophys. Research Letters*. 2009, 19 (36): L19604.  
<https://doi.org/10.1029/2009GL039847>
- Mironov Ye.U., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Myrmehl C. Sea ice conditions in the Arctic Ocean // Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Applications. UK: Springer, Praxis Publishing, 2007: 25–44.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-48840-8>
- Munshi J. Trends in polar sea ice extent 1979–2015. 2015. Retrieved from: <https://doi.org/10.2139/ssrn.2598152> Last access: May 30, 2024.
- Products of National Centers for Environmental Information by National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEI NOAA). Retrieved from: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/products/> Last access: April 8, 2024.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting.



- Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015, 2045 (373): 20140159.  
<https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159>
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic Sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018, 10 (13): 103001.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- The Atlantic Multidecadal Oscillation data by Physical Sciences Laboratory of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Retrieved from: [www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/) Last access: April 9, 2024.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? *Geophysical Research Letters*. 2009, 5 (36): L05706.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL036706>
- Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H.* Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century. *Geophysical Research Letters*. 2006, 23 (33): L23703.  
<https://doi.org/10.1029/2006GL028112>
- Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophysical Research Letters*. 2008, 22 (35): L22701.  
<https://doi.org/10.1029/2008GL035607>