

УДК 551.467.3

© А. А. Сумкина^{1,2*}, К. К. Кивва¹, В. В. Иванов^{2,3}, А. В. Смирнов³, 2022

¹Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, 105187, Окружной проезд, д. 19, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет им. Ломоносова, 119991, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, Россия

³Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, 199397, ул. Беринга, д. 38, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: alexandrasumkina@gmail.com

СЕЗОННОЕ ОЧИЩЕНИЕ ОТО ЛЬДА БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ЕГО ЗАВИСИМОСТЬ ОТ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА АТЛАНТИЧЕСКИМИ ВОДАМИ

Статья поступила в редакцию 19.09.2021, после доработки 21.02.2022, принята в печать 28.02.2022

Аннотация

Баренцево море является одним из ключевых районов Арктики для мониторинга климатических изменений. Хотя Баренцево море относится к числу ледовитых, оно, в отличие от других арктических морей, никогда не покрывается льдом полностью. Одним из параметров, характеризующих изменение ледового режима, является дата полного очищения ото льда. В исследовании использованы данные о концентрации (сплочённости) льда Climate Data Record (CDR) NOAA/NSIDC с 1979 по 2019 г. и данные океанского реанализа GLORYS12V1 (Global Ocean Physics Reanalysis) с 1993 по 2019 г. Выполненный анализ пространственно-временной изменчивости даты полного очищения ото льда для акватории Баренцева моря с использованием метода кластерного анализа HDBSCAN позволил выделить районы (кластеры) с синхронной динамикой даты полного очищения ото льда. Ряд выделенных районов находятся на пути распространения атлантических вод в Баренцевом море, что позволило связать выявленную временную изменчивость даты полного очищения ото льда с изменчивостью переноса атлантических вод через западную границу моря. На всей акватории Баренцева моря после 2003 г. наблюдается устойчивое смещение сроков сезонного очищения ото льда на более ранние. При этом каждому из выделенных шести районов свойственна своя динамика и скорость изменений даты полного очищения ото льда. Заметное влияние на дату полного очищения ото льда адвективного потока тепла через западную границу Баренцева моря выявлено для районов в центральной и восточной частях моря. Для разных районов максимальный коэффициент корреляции даты полного очищения ото льда наблюдается при разных временных сдвигах (от 0 до 6 мес.) адвективного потока тепла. Величина временного сдвига косвенно указывает на время прохождения тепловым сигналом расстояния от западной границы моря до соответствующего района. Сохранение тенденции к возрастанию продолжительности безледного сезона в Баренцевом море является одним из проявлений нарастающей «атлантификации» приатлантической Арктики, вследствие чего открываются новые перспективы для экономической деятельности в этом арктическом регионе. В частности, это влияет на транспортировку и условия добычи углеводородов, также на воспроизводство, распределение и поведение основных промысловых видов рыбы в Баренцевом море.

Ключевые слова: морской лед, даты полного очищения ото льда, Баренцево море, «атлантификация», кластерный анализ, изменение климата

© А. А. Sumkina^{1,2}, K. K. Kivva¹, V. V. Ivanov^{2,3}, A. V. Smirnov³, 2022

¹Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, 105187, 19 Okružnuy proezd, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, 119991, 1, Leninskie Gory, Moscow, Russia

³Arctic and Antarctic Research Institute, 199397, 38, Bering st., St. Petersburg, Russia

*E-mail: alexandrasumkina@gmail.com

SEASONAL ICE REMOVAL IN THE BARENTS SEA AND ITS DEPENDENCE ON HEAT ADVECTION BY ATLANTIC WATERS

Received 19.09.2021, revised 21.02.2022, accepted 28.02.2022

Abstract

The Barents Sea is one of the key areas in the Arctic for monitoring of climate change. Although the Barents Sea is one of the Arctic seas, it is never completely covered with ice. One of the parameters characterizing the change in the ice regime is the date of ice retreat (DOR). The study is based on ice concentration data from the NOAA / NSIDC Climate Data Record (CDR) from

Ссылка для цитирования: Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 1. С. 82–97. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gpz

For citation: Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal Ice Removal in the Barents Sea and its Dependence on Heat Advection by Atlantic Waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 1, 82–97. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gpz

1979 to 2019 and the GLORYS12V1 ocean reanalysis data from 1993 to 2019. The analysis of the spatial and temporal variability of DOR for the Barents Sea using the HDBSCAN cluster analysis method made it possible to identify areas (clusters) with the synchronous dynamics of DOR. A number of the identified areas are located on the path of the Atlantic waters (AW) in the Barents Sea, which made it possible to relate the revealed temporal variability of the DOR to the variability of the AW transport across the western boundary of the sea. Over the entire Barents Sea, after 2003, there has been a steady trend in the timing of seasonal ice removal to earlier ones. At the same time, each of the six regions identified has its own dynamics and rate of changes in DOR. A noticeable effect of the advective heat flux across the western boundary of the Barents Sea on the DOR was revealed for areas in the central and eastern parts of the sea. At the same time, for different regions, the maximum correlation coefficient is observed at different time lags (from 0 to 6 months). The value of the time lag indirectly indicates the time the thermal signal travels the distance from the western boundary of the sea to the corresponding region. The continuing trend towards an increase in the duration of the ice-free season in the Barents Sea is one of the manifestations of the growing “Atlantification” of the East Atlantic sector of the Arctic Ocean—which opens up new prospects for socio-economic activity in this Arctic region.

Keywords: sea ice, dates of ice retreat, Barents Sea, “atlantification”, cluster analysis, climate change

1. Введение

За последние 40 лет в Арктике, в частности, в Баренцевом море (БМ) наблюдаются значительные изменения. БМ — шельфовое арктическое море с высоким темпом сокращения площади морского льда в зимний период. В связи с этим в настоящее время БМ представляет собой регион, интересный для изучения взаимодействия атмосферы, морского льда и океана. Согласно прогнозам, к середине XXI века БМ будет круглогодично свободно ото льда [1]. Ледовитость и площадь ледяного покрова считаются ключевыми климатическими индикаторами и включены в многочисленные национальные и международные отчеты об оценке изменений климата [1].

В последние десятилетия в БМ наблюдается сокращение площади морского льда зимой примерно на 50 % и увеличение притока атлантической воды (АВ). На междекадных временных масштабах показана статистическая связь между увеличением адвективного потока тепла в юго-западной части моря и уменьшением площади ледяного покрова в Баренцевом море [2]. Уже рассматривалась связь между ледовитостью Баренцева море в марте с температурой воздуха в январе, феврале, марте и апреле (синхронная корреляция). Установлено, что значимые коэффициенты корреляций отмечаются между температурой воздуха в январе и льдом в марте [3].

Однако ледовитость и площадь ледяного покрова предоставляют неполную информацию об изменчивости морского льда. Помимо стремительного сокращения площади морского льда в БМ в настоящее время наблюдается освобождение акватории ото льда в более ранние сроки и образование морского льда в более поздний срок [3]. Дата полного очищения акватории ото льда (ДПО) — один из параметров, характеризующих изменение морского льда и его эволюцию. Очищение ото льда — это длительный процесс, который может прерываться кратковременным ледообразованием и/или импортом дрейфующих льдин. Строго определить ДПО на больших акваториях невозможно, поэтому для количественной оценки используется пороговое значение концентрации (сплочённости) морского льда. Для определения ДПО обычно используют пороговое значение концентрации льда 15 % [4].

Изменения в сроках полного очищения от морского льда различны в зависимости от географического положения. Юго-восточная часть моря в среднем освобождается ото льда в мае, но в отдельные годы срок ДПО может сместиться вперед, вплоть до августа. Центральный район моря в среднем освобождаются ото льда в июне-июле. Высокое альbedo морского льда обеспечивает большее отражение приходящей солнечной радиации. По этой причине возрастание площади открытой воды ведет к эффективному потеплению поверхностного слоя вод. Увеличение продолжительности безлёдного периода также приводит к уменьшению инверсии температуры воздуха, увеличению испарения и количества осадков, изменению атмосферной циркуляции [5].

Запасы водных биологических ресурсов в БМ зависят от изменчивости компонент климатической системы и сроков схода льда [6]. На протяжении многих десятков лет треска является основным объектом промысла в БМ [6]. Площадь морского льда определяет границу района промысла северо-восточной арктической трески. Коэффициент корреляции между средней ледовитостью моря за февраль — май предшествующего полугодия к северу от 75° с.ш. и выловом на этой же акватории в августе-ноябре равен $-0,79$ с 1977 по 2010 г. [6]. В аномально холодные годы 1977–1979 гг. районы промысла были ограничены замерзающей частью моря, тогда как в теплый период 2004–2006 гг. данные районы были открыты [7]. Выживаемость молоди трески, по всей видимости, связана с датой начала «цветения» фитопланктона. «Цветение» фитопланктона в БМ чувствительно к сезонным и межгодовым изменениям положения кромки морского льда, распределению водных масс, океанических фронтов [8]. В весенний период наблюдается «цветение» вдоль кромки льда, вызванное опреснением поверхностного слоя моря.

ДПО в некоторой степени может отражать срок начала интенсивного продуцирования органического вещества фитопланктоном [9]. В связи с тем, что таяние морского льда приводит к опреснению поверхностного слоя и формированию устойчивой стратификации водной толщи, при отсутствии или умеренном ветровом перемешивании такие условия могут привести к весеннему «цветению» фитопланктона.

На большей части арктического региона продолжительность ледового периода в морях сокращается в среднем не менее чем на 5 дней/десятилетие, а в северо-восточной части Баренцева моря скорость сокращения достигала более 65 дней/десятилетие [10]. Наибольший отрицательный тренд ДПО среди арктических морей отмечается в БМ и составляет в среднем $-5,6$ дней/декаду, уровень значимости 99 % [11]. Усредненные тренды ДПО для всей акватории БМ в период с 1979/80 по 2010/11 гг. составляют $-1,8 \pm 0,5$ дней/год [12]. Также наблюдается смещение дат начала ледообразования на 5 дней за десятилетие [4]. Согласно [13], время сезонного максимума температуры поверхности океана (ТПО) зависит от ДПО. В выше перечисленных исследованиях проводился подробный анализ трендов и сдвигов ДПО для всей Арктики. В данной статье проводится анализ ДПО непосредственно для акватории Баренцева моря. В исследовании применялся метод кластерного анализа HDBSCAN [14]. Разделение на кластеры позволяет выделить районы с синхронной динамикой ДПО для последующей оценки влияния атмосферы и океана на изменение экосистемы.

Основными факторами, влияющими на изменения ДПО в БМ, являются заток теплых атлантических вод (АВ), изменчивость атмосферной циркуляции и связанные с ней аномалии давления, температуры и преобладающего направления ветра. Согласно ряду недавних исследований [15] именно приток через западную границу моря является ключевым внешним фактором, определяющим ледовый режим Баренцева моря. С учетом этого вопросу возможного влияния поступления АВ в БМ на ДПО было уделено особое внимание в данной статье.

Статья состоит из шести разделов, включая Введение. Во втором и третьем разделах описаны использованные исходные данные и методы исследования. В четвертом разделе представлены основные результаты выполненных расчетов и их анализ. В разделе 5 проведено обсуждение полученных результатов. Статья завершается кратким перечнем основных выводов, следующих из выполненного анализа.

2. Данные

2.1. Концентрация льда *ClimateDataRecord (CDR) NOAA/NSIDC*

С 1979 года пассивные микроволновые датчики регистрируют концентрацию морского льда, что позволяет отслеживать изменчивость морского льда в полярных регионах. В исследовании использованы данные о концентрации льда *ClimateDataRecord (CDR) NOAA/NSIDC* [16] с 1979 по 2019 г. Исходный массив сформирован на полярной стереографической сетке с горизонтальным разрешением 25×25 км. Временная дискретность составляет 2 дня до июля 1987 г. и 1 день после этой даты. Данные линейно интерполированы для получения массива с однородным временным разрешением одни сутки. Синоптическая изменчивость удалена с помощью сглаживания 7-дневным скользящим средним, чтобы исключить высокочастотные колебания концентрации льда.

2.2. Гидрологические данные

Для целей данного исследования использован океанский реанализ GLORYS12V1 (Global Ocean Physics Reanalysis, GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030) [17]. Его модельная составляющая представляет из себя актуальную версию платформы NEMO [18] с использованием поверхностного форсинга из атмосферного реанализа ECMWF ERA5 [19]. Массив включает данные по 14 океаническим параметрам с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ и 50 уровнями по глубине с января 1993 по декабрь 2019 гг. включительно. В настоящей работе были использованы ежесуточные данные.

Из массива GLORYS12V1 были извлечены данные для 6-ти разрезов на границах Баренцева моря с сопредельными морскими бассейнами, представленных на рис. 1.

3. Методы

3.1. Дата полного очищения ото льда

ДПО определяется по данным о концентрации льда. В работе [4] для определения ДПО по акватории всей Арктики использовали пороговое значение концентрации льда 15 %. В работе [11] ДПО определя-

ли как последний день с концентрацией льда 15 % перед минимальной летней концентрацией льда. Мы дополнили это определение условием, что после данной даты продолжительность периода с концентрацией льда менее 15 % должна быть наибольшей.

3.2. Кластерный анализ методом HDBSCAN

Выполнен кластерный анализ рядов ДПО в каждом узле сетки методом HDBSCAN [14] — алгоритмом кластерного анализа, являющимся расширением DBSCAN [20].

ДПО в каждом узле сетки за каждый год представлены либо номером дня года (1–365), либо «nan» в том случае, если лед наблюдался весь год или его не было совсем. Мы выбрали только те узлы сетки, для которых имелось не менее 20 значений ДПО за временной интервал с 1979 по 2019 гг. Отсутствующим значениям присваивался 0 (льда не было) или 367 (лед наблюдался весь год). Таким образом, в нашем случае группируемые объекты — узлы сетки, в каждом из которых определены ДПО минимум за 20 лет из интервала 1979–2019 гг. В качестве меры сходства объектов (узлов сетки) использован коэффициент корреляции Спирмена (ρ). Для исключения отрицательных расстояний в расчётах использовали $\rho + 1$.

Для HDBSCAN, в отличие от многих других методов кластерного анализа, не задается количество кластеров (групп). В данном методе группировки необходимо задать единственный параметр — минимальное количество соседних объектов (minPts), в нашем случае узлов сетки, необходимое для объединения объектов в кластер. Значение этого параметра в результате работы алгоритма однозначно определяет количество выделенных групп. Группировка узлов сетки выполнена по рядам значений ДПО для различных значений minPts. Чем меньше minPts, тем большее количество кластеров будет обнаружено и, наоборот, чем больше minPts, тем меньше кластеров будет определено. Увеличение minPts приводит к слиянию небольших кластеров. В нашем случае максимальное количество кластеров при minPts = 10 составило 36.

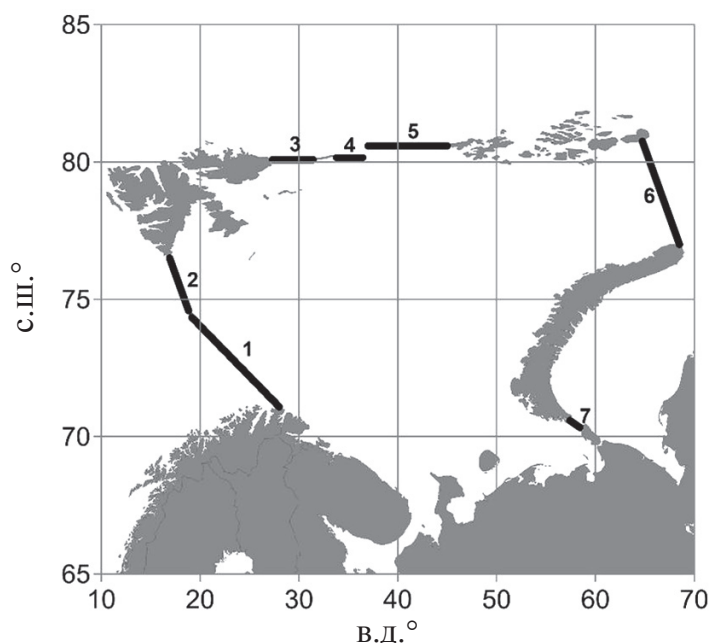


Рис. 1. Пространственное положение разрезов на границах Баренцева моря

Fig. 1. Position of sections at the boundaries of the Barents Sea

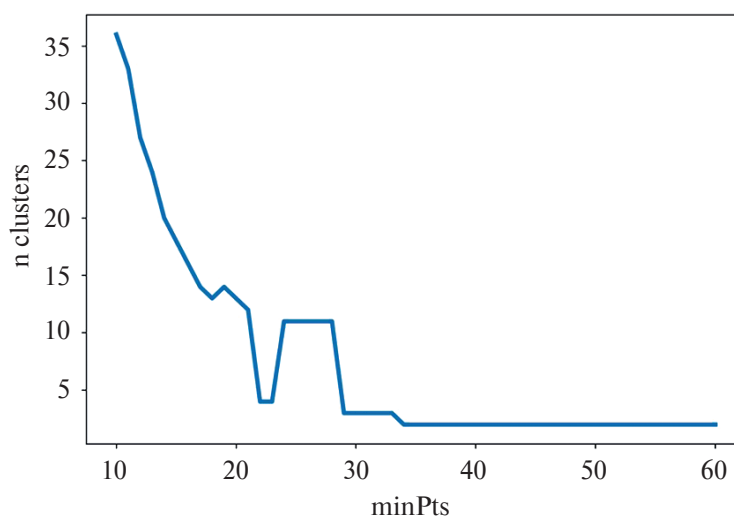


Рис. 2. Количество кластеров в зависимости от minPts

Fig. 2. Number of clusters depending on minPts

Для HDBSCAN нет единого метода определения значения minPts. В работе [21] предлагается выбирать minPts в два раза больше размерности ряда. В рассматриваемом случае размерность ряда составила 40 лет, что дает значение minPts равное 80. В статье [22] предлагается устанавливать minPts больше на единицу от значения размерности ряда (в нашем случае — 41). Однако при выборе таких больших значений minPts в случае, когда количество группируемых объектов относительно невелико (в нашем случае 44758), группировка методом HDBSCAN объединит практически все объекты в один кластер.

В работе [14] предлагается выбирать minPts в зависимости от целей анализа. Руководствуясь данной рекомендацией и необходимостью выделения географических районов с относительно синхронной изменчивостью ДПО, мы выполнили группировку с разными значениями minPts (от 10 до 60) и выбрали тот вариант, который максимально отражает географические особенности акватории (minPts = 25).

3.3. Расчет адвекции тепла

Суммарный перенос тепла (D_H) в фиксированной точке представляет интегральный перенос тепла в заданном диапазоне глубин через единичный сегмент, соответствующий узлу разреза. Интеграл F_H по всей длине разреза определяет суммарный перенос тепла через весь разрез в направлении, перпендикулярном оси разреза. Пространственное положение большинства разрезов (рис. 1) не совпадало с направлением осей координат, что привело к необходимости пересчета скоростей течения. Для этого использовалась формула:

$$V_n = v \times \cos(\alpha) + u \times \cos(\beta), \quad (1)$$

где V_n — скорость течения, нормальная к оси разреза, β — угол наклона оси разреза относительно направления на восток, $\alpha = 90 - \beta$. В случае, когда ось разреза совпадала с направлением осей координат, использовались соответствующие компоненты скоростей течений.

Произведение аномалии потенциальной температуры ($\theta(z) - \theta_{ref}$) и скорости течения $V_n(z)$ пропорционально потоку тепла (D_H , Вт/м). Соответственно для каждого узла отдельного разреза это произведение интегрировалось по вертикали, чтобы получить суммарный поток тепла через разрез:

$$D_H = \int_{z_l}^{z_{up}} \rho_w c_p^0 V_n(z) (\theta(z) - \theta_{ref}) dz \approx \sum_j 0,5 \rho_w c_p^0 [V_n(\theta_j - \theta_{ref}) + V_n(\theta_{j+1} - \theta_{ref})] (z_{j+1} - z_j), \quad (2)$$

где: $z_l \leq z_j \leq z_{up}$.

В формуле (2) z_l и z_{up} — нижний и верхний пределы интегрирования соответственно, c_p^0 — удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении ($c_p^0 = 3989,24495292815 \frac{\text{Дж}}{\text{КгК}}$), а ρ_w — плотность морской воды в приближении Буссинеска ($\rho_w = 1035 \text{ Кг/м}^3$), V_{n_j} — скорость течения на уровне z_j . θ_j — потенциальная температура на уровне z_j , $\theta_{ref} = -1,8 \text{ }^\circ\text{C}$.

Величины суммарного переноса тепла через разрез (F_H) рассчитаны путем горизонтального интегрирования по всей длине разреза (L) средних по глубине потоков в соответствии с формулой (3):

$$F_H = \int_{(L)} D_H dl \approx \sum_{i=1}^m 0,5 (D_{H_i} + D_{H_{i+1}}) \Delta l_{i,i+1}, [\text{Вт}], \quad (3)$$

где i обозначает номер узла разреза от его начала, $\Delta l_{i,i+1}$ — расстояние между двумя соседними узлами. При расчете горизонтальных расстояний использовался экваториальный радиус Земли $r = 6378137 \text{ м}$ (соответствует проекции WGS84).

Для каждого из 6-ти разрезов рассчитаны суммарные переносы тепла, из которых для последующего анализа был удален линейный тренд и выполнено осреднение по месяцам.

4. Результаты

4.1. Пространственно-временная изменчивость ДПО

Полученное распределение ДПО по всей акватории Баренцева моря с 1979 по 2019 гг. характеризуется зональной закономерностью, с более ранними датами в южной части моря. Освобождение ото льда начинается в феврале в южной части моря и последовательно продвигается на север, где полное очищение происходит в конце сентября. В 1980-х гг. наблюдались редкие периоды с полностью свободным ото льда

морем, а с 2005 г. режим полностью свободного ото льда моря стал практически постоянным [3]. Основная часть акватории освобождается ото льда в период с апреля по август включительно (рис. 3). Западная часть моря отличается от восточной части более ранними сроками ДПО.

Максимальная площадь морского льда на исследованной акватории моря наблюдалась в 1979 г. Лед распространялся на 2/3 моря, и площадь, освобожденная ото льда, составила $1026.427 \times 10^3 \text{ км}^2$ (рис. 4). Минимальная площадь, которая полностью освободилась от морского льда, наблюдалась в 2016 г. и составила $354.509 \times 10^3 \text{ км}^2$ (рис. 4). Большая часть льда стояла в мае, в то время как в 1979 г. основное ставление наблюдалось в июне и июле. В 2016 г. освобождение ото льда в южной части моря, вдоль побережья континента, наблюдалось в апреле, в 1979 г. — значительно позже, в мае-июне. Согласно полученным результатам наблюдается отсутствие льда вблизи западного побережья Новой Земли в 2016 г., в то время как в 1979 г. в этом регионе было достаточно позднее освобождение ото льда. В 1979 г. в юго-восточной части моря наблюдался морской лед, который постепенно таял в апреле-мае, в 2016 г. в этом районе льда не было. Кромка льда в 2016 г. в северо-восточной части моря находилась северней, чем в северо-западной части моря. В 2016 г. наблюдалось освобождение ото льда в январе в северо-восточной части, в 1979 г. в январе очищение ото льда наблюдалось в северо-западной части. 2006, 2007, 2012, 2013, 2015–2017 гг. были аномально тёплыми и характеризовались высокими температурами воды и воздуха. Устойчивый тёплый

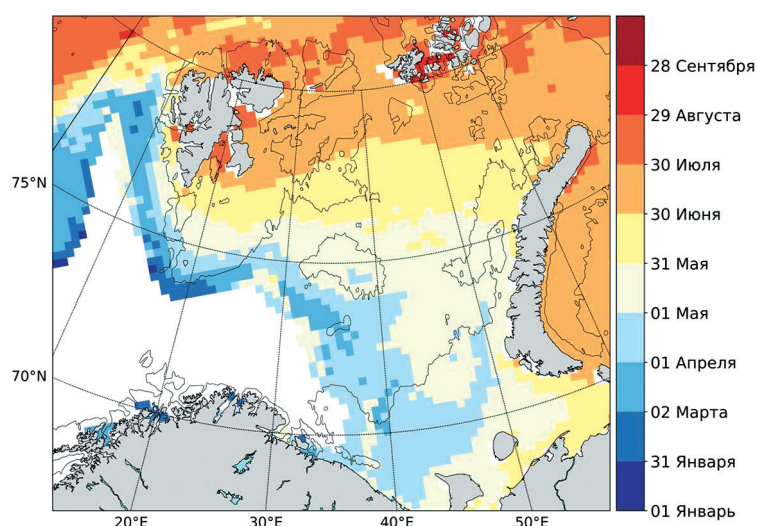


Рис. 3. Среднее ДПО с 1979 по 2019 гг. в Баренцевом море

Fig. 3. Average DOR for 1979–2019 in the Barents Sea

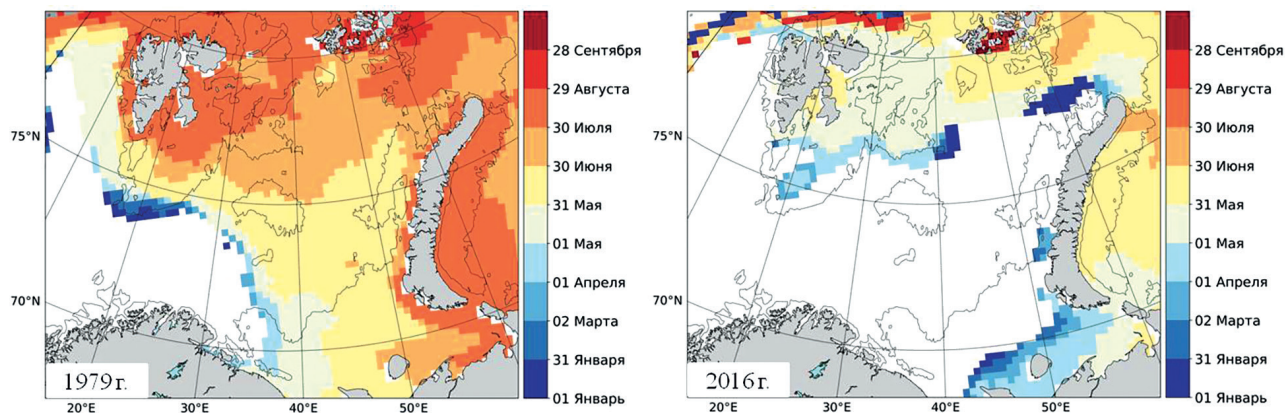


Рис. 4. ДПО в Баренцевом море в 1979 и 2016 гг. (максимальное и минимальное распространение льда соответственно)

Fig. 4. DOR in the Barents Sea in 1979 and 2016 (maximum and minimum ice extend, respectively)

период в Баренцевом море начался в 2000 г. и прерывался только в 2003 г. (умеренно холодный год) [23]. 2016 г. стал рекордно тёплым — климатический индекс достиг максимально высокого значения за весь рассматриваемый период [23].

Средняя площадь моря, освобождающаяся ото льда, за 1979–2019 гг. составила $624,6223 \times 10^3 \text{ км}^2$. В 2011 г. площадь акватории, освободившейся ото льда, оказалась наиболее близка к средней площади за интервал 1979–2019 гг. и составила $603,4772 \times 10^3$. В этом году кромка льда достигала 75°с.ш. , и наиболее значительное уменьшение площади ледяного покрова произошло в июне-июле. В 2000, 2006, 2008 и 2011 гг. интенсивное освобождения ото льда в центральной части моря наблюдалось в марте-апреле, и в июне-июле, тогда как в мае отступление льда было незначительно (рис. 5). В 2018 г. в проливе между арх. Шпицберген и ЗФИ очищение началось на месяц раньше, чем вдоль берегов архипелагов. Схожая ситуация наблюдалась в 2011, 2004, 2002, 1985, 1984 гг.

Рассчитаны максимальные и минимальные значения ДПО для каждого узла сетки (наиболее ранние и поздние даты очищения ото льда соответственно). Максимальные значения очищения ото льда наблюдаются в северной части моря, а минимальные — в южной. Максимальные значения ДПО наблюдались в Мурманском мелководье в мае, в районе Центрального желоба в июне, вдоль 75°с.ш. с 10°в.д. по 50°в.д. в июле, вдоль 77°с.ш. в августе, между ЗФИ и арх. Шпицберген в августе-сентябре. Минимальные значения ДПО не имеют такого синхронного хода, как максимальные. Минимальные значения ДПО в районе Мурманского мелководья и Центрального желоба наблюдаются в феврале — апреле, вдоль 75°с.ш. , с 10°в.д. по 50°в.д. — с января по март, вдоль 77°с.ш. — с апреля по май, между ЗФИ и арх. Шпицберген — в мае. В акватории Мурманского мелководья разница между максимальными и минимальными значениями составляет 30–90 дней, в районе Центрального желоба — 90–120 дней, вдоль 75°с.ш. с 10°в.д. по 50°в.д. — 120–150 дней, вдоль 77°с.ш. — 140–170 дней, между ЗФИ и архипелагом Шпицберген — 120–150 дней.

На всей акватории моря наблюдается значимый отрицательный коэффициент регрессии ДПО, за исключением района между ЗФИ и арх. Шпицберген, где этот коэффициент регрессии близок к нулю. Отрицательный коэффициент регрессии показывает, что ДПО сдвигается на более ранние сроки. Также,

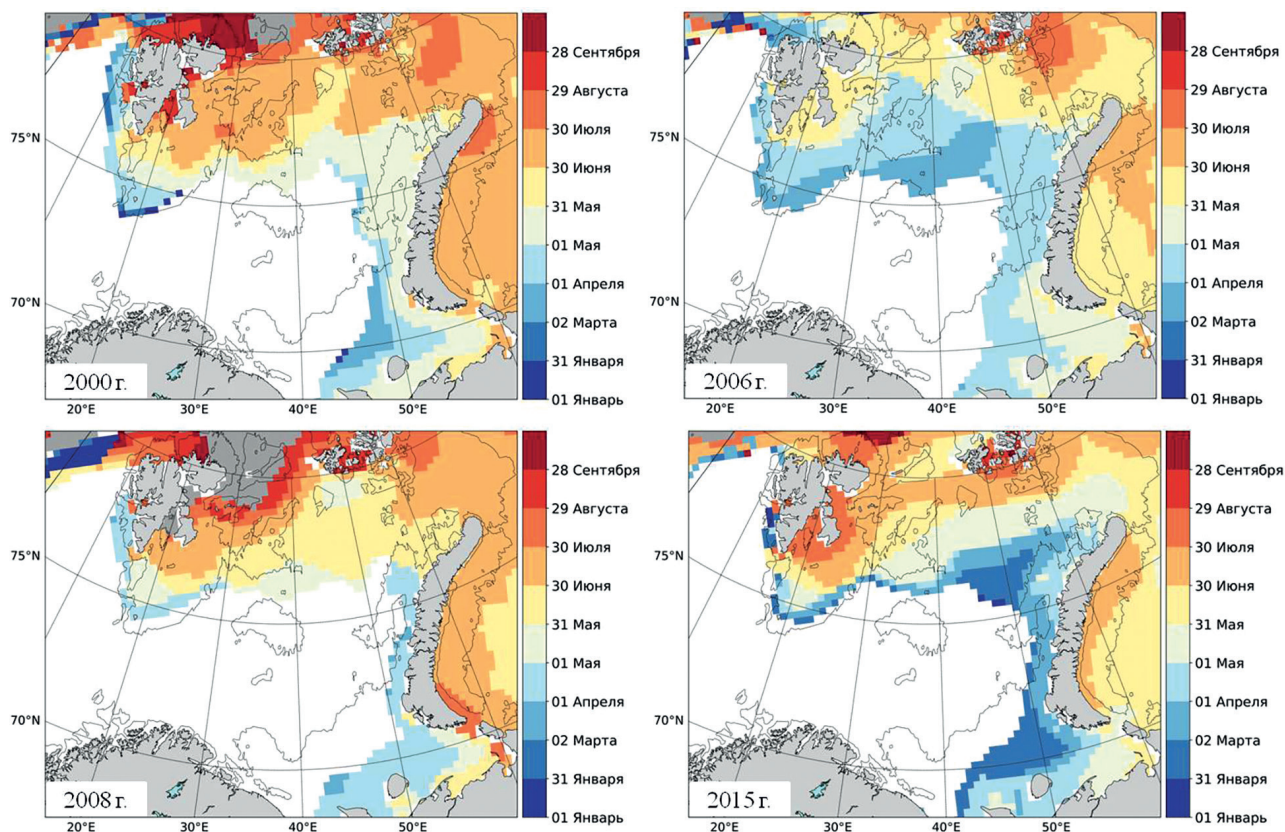


Рис. 5. ДПО в Баренцевом море в 2000, 2006, 2008 и 2015 гг.

Fig. 5. DOR in the Barents Sea in 2000, 2006, 2008, and 2015

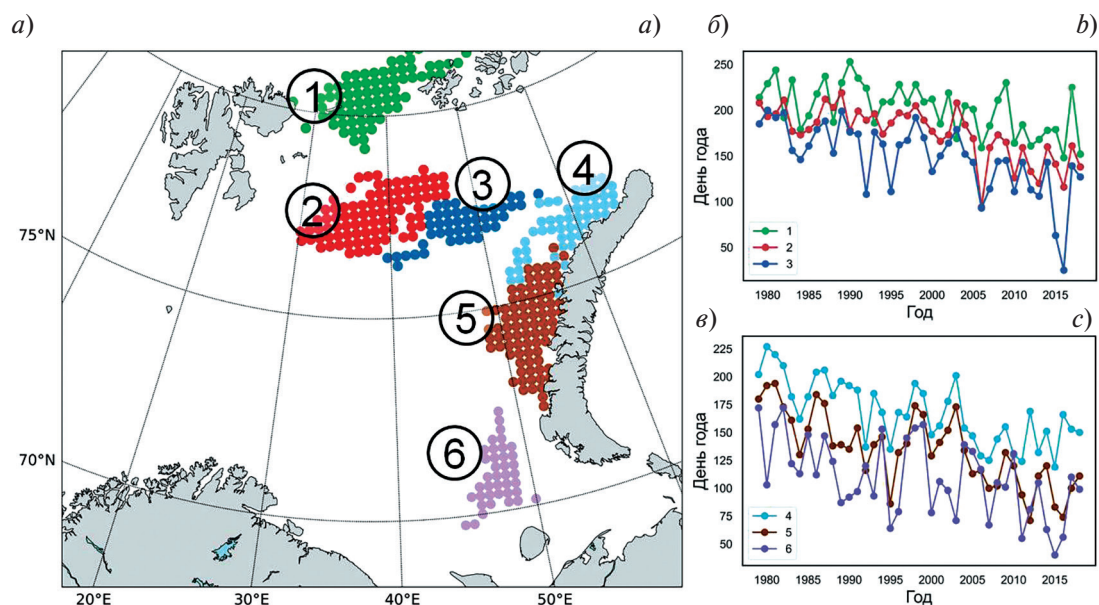


Рис. 6. Районы с синхронной изменчивостью ДПО (а) и временной ход среднего по району ДПО с 1979 по 2019 гг (б, в)

Fig. 6. Regions of synchronous variability of DOR (a) and time-series of arithmetic mean of DOR over these regions from 1979 to 2019 (b, c)

вдоль области распространения кромки морского льда коэффициент регрессии не значим. Область максимальных отрицательных коэффициентов регрессии (от $-0,20$ до $-0,25$, примерно 8–10 дней за 40 лет) находится в районе возвышенности Персея. В районе Центральной возвышенности, Северо-Канинской и Гусиной банок коэффициент регрессии составляет от $-0,05$ до $-0,12$. В районе Новоземельской банки угловой коэффициент линии регрессии от $-0,10$ до $-0,20$.

Таким образом, отмечается смещение сроков очищения акватории ото льда на более ранние на всей акватории БМ.

4.2. Выделение характерных районов методом кластерного анализа

Группировка узлов сетки методом HDBSCAN выполнена для всех значений minPts в интервале от 10 до 60. Для детального анализа выбран вариант для minPts = 25, содержащий 6 основных кластеров в пределах БМ (рис. 6). Следует отметить, что данный вариант содержал 11 кластеров, но 5 из них находились за пределами интересующей нас акватории.

Выделенные районы сосредоточены в северной, северо-восточной и юго-восточных частях моря. Ранняя, средняя, поздняя ДПО, а также коэффициент регрессии для каждого из районов с 1979 по 2019 гг. представлены в табл. 1.

В большинстве районов минимальное значение ДПО наблюдалось в интервале 2012–2019 гг. Только в районе 2 оно пришлось на 2006 г. Наиболее раннее отступление льда наблюдалось в районе 3, который находится восточнее возвышенности Персея. В районе 3 отступление льда наблюдалось в более ранний период, чем в районах 5 и 6, которые находятся значительно южнее. Аномалия низкой концентрации морского льда наблюдалась в 2016 и 2018 гг. [24]. В 2016 г. отмечался ранний сход льда в районах 1 и 3.

Освобождение ото льда в среднем начинается в феврале в южной части моря и последовательно продвигается на север, где полное очищение происходит в конце сентября. В среднем освобождение ото льда в южной части моря происходит в апреле-мае, в центральной — с конца мая по конец июня, в северной части — во второй половине июля. Самое позднее очищение акватории ото льда наблюдалось в начале 1980х и 1989–1990 гг. В районах 3 и 4, которые находятся близко друг к другу, самый поздний сход льда в исследуемый период наблюдался в 1980 г. В районах 5 и 6 лёд сошёл наиболее поздно (в середине июля и во второй половине июня соответственно) в 1981 и 1982 гг. При этом в районах 1 и 2 несмотря на то, что район 2 граничит с районом 3, в 1980–1982 гг. позднего очищения ото льда не наблюдалось. Наиболее позднее очищение ото льда в них наблюдалось в первой половине сентября и первой половине августа в 1990 и 1989 гг. соответственно.

Таблица 1
Table 1

Максимальная, минимальная и средняя дата полного очищения ото льда для каждого района
Maximum, minimum and average date of retreat sea ice for each area

Характеристики	Номер района					
	1	2	3	4	5	6
Раннее ДПО	27.05.2016	05.04.2006	25.01.2016	29.04.2019	11.03.2012	09.02.2015
Среднее ДПО	19.07–21.07	22.06–24.06	27.05–29.05	16.06–18.06	13.05–15.05	18.04–20.04
Позднее ДПО	11.09.1990	08.08.1989	18.07.1980	14.08.1980	14.07.1981	22.06.1982
Коэффициент регрессии	–1,3	–1,8	–2,2	–1,8	–2,1	–1,5

В районах 1 и 6 наблюдается минимальный отрицательный коэффициент регрессии, то есть сроки очищения ото льда имеют наименее ярко выраженный тренд. В районах 2, 3 и 5 наблюдается максимальный отрицательный коэффициент регрессии, то есть в них сроки очищения ото льда имеют более выраженный тренд. Минимальный отрицательный коэффициент регрессии наблюдается в районе 1 (–1,3), а максимальный — в районе 3 (–2,2).

Связь между районами по изменчивости ДПО количественно оценена с помощью **коэффициента ранговой корреляции Спирмена (ρ)**. Самый высокий коэффициент корреляции наблюдается между ДПО в районе 3 и в остальных районах. Очень высокая положительная и значимая корреляция (коэффициент корреляции 0,90, $p < 0,05$) наблюдается между районами 3 и 4. Связь между районами 3 и 2, которые находятся рядом, несколько слабее: коэффициент корреляции равен 0,83. Между районом 3 и районом 5, который находится значительно южнее, связь высокая и коэффициент корреляции равен 0,89. В тоже время коэффициент корреляции между районами 4 и 5 равен 0,84. Также отмечается высокая корреляция между районом 2 и районами 4 и 5, равная 0,76 и 0,74 соответственно. Для района 1 самая высокая корреляция наблюдается с районами 2 и 3 (0,60 и 0,61 соответственно). Очень слабая и минимальная корреляция ($\rho = 0,26$) отмечается между самыми отдаленными друг от друга районами 1 и 6. В целом, между ДПО в районе 1 и в остальных районах корреляция наиболее слабая.

В ряде районов ледовые условия конкретного года могут отчасти определяться условиями предыдущего года [11]. Для установления степени связи ДПО в пределах выделенных районов с соответствующими значениями предыдущего года рассчитан коэффициент автокорреляции со сдвигом 1 год (ρ_{auto}), который показал следующее. Максимальная автокорреляция относительно других районов наблюдается для района 5 ($\rho_{\text{auto}} = 0,69$), что говорит о заметной взаимосвязи между последующими годами. Коэффициенты автокорреляции для районов 2, 3 и 4 равны 0,57, 0,50 и 0,60, что так же показывает наличие взаимосвязи. Автокорреляция северного района 1 и южного района 6 равна 0,20 и 0,26 соответственно, что отражает слабую зависимость ДПО от значения ДПО в предыдущий год.

Определённый интерес также представляет вопрос возможного влияния ДПО в одних районах на ДПО в других с интервалом 1 год. Для установления таких связей рассчитаны коэффициенты корреляции со сдвигом 1 год между всеми парами районов ($\rho[\text{ДПО}_n, \text{ДПО}_m]$), где ДПО_n и ДПО_m — ряды ДПО в районах n и m , причём ряд ДПО_m сдвинут на одно значение влево). Наиболее высокие значения данного параметра в интервале 0,5–0,63 обнаружены для района 2 (например, $\rho[\text{ДПО}_2, \text{ДПО}_5] = 0,63$), наиболее низкие — для района 6 (значения параметра от 0,23 до 0,40).

Существует определенная связь между средним ДПО по району и средней концентрацией льда (КЛ_{ср}) (табл. 2).

Таблица 2
Table 2

Концентрация льда в годы раннего и позднего ДПО
Ice concentration in the years of early and late DOR

Характеристики	Номер района					
	1	2	3	4	5	6
Год максимальной ДПО/КЛ _{ср}	1990 г. 0,77	1989 г. 0,79	1980 г. 0,65	1980 г. 0,70	1981 г. 0,25	1982 г. 0,4
Год минимальной ДПО/КЛ _{ср}	2016 г. 0,34	2006 г. 0,19	2016 г. 0,20	2019 г. 0,31	2012 г. 0,06	2015 г. 0,05

В северных районах KL_{cp} значительно выше, чем в южной части акватории моря. В годы позднего очищения ото льда отмечалась высокая KL_{cp} ($> 0,70$) в районах 1, 2, 4. В соседнем районе 3 KL_{cp} незначительно ниже и достигает 0,65. Начиная с 2010-го года, когда лед стал сходить значительно раньше, высокая концентрация льда относительно других частей моря наблюдалась в районах 1 и 4. В районах 2 и 3 KL_{cp} ниже и имеет схожий порядок величин, меньше всего KL_{cp} в районах 5 и 6.

По всем выделенным районам концентрация льда в годы позднего освобождения ото льда, значительно выше, чем в годы раннего освобождения ото льда. В районах 1, 2, 3 и 4 в годы позднего освобождения ото льда KL_{cp} была максимальной длительное время, вплоть до начала лета. В годы раннего освобождения ото льда значения KL_{cp} только в отдельные дни достигает 1,0 и имеет большой разброс значений. В годы с высокой концентрацией льда наблюдается постепенное уменьшение KL_{cp} , с низкой — более резкое.

Таким образом, отмечается смещение сроков очищения акватории ото льда на более ранние по всей акватории БМ, но каждому району свойственна своя динамика и скорость. Есть схожесть между соседними районами, а наиболее удаленные друг от друга районы характеризуются меньшей связью. Наблюдается высокая автокорреляция для всех выделенных районов, кроме района 1. Самый минимальный отрицательный коэффициент регрессии наблюдается для района 1 (–1,3), а для района 3 — максимальный (–2,2). Следовательно, более заметный сдвиг на ранние даты наблюдается в центральной части акватории, где на сегодняшний день проходит граница кромки льда.

4.3. Связь ДПО с адвективным переносом тепла

В Баренцевом море основным адвективным источником тепла является поступление атлантических вод из Норвежского моря между м. Нордкап и о. Медвежий. Согласно выполненным расчетам, поток тепла через этот разрез на порядок величины превышает потоки тепла через другие границы моря. Соответственно, для исследования возможной связи с ДПО была рассмотрена изменчивость суммарного адвективного потока тепла только через этот разрез. Результаты расчета кросс-корреляций между ДПО и потоком тепла через разрез-1 для различных месяцев года представлен в табл. 3.

Максимальный, по абсолютной величине, коэффициент корреляции отмечается для района 2 и потоком тепла в июле. С учетом среднего ДПО для этого района (конец июня), рассмотренного выше, этот результат можно считать вполне ожидаемым, поскольку район 2 находится в непосредственной близости от западной границы моря, и поступающая с северной ветвью Нордкапского течения (рис. 7) атлантическая вода быстро его достигает, не успевая заметно трансформироваться.

Таблица 3
Table 3

Кросс-корреляция между ДПО и среднемесячным потоком тепла
(с удаленным линейным трендом) через разрез-1 на временном интервале 1993–2019
Cross-correlation between DOR and the average monthly heat flux
(with a removed linear trend) through section-1 in the time period 1993–2019

Месяц	Номер района					
	1	2	3	4	5	6
1	0,128	–0,254	–0,410	–0,290	–0,228	–0,244
2	0,433	0,063	0,190	–0,377	–0,504	–0,359
3	0,141	0,319	–0,129	–0,495	–0,191	–0,351
4	–0,261	–0,318	–0,229	0,124	0,201	0,046
5	–0,244	–0,195	0,320	–0,270	–0,260	–0,173
6	–0,336	–0,293	–0,243	0,431	0,310	0,129
7	–0,401	–0,593	0,143	–0,018	–0,109	0,507
8	–0,197	–0,208	–0,219	–0,098	0,016	–0,098
9	–0,162	0,090	0,228	0,051	0,174	–0,135
10	–0,105	0,449	–0,031	0,302	0,327	–0,367
11	–0,444	0,093	–0,256	0,296	0,324	–0,069
12	–0,26	–0,069	–0,144	0,383	0,321	0,323

Пояснение: жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, превышающие по абсолютной величине 0,5.

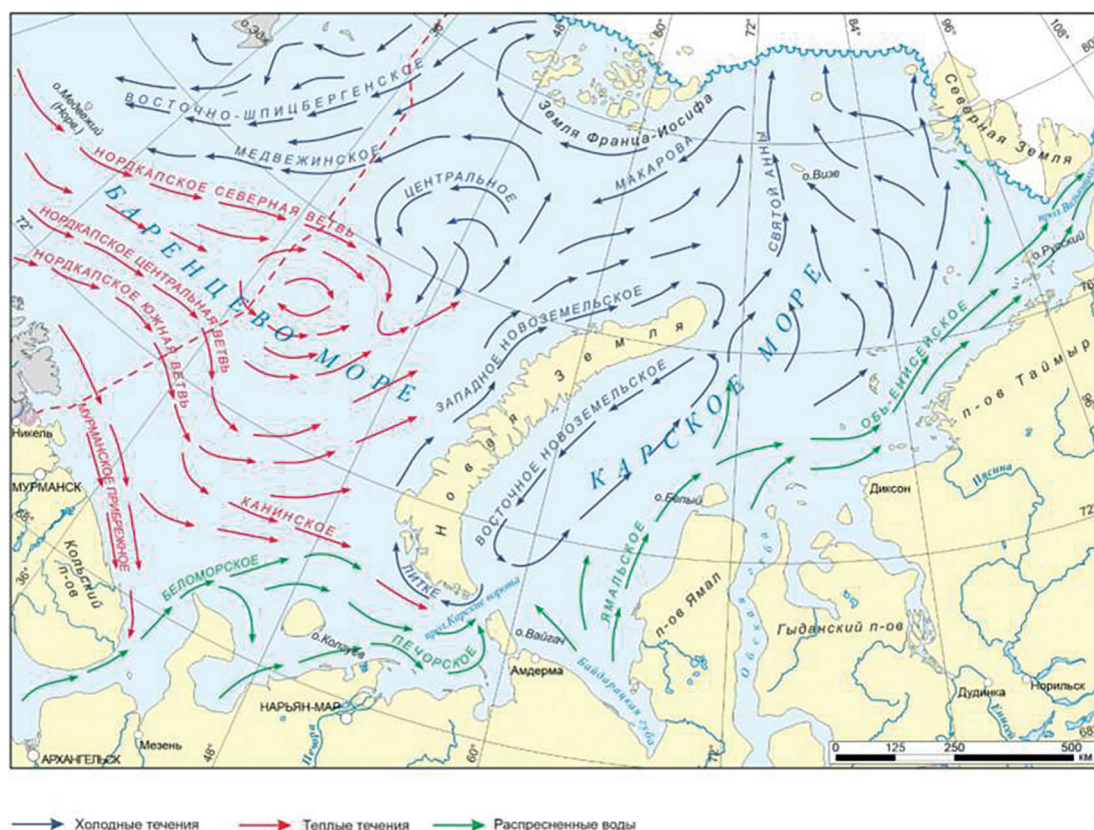


Рис. 7. Генеральная схема поверхностных течений в Баренцевом и Карском морях [25]

Fig. 7. General scheme of surface currents in the Barents and Kara Seas [25]

Высокие по абсолютной величине коэффициенты корреляции наблюдаются также для района 5 ($-0,504$ с потоком тепла в феврале) и района 4 ($-0,495$ с потоком тепла в марте). Если сопоставить расположение районов 4 и 5 (см. рис. 6) со схемой течений на рис. 7, то можно видеть, что район 5 находится на пути южной ветви Нордкапского течения, переходящего в Западное Новоземельское течение на южной границе района 4. Соответственно, временной сдвиг в 5 месяцев косвенно показывает время добегающего теплового сигнала в южной ветви Нордкапского течения до указанных районов. Меньшие коэффициенты корреляции для районов 4 и 5, по сравнению с районом 2 вероятно связаны с трансформацией (охлаждением и распреснением) атлантической воды в южной ветви Нордкапского течения вследствие слияния с водами холодного течения Литке (рис. 7). Высокий и, при этом, положительный коэффициент корреляции ($0,507$) ДПО с потоком тепла в июле для самого южного района 6 вызвал сомнения в его реалистичности. При более внимательном изучении временного ряда ДПО для района 6 выяснилось, что из 26-ти лет (с 1993 по 2019 гг.) ледяной покров в данном районе наблюдался только в 9-ти случаях. Т. е. временной ряд ДПО на две трети состоит из нулевых значений, что не позволяет рассматривать полученный высокий коэффициент корреляции как реалистично описывающий связность временных рядов. Корреляции между фактическими и рассчитанными по регрессионным зависимостям аномалиями ДПО для районов 2 и 5, а также фактические и рассчитанные временные ряды ДПО с добавленными линейными трендами представлены на рис. 8. Хорошо заметно, что резкое уменьшение ДПО в обоих районах произошло между 2003 и 2007-м годами. В районе 5 существенно возросла амплитуда межгодовых колебаний, причем в отдельные годы после 2007-го года Район-5 был в среднем круглогодично безледным.

5. Обсуждение результатов

Выполненный анализ пространственно–временной изменчивости ДПО для акватории Баренцева моря с использованием метода кластерного анализа HDBSCAN позволил выделить районы (кластеры) с синхронной динамикой ДПО. Ряд выделенных районов находятся на пути распространения атлантических вод (АВ) в Баренцевом море (рис. 7), что позволило связать выявленную временную изменчивость ДПО

с изменчивостью переноса АВ через западную границу моря. Тепловое воздействие АВ обусловлено поступлением дополнительного тепла в верхний слой вод и к нижней границе ледяного покрова. Сдвиг во времени между поступлением АВ через западную границу Баренцева моря и ДПО определяется скоростью течения, при условии, что тепловой сигнал достигает интересующих районов с сохранением достаточной интенсивности. Некоторое ограничение на представленные ниже выводы внесли два обстоятельства. Первое связано с тем, что доступные временные ряды адвективных потоков тепла начинаются с 1993 года, т.е. составляют только 26 лет, что, безусловно, не может быть признано достаточным для строгой оценки полученных корреляционных зависимостей. Другим ограничением являются значительные тренды во временных рядах. При этом следует отметить, что тренды не являются однородными по времени, что

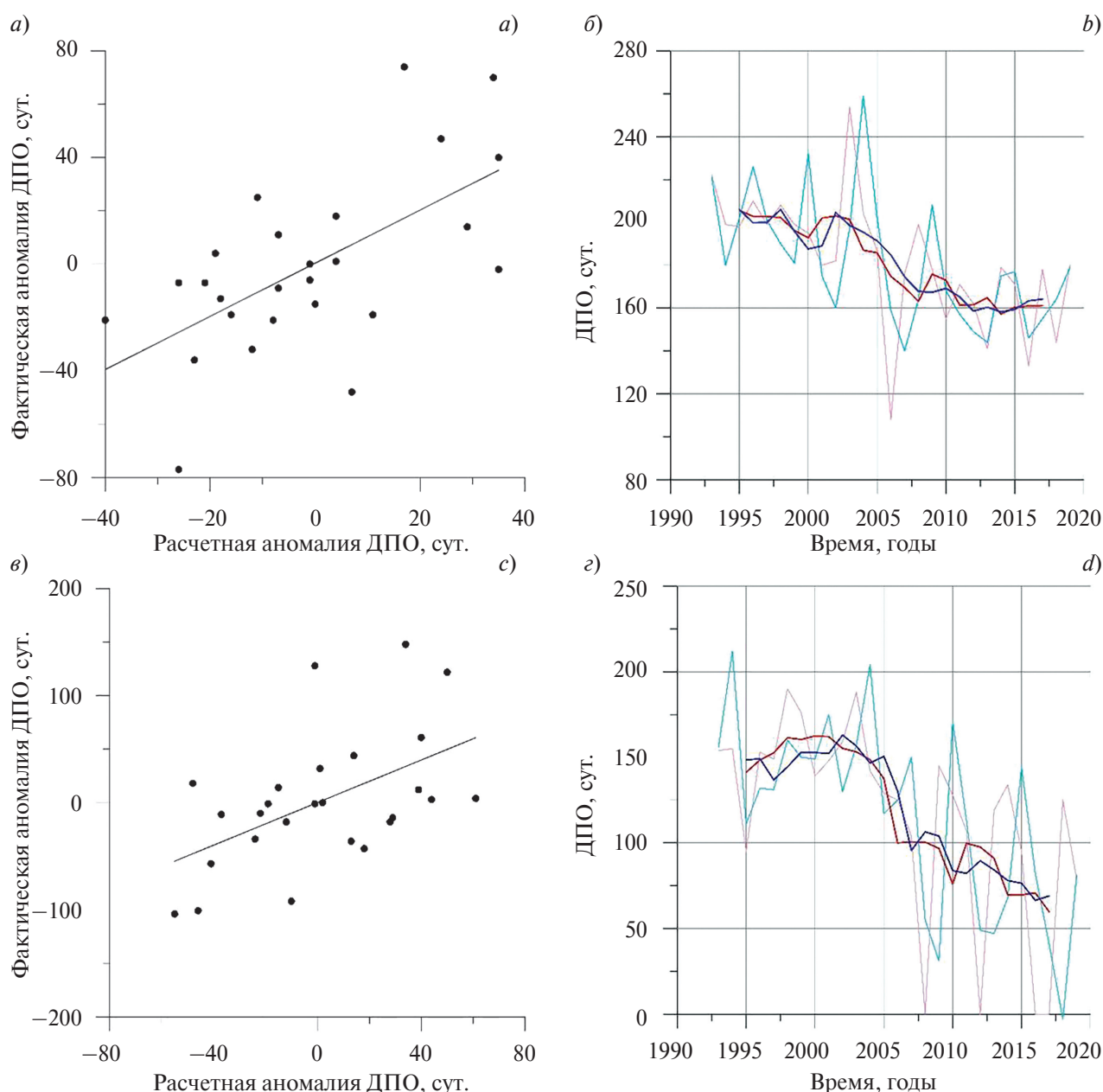


Рис. 8. Корреляции между фактическими и рассчитанными по регрессионным зависимостям аномалиями ДПО для районов 2 (а) и 5 (в). Фактические (красный цвет) и рассчитанные (голубой цвет) временные ряды ДПО с добавленными линейными трендами для районов 2 (б) и 5 (г). Жирными линиями на (б) и (г) показано скользящее 5-летнее сглаживание

Fig. 8. Correlations between the actual and calculated by regression dependences anomalies of AP for regions 2 (a) and 5 (c). Actual (red color) and calculated (blue color) time series of DPO with added linear trends for regions 2 (b) and 5 (d). Bold lines in (b) and (d) show sliding 5-year smoothing

косвенно указывает на изменение статистической структуры рядов в начале 2000-х гг. Чтобы отфильтровать искусственно завышенные корреляции, связанные с трендами, перед расчетом корреляций линейные тренды в рядах удалялись, а на этапе применения полученных регрессионных зависимостей добавлялись к расчетному ряду в виде детерминированной компоненты. Благодаря применению указанной процедуры количество значимых корреляций существенно сократилось, что вероятно следует признать позитивным результатом, поскольку рассчитанные таким образом корреляции по сути отражают искомую связность рядов, а не связность трендов.

Результаты анализа, представленного в предыдущем разделе, в целом согласуются с расположением выделенных 6-ти однородных по изменчивости ДПО районов (кластеров). Северная ветвь Нордкапского течения пересекает район 2, для которого отмечается самая высокая по абсолютной величине корреляция с адвективным переносом тепла через западную границу моря между мысом Нордкап и о. Медвежий. Несмотря на близкое расположение районов 2 и 3, особенности временной изменчивости ДПО в этих районах существенно различны. Для указанных районов раннее и позднее очищение ото льда наблюдалось в разные годы. В районе 3 лед сходит в среднем в конце мая, а в районе 2 на месяц позже, в конце июня. Также для района 2 характерны годы с более ранним сходом льда в теплый период (с 2003 г.) и более поздним в холодный период (с 1979 г. по 1989 г.), но при этом в среднем лед сходит позже. Коэффициент корреляции ДПО с адвективным потоком тепла через западную границу моря для района 3 ни для одного из месяцев года не превосходит по абсолютной величине 0,5 (табл. 3). Исходя из перечисленных фактов можно заключить, что несмотря на близкое географическое положение указанных районов, изменчивость ДПО в них определяется воздействием различных факторов. Из схемы поверхностных течений в Баренцевом море (рис. 7), в частности следует, что район 3 находится под большим влиянием поступающих с севера холодных арктических вод, которые вероятно в значительной степени блокируют тепловое воздействие АВ.

Вдоль западного побережья архипелага Новая Земля, на пути распространения прибрежного Западного Новоземельского течения, выделяются районы 5 и 4. Для этих районов отмечены достаточно высокие коэффициенты корреляции с адвективным переносом тепла через западную границу Баренцева моря, хотя они несколько меньше, чем для района 2, что вероятно объясняется тем фактом, что АВ в Западном Новоземельском течении утрачивает свои исходные термохалинные характеристики вследствие перемешивания с водами холодного течения Литке, а также с холодными водами, образующимися на западном шельфе архипелага Новая Земля в зимний сезон [26].

Значимой связи потока тепла через западную границу Баренцева моря с ДПО в районах 1 и 6 выявлено не было. Район 1, находящийся на границе Баренцева моря и бассейна Нансена, находится в стороне от потока АВ через Баренцево море, и теоретически ДПО в этом районе может зависеть от поступления АВ с севера через желоб Франц-Виктория. Однако, расчеты корреляций между ДПО в районе 1 и потоком тепла через разрез 5 (рис. 1) не показали высоких коэффициентов корреляции. Для района 6 высокий положительный коэффициент корреляции ДПО и потоком тепла через западную границу моря в июле оказался артефактом в силу того, что в большинстве проанализированных лет ледяной покров в районе 6 круглогодично отсутствовал.

6. Выводы

Обобщая проведенный анализ, можно сформулировать следующие основные выводы:

1. Применение метода кластерного анализа HDBSCAN для исследования пространственно-временной изменчивости ДПО для акватории Баренцева моря с 1979 по 2019 г. позволило выделить районы (кластеры) с синхронной динамикой ДПО.

2. На всей акватории Баренцева моря после 2003 г. наблюдается устойчивое смещение сроков сезонного очищения ото льда на более ранние. При этом каждому из выделенных районов свойственна своя динамика и скорость.

3. Районы 2–5 характеризуются наличием «памяти» ДПО на годовом масштабе, что подтверждается сравнительно высокими коэффициентами автокорреляции на годовом сдвиге, в отличие от районов 1 и 6, для которых коэффициенты автокорреляции на годовом сдвиге малы.

4. Наиболее значительное смещение ДПО на более ранние выявлено для района 5 (юго-западный шельф Новой Земли), где существенно возросла амплитуда межгодовых колебаний, причем в отдельные годы после 2007 г. этот район был в среднем круглогодично безледным, чего ранее не наблюдалось.

5. Заметное влияние на ДПО адвективного потока тепла через западную границу Баренцева моря выявлено для районов 2, 4 и 5, расположенных на пути распространения атлантических вод. При этом для раз-

ных районов максимальный коэффициент корреляции наблюдается при разных временных сдвигах (от 0 до 6 мес.). Величина временного сдвига косвенно указывает на время прохождения тепловым сигналом расстояния от западной границы моря до соответствующего района.

6. Сдвиг ДПО в Баренцевом море на более раннее может привести и к изменению сроков начала прикромочного «цветения», на долю которого приходится 50–65 % годовой первичной продукции [27], что может повлиять на биологическую продуктивность моря.

На ближайшие десятилетия прогнозируется сохранение тенденции позднего осеннего образования морского льда и более раннего весеннего очищения акватории Баренцева моря от морского льда, что свидетельствует о продолжающейся «атлантификации» приатлантической Арктики [28]. С учетом этого необходимо продолжать изучение современных процессов изменения климата в Арктике и, в частности, ледовых условий, так как эти изменения в значительной степени определяют возникающие возможности и риски ведения хозяйственной деятельности в арктическом регионе. В дальнейшем планируется исследовать влияние атмосферного форсинга на даты полного очищения ото льда.

7. Финансирование

Статья подготовлена при финансовой поддержке гранта РНФ 19–17–00110 и при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

Литература

1. *Meredith M.* et al. Polar Regions. Chapter 3, IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. 2019.
2. *Калавиччи К.А., Башмачников И.Л.* К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. № 55(6). С. 171–181.
3. *Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С.* Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии // Лёд и Снег. 2020. № 60(1). С. 134–148.
4. *Peng G.* et al. Temporal means and variability of Arctic Sea ice melt and freeze season climate indicators using a satellite climate data record // Remote Sensing. 2018. Vol. 10(9). P. 1328.
5. *Smedsrud L.H.* et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. Vol. 51(3). P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017
6. *Жичкин А.П.* Особенности климатических колебаний и рыбный промысел в высокоширотных районах Баренцева моря // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 30. С. 108–115.
7. *Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Денисов В.В., Жичкин А.П., Моисеев Д.В.* Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности // Труды Кольского научного центра РАН. 2013. № 1(14). С. 1733–1746.
8. *Дружкова Е.И.* Нанопланктон ледовой прикромочной зоны Баренцева моря в летний период 2017 года // Труды Кольского научного центра РАН. 2018. № 4. С. 29–44.
9. *Кивва К.К., Селиванова Ю.В., Писарева М.Н., Сумкина А.А.* Роль физических процессов в формировании весеннего «цветения» фитопланктона в Беринговом море // Труды ВНИРО. 2020. Т. 181. С. 206–222.
10. *Parkinson C.L.* Spatially mapped reductions in the length of the Arctic sea ice season // Geophysical Research Letters. 2014. Vol. 41(12). P. 4316–4322. doi: 10.1002/2014GL060434
11. *Bliss A.C.* et al. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record // Environmental Research Letters. 2019. Vol. 14(4). P. 045003. doi: 10.1088/1748-9326/aafb84
12. *Stammerjohn S., Massom R., Rind D., Martinson D.* Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39(6). P. 1–8. doi: 10.1029/2012GL050874
13. *Stroeve J.C., Crawford A.D., Stammerjohn S.* Using timing of ice retreat to predict timing of fall freeze-up in the Arctic // Geophysical Research Letters. 2016. Vol. 43(12). P. 6332–6340. doi: 10.1002/2016GL069314
14. *Campello R.J.G.B., Moulavi D., Sander J.* Density-based clustering based on hierarchical density estimates // Pacific-Asia conference on knowledge discovery and data mining, Springer, Berlin, Heidelberg. 2013. P. 160–172. doi: 10.1007/978-3-642-37456-2_14
15. *Onarheim I.H., Eldevik T., Årthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H.* Skillful prediction of Barents Sea ice cover // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42. P. 5364–5371. doi: 10.1002/2015GL064359

16. Meier W.N. et al. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 2017. doi: 10.7265/N59P2ZTG
17. Global Ocean Physics Reanalysis. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL_MULTI-YEAR_PHY_001_030/INFORMATION. (дата обращения: 10.02.2021). doi: 10.48670/moi-00021
18. NEMO. Community Ocean Model. URL: www.nemo-ocean.eu (дата обращения: 10.02.2021).
19. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146, No 730. P. 1999–2049. doi: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
20. Ester M., Kriegel H.P., Sander J., Xu X. A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise // KDD-96 Proceedings. 1996. Vol. 96(34). P. 226–231.
21. Sander J., Ester M., Kriegel H.P., Xu X. Density-based clustering in spatial databases: The algorithm gbscan and its applications // Data mining and knowledge discovery. 1998. Vol. 2(2). P. 169–194.
22. Hahsler M., Piekenbrock M., Doran D. DBSCAN: Fast density-based clustering with R // Journal of Statistical Software. 2019. Vol. 91(1). P. 1–30. doi: 10.18637/jss.v091.i01
23. Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А. Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 79–91.
24. Lundesgaard Ø., Sundfford A., Renner A.H.H. Drivers of Interannual Sea Ice Concentration Variability in the Atlantic Water Inflow Region North of Svalbard // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 126(4). P. 1–18. doi: 10.1029/2020JC016522
25. Атлас геологических и гидрометеорологических условий Арктических и Дальневосточных морей Российской Федерации. М.: ООО «Издательский дом Недра», 2020. 203 с.
26. Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // Arctic and Antarctic Research. 2020. No 66 (3). P. 246–266. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266
27. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Springer, Berlin, Heidelberg. 2004. P. 57–81.
28. Иванов В.В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // Гидрометеорология и экология. 2021. № 64. С. 407–434. doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434

References

1. Meredith M. et al. Polar Regions. Chapter 3, *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. 2019.
2. Kalavichchi K.A., Bashmachnikov I.L. Mechanism of a positive feedback in long-term variations of the convergence of oceanic and atmospheric heat fluxes and of the ice cover in the Barents Sea. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019, 55, 640–649. doi: 10.1134/S0001433819060173
3. Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafyeva E.S. Arctic Sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Lyd i Sneg*. 2020, 60(1), 134–148 (in Russian).
4. Peng G. et al. Temporal means and variability of Arctic Sea ice melt and freeze season climate indicators using a satellite climate data record. *Remote Sensing*. 2018, 10(9), 1328. doi: 10.3390/rs10091328
5. Smedsrud L.H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51(3), 415–449. doi: 10.1002/rog.20017
6. Zhichkin A.P. Peculiarities of climatic fluctuations and fishing in high-latitude regions of the Barents Sea. *Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University*. 2013, 30, 108–115 (in Russian).
7. Matishov G.G., Jenyuk S.L., Denisov V.V., Zhichkin A.P., Moiseev D.V. Taking into account the secular dynamics of the Barents Sea climate when planning marine activities. *Trudy Kol'skogo Nauchnogo Centra RAN*. 2013, 1(14), 1733–1746 (in Russian).
8. Druzhkova E.I. Nanophytoplankton of the ice marginal zone of the Barents Sea in the summer of 2017. *Trudy Kol'skogo Nauchnogo Centra RAN*. 2018, 4, 29–44 (in Russian).
9. Kivva K.K., Selivanova Yu.V., Pisareva M.N., Sumkina A.A. The role of physical processes in the formation of the spring “bloom” of phytoplankton in the Bering Sea. *Trudy VNIRO*. 2020, 181, 206–222 (in Russian).
10. Parkinson C.L. Spatially mapped reductions in the length of the Arctic Sea ice season. *Geophysical Research Letters*. 2014, 41(12), 4316–4322. doi: 10.1002/2014GL060434

11. Bliss A.C. et al. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record. *Environmental Research Letters*. 2019, 14(4), 045003. doi: 10.1088/1748-9326/aafb84
12. Stammerjohn S., Massom R., Rind D., Martinson D. Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison. *Geophysical Research Letters*. 2012, 39(6), 1–8. doi: 10.1029/2012GL050874
13. Stroeve J.C., Crawford A.D., Stammerjohn S. Using timing of ice retreat to predict timing of fall freeze-up in the Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2016, 43(12), 6332–6340. doi: 10.1002/2016GL069314
14. Campello R.J.G.B., Moulavi D., Sander J. Density-based clustering based on hierarchical density estimates. Pacific–Asia conference on knowledge discovery and data mining, Springer, Berlin, Heidelberg. 2013, 160–172. doi: 10.1007/978-3-642-37456-2_14
15. Onarheim I.H., Eldevik T., Årthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover. *Geophysical Research Letters*. 2015, 42, 5364–5371. doi: 10.1002/2015GL064359
16. Meier W.N. et al. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 2017. doi: 10.7265/N59P2ZTG
17. Ocean Physics Reanalysis. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/INFORMATION (last accessed: 10.02.2021). doi: 10.48670/moi-00021
18. NEMO. Community Ocean Model. URL: www.nemo-ocean.eu (last accessed: 10.02.2021).
19. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020, 146, 730, 1999–2049. doi: 10.1002/qj.3803
20. Ester M., Kriegel H.P., Sander J., Xu X. A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. *KDD-96 Proceedings*. 1996, 96(34), 226–231.
21. Sander J., Ester M., Kriegel H.P., Xu X. Density-based clustering in spatial databases: The algorithm gdbscan and its applications. *Data Mining and Knowledge Discovery*. 1998, 2(2), 169–194.
22. Hahsler M., Piekenbrock M., Doran D. DBSCAN: Fast density-based clustering with R. *Journal of Statistical Software*. 2019, 91(1), 1–30. doi: 10.18637/jss.v091.i01
23. Trofimov A.G., Karsakov A.L., Ivshin V.A. Climate change in the Barents Sea over the past half century. *Trudy VNIRO*. 2018, 173, 79–91 (in Russian).
24. Lundesgaard Ø., Sundffjord A., Renner A.H.H. Drivers of Interannual Sea Ice Concentration Variability in the Atlantic Water Inflow Region North of Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021, 126(4), 1–18. doi: 10.1029/2020JC016522
25. Atlas of geological and hydrometeorological conditions of the Arctic and Far Eastern seas of the Russian Federation. M., Izdatel'skiy dom Nedra, 2020. 203 p.
26. Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter. *Arctic and Antarctic Research*. 2020, 66 (3), 246–266. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266
27. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas. The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. *Springer, Berlin, Heidelberg*. 2004, 57–81.
28. Ivanov V.V. Present changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with reduction of the sea ice cover. *Gidrometeorologiya i Ekologiya. Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2021, 64, 407–434 (In Russian). doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434