

Межгодовая изменчивость режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана

Е. Е. Лемешко

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
e-mail: e.lemeshko@mhi-ras.ru

Аннотация

Статья посвящена изучению межгодовой изменчивости режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана по данным альтиметрии для области от 65° до 89.75° с. ш., включая область океана, покрытую льдом. Цель работы заключается в исследовании изменчивости уровня океана и скоростей поверхностных геострофических течений в зависимости от величины индекса арктической осцилляции, а также в установлении количественных закономерностей между ними. Дополнительно рассмотрено влияние различных режимов циркуляции океана и величины индекса арктической осцилляции на изменчивость стерического уровня как индикатора процессов распреснения/осолонения в полярной области севернее 81.5° с. ш. Стерическая компонента уровня рассчитывалась как разница между динамической топографией по данным альтиметрии и данными *GRACE* о манометрической компоненте уровня. На межгодовом масштабе временной изменчивости отклик уровня моря, осредненного по Северному Ледовитому океану, находится в противофазе с индексом арктической осцилляции. На основе метода множественной регрессии получены количественные оценки зависимости уровня моря и компонент геострофической скорости от величины индекса арктической осцилляции. Перепад уровня между шельфом и более глубоководной частью океана составил ~ 4 см на 1 единицу индекса арктической осцилляции. Разница между областями положительных и отрицательных значений аномалий уровня моря создает градиент давления, что приводит к увеличению аномалий поверхностных геострофических скоростей и усиливает поступление атлантических вод вдоль кромки шельфа в восточном направлении при циклоническом режиме (индекс арктической осцилляции больше нуля). При антициклоническом режиме циркуляции атмосферы (индекс меньше нуля) эффект становится противоположным. С этим согласуются оценки коэффициентов линейной регрессии для аномалий скорости геострофических течений, которые составили ~ 0.5 см/с на 1 единицу индекса. На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от фазы арктической осцилляции.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, альтиметрия, стерический уровень, арктическая осцилляция, режимы циркуляции океана, *GRACE*

© Лемешко Е. Е., 2023



Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)
This work is licensed under a Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0) License

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90061.

Для цитирования: Лемешко Е. Е. Межгодовая изменчивость режимов циркуляции вод Северного Ледовитого океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 48–64. EDN TYGZLF. doi:10.29039/2413-5577-2023-1-48-64

Interannual Variability of Water Circulation Regimes in the Arctic Ocean

E. E. Lemeshko

*Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia
e-mail: e.lemeshko@mhi-ras.ru*

Abstract

The article studies the interannual variability of the Arctic Ocean water circulation regimes according to altimetry data for the area from 65°N to 89.75°N including the ice-covered area of the ocean. The purpose of the work is to study the variability of the ocean level and the velocities of surface geostrophic currents depending on the value of the Arctic oscillation index, and to establish quantitative patterns between them. In addition, the paper considers the influence of different ocean circulation regimes and the value of the Arctic oscillation index on the steric level variability as an indicator of freshening/salinization processes in the polar region north of 81.5°N. The steric component of level was calculated as the difference between the dynamic topography from altimetry data and the GRACE data of the manometric level component. On an interannual time scale, the sea level response averaged over the Arctic Ocean is in antiphase with the Arctic Oscillation Index. Based on the method of multiple regression, quantitative estimates of the dependence of the sea level and geostrophic velocity components on the value of the Arctic oscillation index were obtained. The level difference between the shelf and the deeper part of the ocean was ~ 4 cm per unit of the Arctic oscillation index. The difference between the areas of positive and negative values of the sea level anomalies creates a pressure gradient, which leads to an increase in the anomalies of surface geostrophic velocities and enhances the inflow of Atlantic waters along the shelf edge in an easterly direction during the cyclonic regime (Arctic Oscillation Index is greater than 0). Under the anticyclonic regime of atmospheric circulation (the index is less than 0), the effect becomes opposite. This agrees with the estimates of the linear regression coefficients for the velocity anomalies of geostrophic currents, which amounted to ~ 0.5 cm/s per 1 index unit. On the basis of the obtained results, a conceptual scheme of the regimes of circulation and distribution of desalinated waters depending on the phase of the Arctic oscillation is proposed.

Keywords: Arctic Ocean, altimetry, steric level, arctic oscillation, ocean circulation regimes, altimetry, GRACE

Acknowledgements: The work was funded by the RFBR under research project no. 20-35-90061.

For citation: Lemeshko, E.E., 2023. Interannual Variability of Water Circulation Regimes in the Arctic Ocean. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*, (1), pp. 48–64. EDN TYGZLF. doi:10.29039/2413-5577-2023-1-48-64

Введение

Приповерхностная циркуляция Северного Ледовитого океана (СЛО) в основном характеризуется чередованием антициклонической и циклонической фаз на межгодовых масштабах изменчивости [1–3]. Такое описание циркуляции основывалось на анализе динамической топографии, рассчитанной по данным гидрологических наблюдений, и численном моделировании [1–3]. По данным современных экспедиционных исследований, наиболее резкие изменения в СЛО произошли в 2010-е гг. [1].

Район вокруг Северного полюса (СП) севернее 81.5° с. ш., иногда называемый «слепым» пятном (область СП на рис. 1) из-за отсутствия там данных альтиметрии до 2011 г., важен для понимания гидрофизических изменений в СЛО. Морской лед и распресненные поверхностные воды выносятся Трансарктическим течением (ТТ) через данный регион в сторону Северной Атлантики и во многом определяют термохалинную структуру ее приполярных областей. Поэтому такие параметры, как толщина льда, придонное давление и стерический уровень (отражающий вертикальную гидрологическую структуру вод), являются ключевыми индикаторами изменчивости всего СЛО.

Независимые оценки пресноводного баланса на основе анализа гидрологических данных показали две независимые тенденции в изменчивости пресноводного баланса СЛО [4]. С одной стороны, наблюдалось распреснение в Канадском бассейне со скоростью изменения толщины слоя распресненных вод 2.04 ± 0.64 м/10 лет, а с другой стороны – осолонение в Восточно-Евразийском бассейне с трендом 0.96 ± 0.86 м/10 лет [4]. По данным многолетних гидрологических наблюдений, распреснение отмечалось также в районе Северного полюса с трендом 1.19 ± 0.02 м/10 лет [4].

В результате анализа комплексных данных экспедиционных исследований в районе круговорота Бофорта сделан вывод об увеличении запаса пресных вод с 2003 по 2018 г. на 40 % относительно среднемноголетнего значения за 1970–2000 гг. В качестве основного механизма распреснения рассматривалась аккумуляция пресных вод вследствие воздействия антициклонической атмосферной циркуляции [5].

На основании результатов анализа уровня моря по данным альтиметрии для района круговорота Бофорта и Северного моря были выделены противоположные тенденции в трендах уровня в 2009–2011 гг. [6]. В итоге сделан вывод, что сдвиг в изменчивости уровня моря в этих районах был обусловлен изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции, связанной с индексом арктической осцилляции (АО) [5, 6].

Арктическая осцилляция (АО) – климатический индекс, который характеризует распределение атмосферного давления и особенности поля ветра над Арктикой. Когда большая часть Арктики занята циклоном, индекс АО положительный, отрицательным он становится во время антициклонической циркуляции атмосферы. Во время положительной фазы индекса АО происходит усиление притока теплых Атлантических вод и ослабление распространения Тихоокеанских вод. Кроме того, увеличивается транспорт морского льда и приповерхностных распресненных вод в Атлантику, меняются пути распространения стока Евразийских рек. Во время отрицательной фазы индекса АО над Арктикой располагается антициклоническая область давления,

и знак аномалии расхода течений меняется на противоположный [2]. Циклоническая мода циркуляции океана запаздывает относительно индекса АО примерно на 1 год [7–9].

Статья посвящена исследованию изменчивости уровня океана и скоростей поверхностных геострофических течений в зависимости от величины индекса АО, а также установлению количественных закономерностей между ними. Дополнительно рассмотрено влияние различных режимов циркуляции океана и величины индекса АО на изменчивость стерического уровня как индикатора процессов распреснения/осолонения в районе круговорота Бофорта и в полярной области севернее 81.5° с. ш. Реконструированная стерическая компонента уровня рассчитывалась как разница между динамической топографией по данным альтиметрии и данными *GRACE* о манометрической компоненте уровня. Затем реконструированный стерический уровень осреднялся по области круговорота Бофорта и по «слепой» полярной области севернее 81.5° с. ш., до 2011 г. недоступной для спутниковой альтиметрии (рис. 1).

Данные и методы

После 2011 г. на высокие орбиты были запущены новые спутники *Envisat* и *CryoSat-2*, что позволило получать данные альтиметрии в области «слепого» пятна вплоть до 89.75° с. ш. и повысить точность измерений аномалий уровня моря [9].

Были проведены методические работы по сравнению данных альтиметрии с измерениями уровня моря с помощью береговых мареографов. Результаты показали достаточно высокую степень корреляции между ними для периодов открытой воды: в Норвежском море значения в среднем составили 0.86 [9, 10], а в Баренцевом – 0.89 [2].

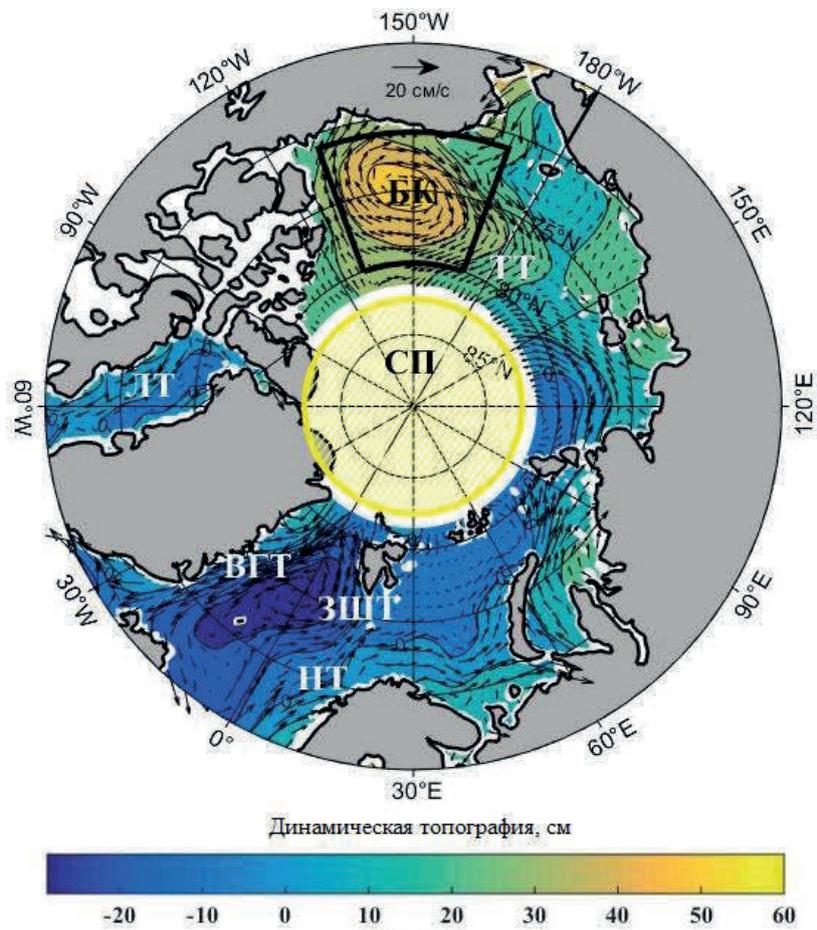
Полученные новые данные альтиметрии использовались для оценки динамической топографии всего СЛЮ, включая область севернее 81.5° с. ш. согласно следующей формуле:

$$H_{DT} = H_{SSH} - H_G, \quad (1)$$

где H_{DT} – динамическая топография океана; H_{SSH} – высота морской поверхности; H_G – высота поверхности геоида [9, 10]. Поверхностные геострофические скорости рассчитывались по значениям динамической топографии H_{DT} , полученным по формуле (1) [10, 11].

В статье использовались два массива данных спутниковой альтиметрии в виде среднемесячных данных динамической топографии океана и поверхностных геострофических скоростей, предоставленные центром *Centre for Polar Observation and Modelling, University College London* (URL: www.cpom.ucl.ac.uk/dynamic_topography). Первый массив состоит из данных за 2003–2014 гг. с покрытием от 65° до 81.5° с. ш. на сетке $0.75^\circ \times 0.25^\circ$ [11], а второй массив – из данных за 2011–2020 гг. с более высоким разрешением (20×20 км) на сетке в полярной стереографической проекции с покрытием от 65° до 89.75° с. ш. Оба массива включают данные для районов океана, покрытых льдом, описание методики расчета уровня моря приводится в [10].

Кроме того, использовались данные гравиметрии (*Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE)*) в версии *RL06*, сетка $1^\circ \times 1^\circ$, среднемесячные, 2002–2017 гг., и *GRACE-FO* 2018–2021 гг. с покрытием всего океана до 89.9° с. ш. (URL: <https://podaac.jpl.nasa.gov/datasetlist?search=tellus>).



Р и с . 1 . Схема поверхностных течений Северного Ледовитого океана: динамическая топография и геострофические течения, осредненные по данным альтиметрии за 2003–2014 гг.: СП – «слепое пятно» (регион севернее 81.5° с. ш.); НТ – Норвежское течение; ЛТ – Лабрадорское течение; ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; ВГТ – Восточно-Гренландское течение; ТТ – Трансарктическое течение; БК – Бофорта круговорот

F i g . 1 . Scheme of the surface currents of the Arctic Ocean: dynamic topography and geostrophic currents averaged from altimetry data for 2003–2014. BS – “blind spot” – the region north of 81.5°N; NwC – Norwegian Current; LT – Labrador Current; WSC – West Spitsbergen Current; EGC – East Greenland Current; TPD – Transpolar Drift; BG – Beaufort Gyre.

Результаты

Для СЛО были рассчитаны средние значения динамической топографии и поверхностных геострофических скоростей за 2003–2014 гг. (рис. 1). На рис. 1 белыми символами выделены основные течения и крупномасштабные элементы циркуляции океана: Норвежское, Лабрадорское, Западно-Шпицбергенское, Восточно-Гренландское, Трансарктическое течения и круговорот

Бофорта (рис. 1), которые соответствуют известной картине течений¹⁾ и полученным для этих районов оценкам геострофических скоростей по более ранним альтиметрическим продуктам [10].

Средние значения скоростей течений, рассчитанных нами за период 2003–2014 гг., составляют ~ 10 и ~ 15 см/с в районе западнее Шпицбергена и у Новой Земли соответственно, перепад уровня между шельфом и глубоководной частью бассейна достигает 30 см (рис. 1).

Кроме того, при сопоставлении с данными измерителей скоростей течений на десяти автономных буйковых станциях за 2011–2018 гг. значение корреляции для моря Лаптевых и моря Бофорта составило 0.7, а для пролива Фрама оно было равным 0.34. При этом среднеквадратичные отклонения (СКО) между модулями геострофических скоростей течений по данным альтиметрии и контактных измерений на автономных буйковых станциях составили 1–2 см/с, а СКО разницы значений по углу – около 60° за 2005–2008 гг. [10].

Для анализа межгодовой изменчивости уровня моря внутрисезонные колебания удаляли с помощью фильтра скользящего среднего с шириной окна 12 месяцев, затем были сформированы ряды аномалий уровня моря как отклонения от их среднемноголетних значений. На рис. 2 приведены полученные аномалии уровня моря, осредненные по всему СЛО.

Оба массива альтиметрии достаточно хорошо согласуются между собой на интервале перекрытия данных 2011–2014 гг. (рис. 2).

Антициклонические режимы в СЛО, выделяемые по положительным значениям аномалий уровня моря, наблюдались в 2006–2007 гг., 2009–2013 гг. и 2016–2017 гг. (рис. 2).

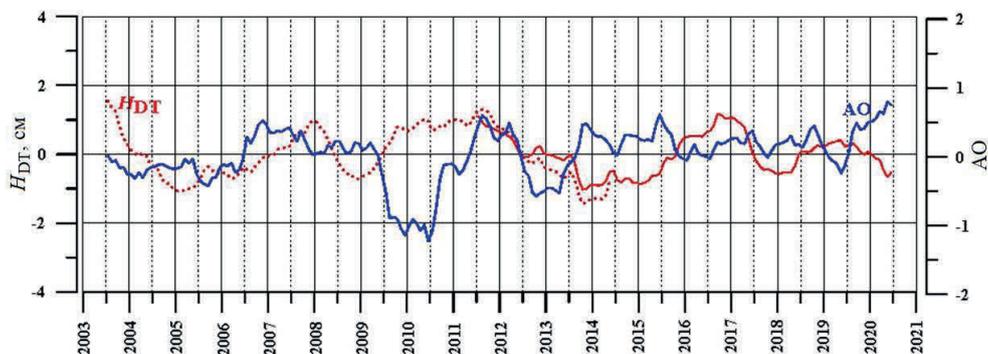


Рис. 2. Графики осредненной по СЛО динамической топографии (см) по данным альтиметрии (H_{DT}) за 2003–2014 гг. (красная штриховая линия), за 2011–2020 гг. (красная сплошная линия) и индекс АО (синяя линия) после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев

Fig. 2. Plots of dynamic topography averaged over the Arctic Ocean (cm) according to altimetry data (H_{DT}) for the period 2003–2014 (red dashed line), for the period 2011–2020 (red solid line) and the Arctic Oscillation (AO) Index (blue line) after filtering by a moving average with a window width of 12 months

¹⁾ Атлас Арктики / Ред. А. Ф. Трешников. Москва : Главное управление геодезии и картографии, 1985. 204 с.

Циклонические же режимы (отрицательные аномалии уровня) наблюдались в 2005, 2008, 2014 гг. (рис. 2). За весь период альтиметрических наблюдений 2003–2020 гг. максимальная длительность антициклонического режима океана составила ~ 3.5 года – в 2009–2013 гг., и этому соответствовала отрицательная фаза индекса АО (рис. 2). И наоборот, во время положительной фазы индекса АО (2013–2016 гг.), когда в поле приземного атмосферного давления выделяется циклонический режим, наблюдаются отрицательные значения аномалий уровня моря с максимальной длительностью ~ 2.5 года (рис. 2).

В статье использовались данные индекса АО, предоставленные *NOAA/NWS Climate Prediction Center* (США)²⁾. Выделяются длительные периоды отрицательной фазы индекса АО в 2003–2006 гг., 2009–2011 гг., 2012–2013 гг. и 2016–2017 гг., которым соответствует антициклоническая циркуляция в СЛО: средние по акватории значения динамической топографии положительны (рис. 2). Для положительной фазы индекса АО наблюдаются отрицательные значения средней по СЛО динамической топографии, наиболее выражено это проявляется в 2013–2016 гг. (рис. 2). В период преобладания циклонического режима в атмосфере во время положительной фазы АО циклоническая циркуляция океана проявлялась в понижении среднего уровня моря с временной задержкой около 1 года относительно фазы индекса АО (рис. 2).

Уровень моря H состоит из суммы стерической компоненты уровня H_{Sth} , обусловленной изменениями плотности морской воды, и манометрической компоненты уровня H_{man} , обусловленной вариациями водной массы столба жидкости, при этом их характерные временные масштабы изменчивости разные [12, 13]:

$$H = H_{\text{Sth}} + H_{\text{man}} . \quad (2)$$

Изменчивость манометрического уровня в Норвежском и Баренцевом морях имеет в основном внутрисезонный характер, и ее вклад достигает 80 % от общей дисперсии. Следовательно, баротропный отклик уровня моря на ветровое воздействие имеет масштаб нескольких месяцев и может маскироваться более долговременной изменчивостью стерического уровня. В статьях [12, 13] на основе анализа данных *GRACE* и численного моделирования было получено, что на внутрисезонных масштабах вариации манометрического уровня моря имели высокую корреляцию с аномалиями поля ветра для рассматриваемого сектора.

Чтобы проанализировать межгодовую изменчивость данных динамической топографии и поверхностных геострофических скоростей, в каждом узле сетки из данных после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев устранялся линейный тренд. Полученные аномалии уровня океана осреднялись по периодам положительной ($AO > 0$) и отрицательной ($AO < 0$) фаз индекса АО [14]. Сначала такой подход был опробован для сектора

²⁾ URL: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml
(дата обращения: 30.08.2022).

океана (65° – 81.5° с. ш., 0° – 70° в. д.), объединяющего Северное, Норвежское и Баренцево моря за 2003–2014 гг. [9]. В периоды, когда индекс АО находится в положительной фазе, центральную часть СЛО занимает циклоническая область с отрицательными значениями аномалий уровня до -3 см, нулевая изолиния уровня примерно соответствует изобате 300 м. В южной части Баренцева моря и в Карском море выделяются положительные аномалии уровня до 3 см, векторы аномалий скоростей (~ 1 см/с) соответствуют циклоническому режиму циркуляции. Для периодов, когда индекс АО находился в отрицательной фазе, аномалии уровня океана и скоростей соответствовали антициклоническому режиму циркуляции. Аналогично для всей акватории СЛО за 2011–2020 гг. были выделены циклонический режим циркуляции океана во время положительной фазы индекса $AO > 0$ и антициклонический режим циркуляции во время отрицательной фазы индекса $AO < 0$.

Для количественного оценивания влияния индекса АО на изменчивость аномалий уровня моря H_{DT} и поверхностных геострофических скоростей U , V использовался линейный регрессионный анализ [15]:

$$\begin{aligned} H_{DT}^i &= \alpha_{DT}^i \cdot AO + \varepsilon_{DT}^i, \\ U^i &= \alpha_U^i \cdot AO + \varepsilon_U^i, \\ V^i &= \alpha_V^i \cdot AO + \varepsilon_V^i, \end{aligned} \quad (3)$$

где коэффициенты регрессии для уровня α_{DT}^i , см, и компонент скоростей α_U^i , α_V^i , см/с, оценивались в каждом i -м узле сетки, а ε_{DT}^i , ε_U^i , ε_V^i представляют собой некоррелированный белый шум. На рис. 3 приведены коэффициенты регрессии уровня моря в виде изолиний и соответствующие коэффициенты модуля скорости течений в виде векторов α_{modV}^i :

$$\alpha_{modV}^i = [(\alpha_U^i)^2 + (\alpha_V^i)^2]^{1/2}. \quad (4)$$

Пространственное распределение коэффициентов линейной регрессии уровня моря и поверхностных геострофических скоростей соответствует циклоническому режиму циркуляции в СЛО при положительных значениях индекса АО согласно выражению (3) (рис. 3) и, таким образом, согласуется с распределением уровня моря и скоростей, осредненных для положительной фазы индекса АО. Аналогично для отрицательной фазы индекса АО распределение коэффициентов линейной регрессии уровня моря и поверхностных скоростей меняет знак на минус согласно (3), что дает антициклоническую картину циркуляции и согласуется с картой значений уровня моря и скоростей течений, осредненных за периоды отрицательной фазы индекса АО. Для повышения робастности регрессионных оценок линейный тренд устранялся из данных индекса АО, динамической топографии и скоростей после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев. Полученные таким образом аномалии обрабатывались по формуле регрессии (3), результаты приведены на рис. 3, 4.

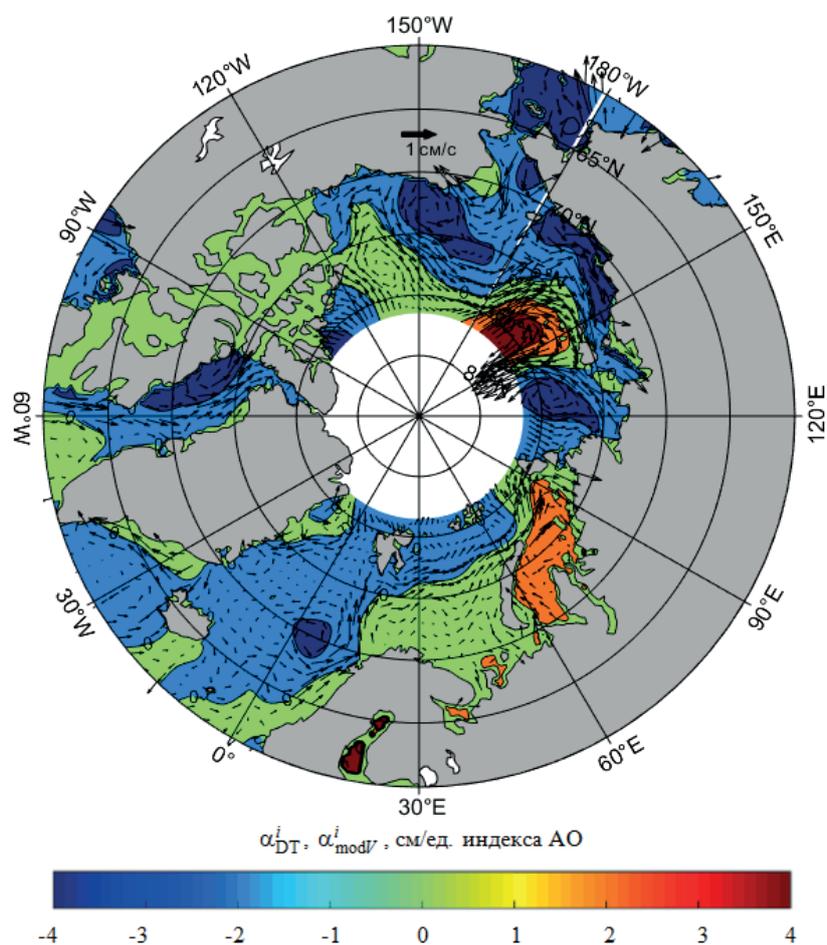


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициентов линейной регрессии для аномалий уровня моря α_{DT}^i (см/ед. индекса АО) и для аномалий скорости течений α_{modV}^i ((см/с)/ед. индекса АО) в виде векторов за 2003–2014 гг.

Fig. 3. Spatial distribution of linear regression coefficients for sea level anomalies α_{DT}^i (cm/AO index unit) and for current velocity anomalies ((cm/s)/AO index unit) as vectors for 2003–2014

В результате нами получены регрессионные соотношения для уровня моря и компонент геострофических скоростей в зависимости от величины индекса АО. Рассчитанные коэффициенты линейной регрессии α_{DT}^i для аномалий уровня моря составляют более ~ 2 см в шельфовой зоне и около -2 см в глубоководной части океана (рис. 3).

Для Норвежского моря, северной части Баренцева и Карского морей, для шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря коэффициенты линейной регрессии модуля аномалий скорости течений α_{modV}^i имеют значения ~ 0.5 см/с на 1 единицу индекса АО для данных альтиметрии за 2003–2014 гг. и $0.6 \div 0.8$ см/с на 1 единицу индекса АО для данных за 2011–2020 гг. (рис. 3).

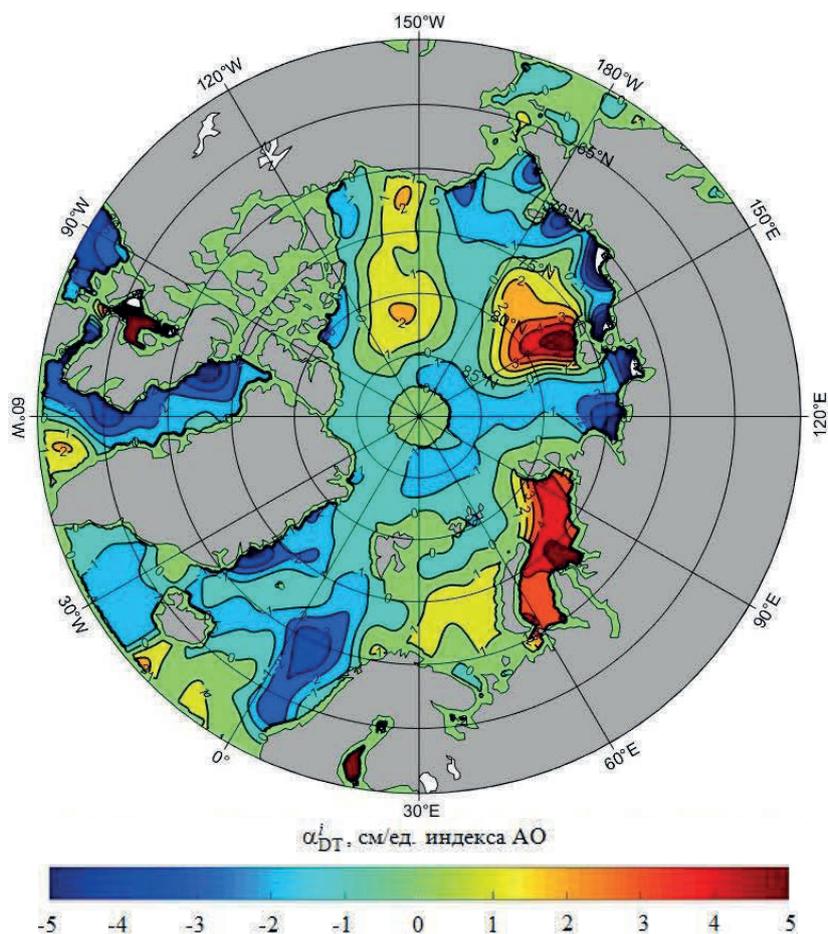


Рис. 4. Пространственное распределение коэффициентов линейной регрессии для аномалий уровня моря α_{DT}^i (см/ед. индекса АО) за 2011–2020 гг.

Fig. 4. Spatial distribution of linear regression coefficients for sea level anomalies (cm/AO index unit) for 2011–2020

Для «слепого» пятна 81.5° – 89° с. ш. в секторе 30° – 80° в. д. и 130° – 180° в. д. также отмечаются высокие значения коэффициентов (0.6 – 0.8 см/с на 1 единицу индекса АО), а в секторе 120° з. д. – 30° в. д. наоборот низкие значения (0.1 – 0.2 см/с на 1 единицу индекса АО) (рис. 4).

Перепад уровня моря между шельфом и более глубоководной частью составляет ~ 4 см на 1 единицу индекса АО (рис. 4). Этот перепад усиливается в Карском море до ~ 5 см, а в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море – до ~ 8 см на 1 единицу индекса АО в секторе 150 – 180° в. д. (рис. 4).

Усиление градиентов уровня моря приводит к усилению градиентов давления между шельфом и более глубоководной частью океана и, как следствие, к увеличению геострофических скоростей до ~ 1.5 см/с на 1 единицу индекса АО (рис. 4). Следовательно, во время положительной фазы АО происходит

увеличение транспорта пресных вод от шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в центральную часть океана.

Таким образом, во время положительной фазы индекса АО, когда центральная часть Арктики занята циклоном, наблюдается рост величины аномалий скоростей течений, что способствует притоку теплых атлантических вод в Баренцево море и центральную часть океана, а также отмечается уменьшение притока вод через Берингов пролив. Во время отрицательной фазы АО, когда над Арктикой находится антициклоническая область давления, знаки аномалии скоростей течений меняются на противоположные, что уменьшает приток теплых атлантических вод в СЛО и увеличивает поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив.

Данные альтиметрии и *GRACE* использовались для оценки манометрической компоненты уровня СЛО. Манометрический уровень $H_{\text{ман}}$ обусловлен вариациями массы водного столба. Уровень океана H определяется по данным альтиметрии. Таким образом, реконструированная стерическая компонента уровня моря H_{Stb} равна уровню моря H минус манометрическая компонента уровня. С использованием соотношения (2) были реконструированы поля стерического уровня по данным альтиметрии и *GRACE*. Реконструированный стерический уровень сравнивался со стерическим уровнем, рассчитанным по гидрологическим данным (*Unified Database for Arctic and Subarctic Hydrography, UDASH*, URL: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.872931>). В работах [4, 5] показано, что в стерическом уровне СЛО преобладает вклад халостерической компоненты над термостерической. Таким образом, изменчивость стерического уровня СЛО является индикатором распределения верхнего слоя океана [4]. Методика расчета стерического уровня по данным альтиметрии и *GRACE* и его валидации описана в [9]. Данные альтиметрии за 2011–2020 гг. в полярной области севернее 81.5° с. ш. позволили получить оценки стерического уровня для области «слепого» пятна (рис. 2). На рис. 5 приведен реконструированный стерический уровень, осредненный по этой области.

Стерический уровень в области «слепого» пятна может рассматриваться как индикатор процесса распределения/осолонения, так как основной вклад в стерический уровень вносит его халостерическая компонента в приполярных областях океана. Тренд стерического уровня в этой области положительный и составляет 0.3–0.4 см/год (рис. 5), что является индикатором увеличения запаса пресных вод за 2011–2020 гг.

Реконструированный стерический уровень испытывает значительные межгодовые колебания и достигает максимумов в период отрицательной фазы АО, например в 2012–2013 гг. и 2015–2017 гг., что является индикатором увеличения распределения водных масс (рис. 5). Соответственно, в периоды положительной фазы АО в 2010–2012 гг. и 2014–2015 гг. наблюдались минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды (рис. 5). Следует отметить особенность изменчивости стерического уровня во время отрицательной фазы АО в 2018–2020 гг. – амплитуда колебаний упала в 3–4 раза при сохранении положительного тренда. Полученный вывод подтверждается сопоставлением содержания распределенных вод в полярной области, рассчитанной по данным гидрологических съемок [4, 5]. Так, тренд содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое за 1994–2008 гг. составил

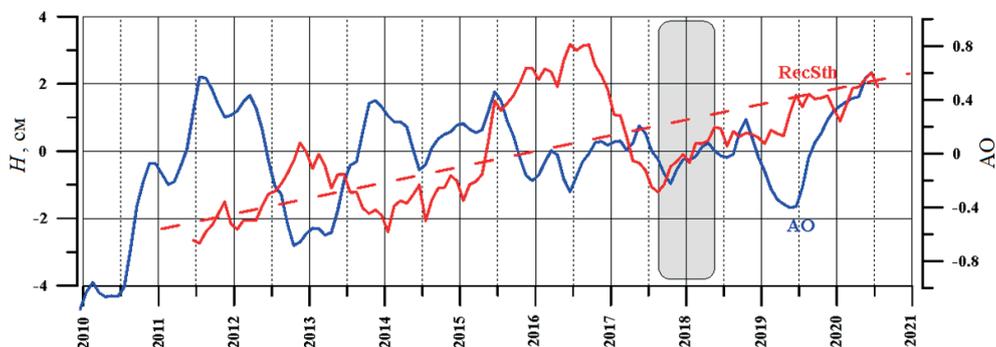


Рис. 5. Графики осредненного по области «слепого» пятна (рис. 1) реконструированного стерического уровня (см) за 2011–2020 гг. (красная сплошная линия), его тренда (красная штриховая линия) и индекса АО (синяя линия) после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев. Данные GRACE за 07.2017–05.2018 проинтерполированы (серая область)

Fig. 5. Plots of the reconstructed steric level (cm) averaged over the area of the “blind” spot (Fig. 1) for 2011–2020 (red solid line), trend (red dashed line), and the AO Index (blue line) after being filtered by a moving average with a window width of 12 months. GRACE data for 07.2017–05.2018 were interpolated (grey area)

11.19 см/год [4]. Пересчет в величину стерического уровня производился при использовании константы 35.5 [5], что дает значение тренда стерического уровня 0.34 см/год и соответствует полученному нами значению тренда реконструированного стерического уровня 0.3–0.4 см/год.

Аналогично для области круговорота Бофорта (рис. 1) получили положительный тренд реконструированного стерического уровня (рис. 6). Значение тренда реконструированного по данным альтиметрии и GRACE стерического уровня составило 0.45 см/год, а пересчет тренда содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое круговорота Бофорта по гидрологическим данным за 1994–2008 гг. дает 0.57 см/год, что согласуется с нашей оценкой с учетом погрешности определения тренда содержания пресных вод [4]. Интересно отметить, что накопление пресных вод во время положительной фазы АО наблюдалось в круговороте Бофорта в 2010–2013 гг., а в 2013–2015 гг., наоборот, наблюдалось уменьшение стерического уровня, обусловленное выносом распресненных вод из круговорота Бофорта. После 2015 г. накопление пресных вод происходило уже во время отрицательной фазы АО, что привело к росту стерического уровня (рис. 6).

Анализ изменчивости атмосферной циркуляции, идентифицируемой по фазам индекса АО, пространственно-временной изменчивости динамической топографии и реконструированного стерического уровня позволяет предложить концептуальную схему циркуляции СЛЮ, которая дана на рис. 7. Во время отрицательной фазы АО высокое приземное давление над Арктикой вызывает антициклоническую циркуляцию над большей частью СЛЮ (рис. 7, а). Распресненные воды от стока Евразийских рек распространяются через Евразийский бассейн и выносятся из СЛЮ в области Трансарктического

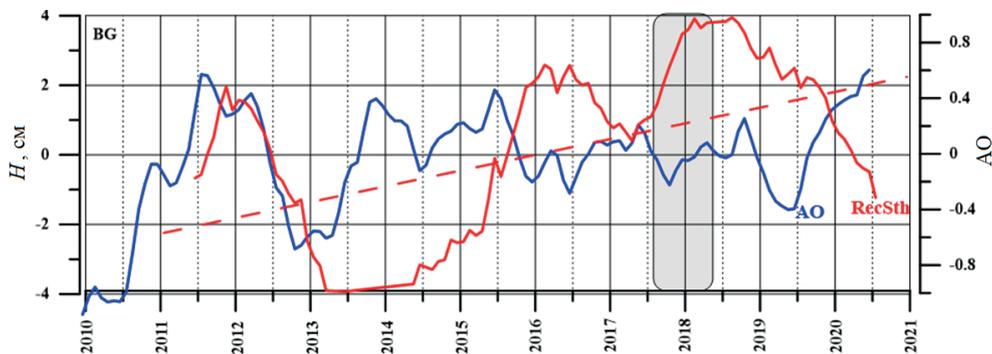


Рис. 6. Графики осредненного по области круговорота Бофорта (рис. 1) реконструированного стерического уровня (см) за 2011–2020 гг. (красная сплошная линия), его тренда (красная штриховая линия) и индекса АО после фильтрации скользящим средним с шириной окна 12 месяцев. Данные GRACE за 07.2017–05.2018 проинтерполированы (серая область)

Fig. 6. Plots of the Beaufort gyre area-averaged (Fig. 1) reconstructed steric level (cm) for 2011–2020 (red solid line), its trend (red dashed line) and AO Index after filtering by a moving average with a window width of 12 months. GRACE data for 07.2017–05.2018 were interpolated (grey area)

течения (рис.1), что показано на рис.7, а синими стрелками. Результаты анализа изменчивости реконструированного стерического уровня, осредненного по области «слепого» пятна (рис. 1) показали, что он достигает максимумов в период отрицательной фазы АО, например в 2012–2013 гг. и 2015–2017 гг., что является индикатором увеличения распреснения водных масс (рис. 5) и согласуется со схемой на рис. 7, а. С другой стороны, для области круговорота Бофорта наблюдалось накопление пресных вод и во время отрицательной фазы АО после 2015 г. (рис. 6), что обусловлено конвергенцией экмановского переноса распресненных вод на шельфе и показано зелеными стрелками на рис. 7, а для круговорота Бофорта, которому соответствуют положительные значения динамической топографии по данным альтиметрии (рис.1).

Во время положительной фазы АО низкое приземное давление над Арктикой вызывает циклоническую циркуляцию в Евразийском бассейне СЛО (рис. 7, b). Распресненные воды от стока Евразийских рек распространяются вдоль арктического шельфа России геострофическими течениями и вторичной циркуляцией океана и захватываются круговоротом Бофорта, что показано на рис. 7, b синими и фиолетовыми стрелками. Результаты анализа изменчивости реконструированного стерического уровня, осредненного по области «слепого» пятна показали, что во время положительной фазы АО в 2010–2012 гг. и 2014–2015 гг. наблюдались минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды (рис. 5) и согласуется со схемой циркуляции на рис. 7, b. Для области круговорота Бофорта наблюдалось накопление пресных вод во время положительной фазы АО только в 2011–2013 гг., а в 2013–2015 гг., наоборот, наблюдалось уменьшение стерического уровня (рис. 6). Тем не менее за весь период 2011–2020 гг. в круговороте Бофорта увеличивалось накопление пресных вод, поскольку

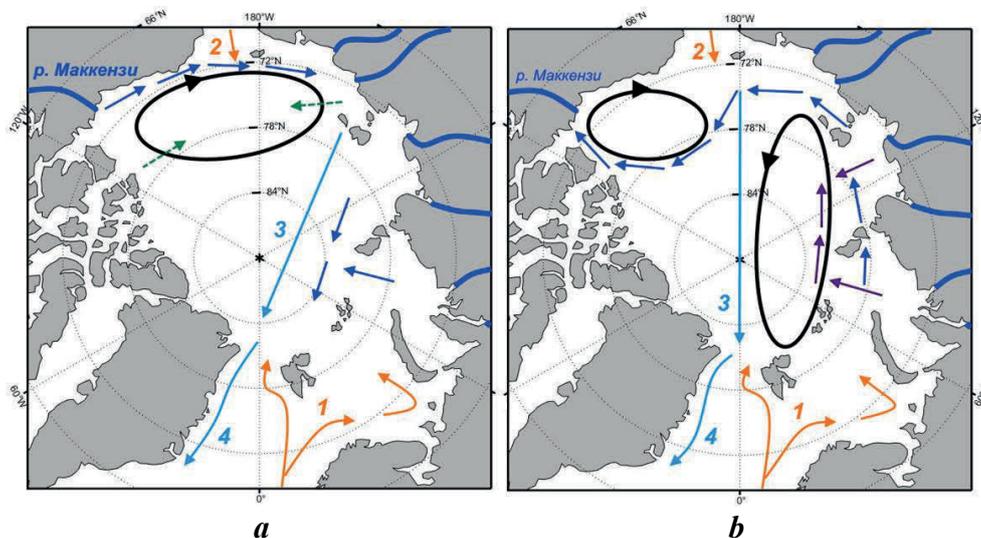


Рис. 7. Концептуальная схема циркуляции СЛО: *a* – во время отрицательной фазы АО (антициклонической, $AO < 0$); *b* – во время положительной фазы АО (циклонической, $AO > 0$). Черные стрелки обозначают поверхностную геострофическую циркуляцию, оранжевые – поступление атлантических (1) и тихоокеанских вод (2); голубые – Трансарктическое (3) и Восточно-Гренландское течение (4). Синие и фиолетовые стрелки показывают распространение пресных вод от реки Маккензи и стока евразийских рек. Зеленые стрелки – экмановский перенос распресненных вод. Жирными синими линиями обозначены впадающие в СЛО реки

Fig. 7. Conceptual scheme of the Arctic Ocean circulation: (a) during the negative AO phase (anticyclonic, $AO < 0$); (b) during the positive AO phase (cyclonic, $AO > 0$). The black arrows indicate surface geostrophic circulation, the orange arrows indicate the inflow of Atlantic (1) and Pacific waters (2); the light blue arrows – Transpolar Drift (3) and East Greenland Current (4). The dark blue and purple arrows show the distribution of fresh water from the Mackenzie River and from the Eurasian Rivers. Green arrows show Ekman transfer of fresh water. The bold dark blue lines are for the rivers flowing into the Arctic Ocean

тренд стерического уровня был положительным (0.45 см/год), что также подтверждается положительным трендом содержания пресных вод в верхнем 100-метровом слое круговорота Бофорта по гидрологическим данным за 1994–2008 гг. [4, 5].

В итоге предлагаемая концептуальная схема на рис. 7 интегрирует полученные результаты анализа динамической топографии, поверхностных геострофических течений по данным альтиметрии и реконструированного стерического уровня и индекса АО в контексте влияния режимов циркуляции атмосферы на пути распространения распресненных вод в СЛО.

Выводы

Изменение уровня СЛО является важным индикатором изменчивости климата Арктики и в целом климатической системы Земли в силу интегрального характера формирования уровня моря. Для Арктики в последнее десятилетие достигнут прогресс в обработке альтиметрической информации

и повышения ее точности, а запуск спутников *Envisat* и *CryoSat-2* позволил увеличить площадь покрытия в высоких широтах до 89.75° с. ш. Поэтому использование новых данных альтиметрии как для районов СЛО, покрытых льдом, так и для открытой акватории, позволило получить оценки динамической топографии и поверхностных геострофических скоростей, включая область «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш., данные альтиметрии для которой до 2011 г. отсутствовали. С использованием гравиметрических данных *GRACE* удалось получить оценки изменчивости манометрической и стерической компонент уровня океана. Эти оценки хорошо согласуются с расчетами по имеющимся инструментальным наблюдениям. Влияние режимов атмосферной циркуляции на пространственно-временную изменчивость уровня океана и поверхностных течений изучалось на основе анализа индекса АО.

На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от фазы АО. Схема согласуется с межгодовой изменчивостью реконструированной стерической компоненты уровня для полярной области океана за 2011–2020 гг.

В итоге основные результаты можно сформулировать следующим образом.

1. Уточнена пространственно-временная изменчивость стерической и манометрической компонент уровня моря, получены оценки их трендов по данным альтиметрии, *GRACE* и архивным гидрологическим данным. Получены оценки изменчивости стерического уровня для районов СЛО, где обеспеченность гидрологических измерений низка или почти отсутствует, в том числе и для «слепого» пятна альтиметрии севернее 81.5° с. ш. после 2011 г.

2. Описаны особенности отклика уровня моря и поверхностных геострофических течений СЛО на циклоническую/антициклоническую циркуляцию атмосферы, описываемую с помощью индекса АО.

3. Получены количественные оценки зависимости межгодовой изменчивости аномалий уровня моря и поверхностных геострофических течений на основе регрессионных соотношений в зависимости от величины индекса АО: перепад уровня между шельфом и более глубоководной частью составляет ~ 4 см на 1 единицу индекса АО, для аномалий скорости течений ~ 0.6 – 0.8 см/с на 1 единицу индекса АО за 2003–2014 гг. Этот перепад усиливается в Карском море до ~ 5 см и до ~ 8 см на 1 единицу индекса АО в секторе 150 – 180° в. д. (в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море) в 2011–2020 гг. Усиление градиентов уровня приводит к усилению градиентов давления между шельфом и более глубоководной частью океана и, как следствие, к увеличению геострофических скоростей до ~ 1.5 см/с на 1 единицу индекса АО.

Таким образом, во время положительной фазы индекса АО, когда центральная часть Арктики занята циклоном, наблюдается увеличение аномалий скоростей течений, что способствует притоку теплых атлантических вод. Во время отрицательной фазы АО аномалии скоростей течений меняются на противоположные.

4. Впервые получены оценки трендов и межгодовой изменчивости стерической компоненты уровня для области «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш. на основе реконструкции по данным альтиметрии и *GRACE*.

5. Согласно полученным количественным закономерностям во время отрицательной фазы АО происходит увеличение транспорта пресных вод от шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в центральную часть океана. Это подтверждается межгодовой изменчивостью реконструированной стерической компоненты уровня, осредненной по области «слепого» пятна севернее 81.5° с. ш. Как показано, для СЛО стерический уровень является индикатором увеличения распреснения/осолонения водных масс. Соответственно, в периоды положительной фазы АО наблюдаются минимумы стерического уровня, что свидетельствует об увеличении солености в эти периоды времени.

6. На основании полученных результатов предложена концептуальная схема режимов циркуляции и распространения распресненных вод в зависимости от фазы арктической осцилляции. Схема согласуется с режимами циркуляции океана на основе анализа поверхностных геострофических течений по данным альтиметрии и межгодовой изменчивостью реконструированной стерической компоненты уровня для полярной области океана за 2011–2020 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В. В., Фролов И. Е., Фильчук К. В. Трансформация атлантической воды в северо-восточной части Баренцева моря в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66, № 3. С. 246–266. doi:10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266
2. Armitage T. W. K., Bacon S., Kwok R. Arctic sea level and surface circulation response to the Arctic oscillation // Geophysical Research Letters. 2018. Vol. 45, iss. 13. P. 6576–6584. doi:10.1029/2018GL078386
3. Proshutinsky A. Y., Johnson M. A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1997. Vol. 102, iss. C6. P. 12493–12514. doi:10.1029/97JC00738
4. Pnyushkov A. V., Alekseev G. V., Smirnov A. V. On the interplay between freshwater content and hydrographic conditions in the Arctic Ocean in the 1990s–2010s // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, iss. 3. 401. doi:10.3390/jmse10030401
5. Analysis of the Beaufort Gyre freshwater content in 2003–2018 / A. Proshutinsky [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 12. P. 9658–9689. doi:10.1029/2019JC015281
6. Arctic Sea level budget assessment during the GRACE/Argo time period / R. P. Raj [et al.] // Remote Sensing. 2020. Vol. 12, iss. 17. 2837. doi:10.3390/rs12172837
7. Arctic circulation regimes / A. Proshutinsky [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. Vol. 373, iss. 2052. 20140160. doi:10.1098/rsta.2014.0160
8. Белокопытов В. Н. Факторы, снижающие эффективность работы систем оперативных океанографических прогнозов в арктическом бассейне // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2. С. 21–27. EDN XTCNVN. doi:10.22449/0233-7584-2017-2-21-27
9. Лемешко Е. Е., Лемешко Е. М., Новицкая В. П. Влияние арктической осцилляции на формирование режимов циркуляции вод в секторе Северного, Норвежского и Баренцева морей // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2021. № 2. С. 47–64. EDN ULWWQC. doi:10.22449/2413-5577-2021-2-47-64

10. Sea surface height anomaly and geostrophic current velocity from altimetry measurements over the Arctic Ocean (2011–2020) / F. Doglioni [et al.] // *Earth System Science Data*. 2023. Vol. 15, iss. 1. P. 225–263. <https://doi.org/10.5194/essd-15-225-2023>
11. Arctic Ocean surface geostrophic circulation 2003–2014 / T. W. K. Armitage [et al.] // *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11, iss. 4. P. 1767–1780. doi:10.5194/tc-11-1767-2017
12. Volkov D. L., Landerer F. W. Nonseasonal fluctuations of the Arctic Ocean mass observed by the GRACE satellites // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, iss. 12. P. 6451–6460. doi:10.1002/2013JC009341
13. Arctic ocean circulation patterns revealed by GRACE / C. Peralta-Ferriz [et al.] // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27, iss. 4. P. 1445–1468. doi:10.1175/JCLI-D-13-00013.1
14. The cyclonic mode of Arctic Ocean circulation / J. Morison [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2021. Vol. 51, iss. 4. P. 1053–1075. doi:10.1175/JPO-D-20-0190.1
15. Себер Д. А. Ф. Линейный регрессионный анализ. Москва : Мир, 1980. 456 с.

Поступила 16.12.2022 г.; одобрена после рецензирования 21.01.2023 г.; принята к публикации 01.02.2023 г.; опубликована 24.03.2023 г.

Об авторе:

Лемешко Егор Евгеньевич, младший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), **SPIN-код: 7313-4819; ResearchID: C-5691-2016; Scopus Author ID: 57205681264**, e.lemeshko@mhi-ras.ru

Автор прочитал и одобрил окончательный вариант рукописи.